

УДК 551.24:550.838.5(571.6)

НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ О ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ИСТОРИИ ОМОЛОНСКОГО МАССИВА

© 1997 г. Г. Е. Бондаренко*, А. Н. Диденко**

*Геологический институт РАН, Москва

**Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 02.03.95 г.

Проведенный в пределах западной части Омолонского массива и в Сугойской складчатой зоне комплекс исследований (структурно-геометрический и кинематический анализ складчатости и разломов) и палеомагнитный анализ юрских отложений) позволили прийти к выводу о значительных латеральных перемещениях указанных тектонических единиц в позднем мезозое одной относительно другой, а также относительно Сибирского континента. Смещения, достигавшие по широте первых сотен километров, осуществлялись главным образом по системе левых сдвигов, сконцентрированных преимущественно в пределах Сугойской зоны, и сопровождались вращением Омолонского массива и отдельных тектонических блоков в Сугойской зоне относительно Сибири против часовой стрелки на углы от 30° до 70°. Северная часть Сугойской складчатой зоны в поперечном сечении обладает разнонаправленной вергентностью, характерной для зон сдвигов со сжатием.

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

Структурная эволюция и проблема латеральных перемещений крупных тектонических единиц (блоков) в мезозоидах Северо-Восточной Азии остаются остро дискуссионными по сей день. Об этом свидетельствует существование двух альтернативных систем взглядов на тектонику и мезозойскую геодинамику региона. Одна группа исследователей считает, что близкое к современному взаиморасположение крупных тектонических единиц в регионе сохранялось на протяжении всей палеозойско-мезозойской истории восточной окраины Сибирского континента [24, 28–31]. Согласно другой распространенной точки зрения [7, 19, 22, 36] в конце мезозоя восточная окраина Сибири была аккретирована серией аллохтонных террейнов различной природы (в их числе Омолонский массив и расположенные западнее Приколымское и Омуревское поднятия).

В основе первой точки зрения лежат детальные стратиграфические и фаунистические данные [3, 9, 12, 23, 29]. Вторая зиждется прежде всего на палеомагнитных данных [7, 11, 15, 25, 38]. Прямо противоположные выводы о мезозойской геодинамике региона, приводимые обеими группами исследователей, вынуждают либо сомневаться в достоверности их доводов, либо пытаться найти иное, компромиссное решение. Исследования, проведенные авторами публикации, направлены на устранение кажущихся противоречий и выработку рабочей модели, позволяющей увязать воедино как можно большее число имеющихся палеомагнитных и геологических данных.

С этой целью в 1992 г. был отработан профиль от западного борта Приколымского поднятия, вкост Сугойской складчатой зоны (по рекам Колыма, Коркодон, Булун) до верховьев р. Токур-Юрх в западной части Омолонского массива (рис. 1). Пересечение сопровождалось структурными наблюдениями с применением структурно-геометрического анализа складчатости и кинематического анализа разрывных нарушений по методикам [5, 8]. Параллельно проводился отбор проб для палеомагнитного анализа из наиболее охарактеризованных палеонтологически и перспективных для палеомагнитного изучения терригенных отложений лейаса.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Рассматриваемый в работе район включает западную часть Омолонского массива, северную часть Сугойской складчатой зоны и восточную часть Приколымского поднятия (см. рис. 1). Омолонский массив, Сугойская складчатая зона и Приколымское поднятие детально изучены многими исследователями [3, 4, 9, 12, 16, 23], поэтому напомним лишь непосредственно имеющие отношение к статье сведения об их геологическом строении и соотношениях с другими структурными единицами.

Омолонский массив образован архейско-протерозойским кристаллическим фундаментом, перекрытым рифейско-фанерозойским чехлом вулканогенно-осадочных образований. Изученные нижнеюрские терригенные и терригенно-карбонатные отложения [4, 9, 21] согласно залегают на

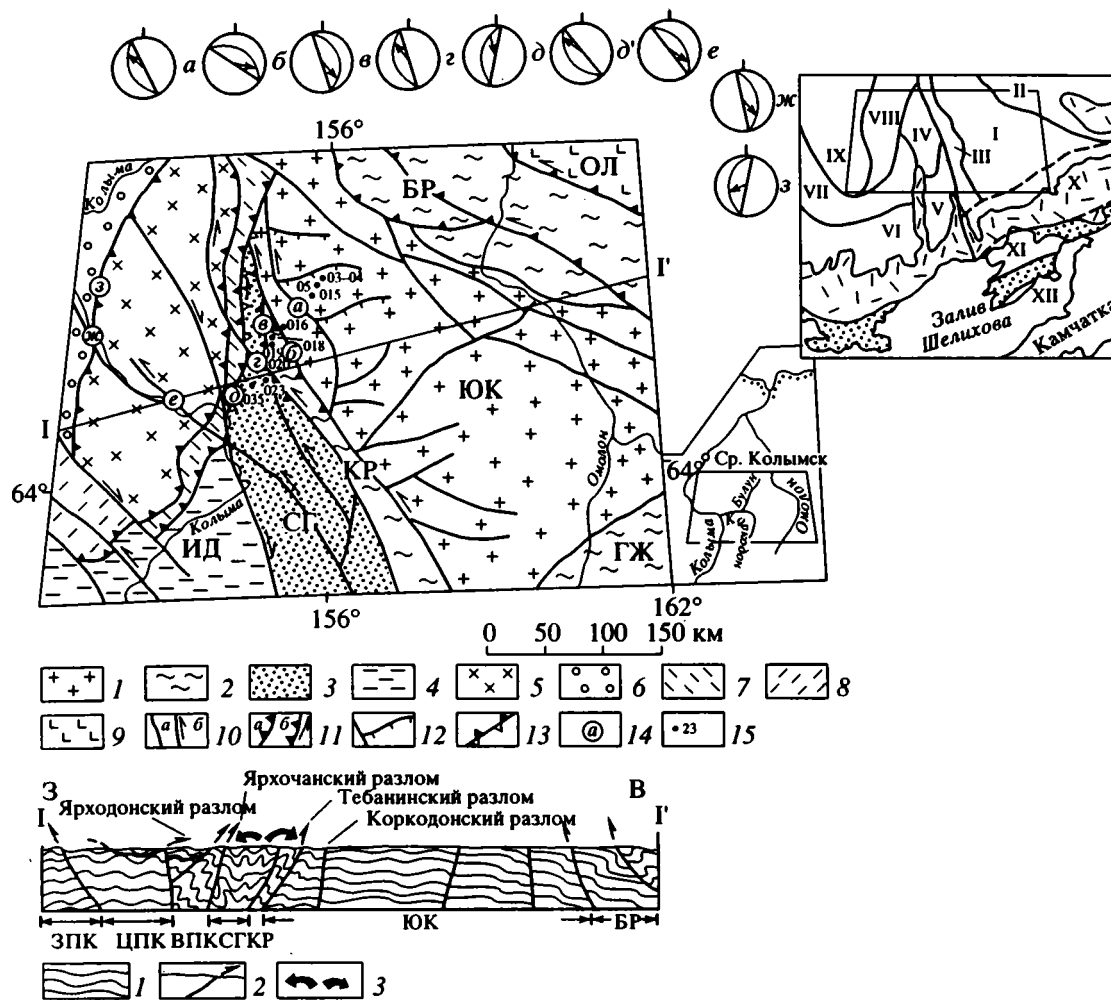


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема района исследований и структурный профиль по линии I-I'.

Омолонский массив: 1 – Юкагирская глыба Омолонского массива (область с выходами на поверхность дорифейского фундамента массива и рифейско-фанерозойского чехла); 2 – периферийные погруженные области Омолонского массива, характеризующиеся повышенными мощностями отложений позднепалеозойско-мезозойского возраста; 3 – области с повышенными мощностями верхнепалеозойско-мезозойских отложений, накопившихся на утоненной коре Омолонского массива; другие периферийные структуры Сибирского континента, отторгнутые от него в результате палеозойского и раннемезозойского рифтогенеза: 4 – области с повышенными мощностями мезозойских отложений, накопившихся на утоненной континентальной коре; 5 – области с широко проявленным метаморфизмом рифейского возраста и распространением прибрежноморских и континентальных палеозойских отложений (центральноприколымский тип разрезов); 6–9 – области распространения: 6 – преимущественно шельфовых верхнепалеозойских отложений (западноприколымский тип разрезов), 7 – морских верхнепалеозойских отложений (сугойский тип разрезов), 8 – преимущественно шельфовых палеозойских отложений (омулевский тип разрезов), 9 – аккрецированных к Омолонскому массиву террейнов океанической и островодужной природы; 10–13 – разрывные нарушения: 10 – а – с проблематичной кинематикой, б – сдвиги; 11 – а – надвиги и взбросы, б – они же со сдвиговой составляющей; 12 – сопряженные с крупными левыми сдвигами сдвиго-взбросы и сдвиго-сбросы; 13 – неоднократно активизированные разломы (белые штрихи указывают направление поздних перемещений); 14 – местоположение замеров, результаты которых изображены на стереограммах (сетка Вульфа, проекция на верхнюю полусферу); 15 – точки отбора палеомагнитных проб. Для структурного профиля по линии I-I': 1 – залегание слоистости; 2 – разломы и преобладающее направление движений по ним в плоскости рисунка; 3 – разнонаправленная вергентность складчатости и разломов в Сугойской складчатой зоне. Остальные обозначения те же, что и на схеме. Буквами на схеме и профиле обозначены следующие структурные элементы: ЮК – Юкагирская глыба ЗПК, ЦПК, ВПК – соответственно западная, центральная и восточная части Приколымского поднятия; складчатые зоны: БР – Березовская, ГЖ – Гижигинская, КР – Коркодонская, СГ – Сугойская складчатая зона; V – Хетагчанское и VI – Балыгчанское поднятия; VII – Иньяли-Дебинский синклиорий; VIII – Приколымское поднятие; IX – Алазейская палеоостроводужно-аккреционная область; X – рифтогенная Гижигинская складчатая область (оконтурена пунктирными линиями); XI – Авековский выступ Омолонского массива; XII – Южно-Тайгоноская аккреционная зона. Крпком обозначены следующие структурно-вещественные зоны: точками – Удско-Мургалская островная дуга, короткими штрихами – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

верхнетриасовых и накапливались в обстановке эпиконтинентального моря. Начиная со средней юры (байосский век), отмечается резкое поглубление осадочного материала, что связывается с первыми проявлениями складчатости [21]. По мере продвижения к западной границе массива возрастают полнота разреза и мощность юрских отложений, а также их пористость [4]. Эту периферийную относительно погруженную часть массива вслед за В.С. Шульгиной [4] мы выделяем как Коркодонскую зону. В ее пределах возрастает также степень дислоцированности мезозойских отложений чехла массива [4, 20, 21]. От остальной части массива (Юкагирской глыбы) Коркодонская зона отделена системой субвертикальных левых сдвигов северо-западного простирания, выделяемых как Коркодонский разлом (см. рис. 1). От Сугойской зоны Коркодонская отделена Тебанинским разломом [4, 13, 20]. Западнее Тебанинского разлома в пределах Сугойской складчатой зоны резко возрастает мощность нижнеюрских и в целом мезозойских отложений. Они становятся более тонкообломочными, в них появляются пачки гравититов [21].

В восточной части Приколымского поднятия распространены каменноугольно-пермские терригенно-карбонатно-вулканогенные образования, имеющие литологическое сходство с близкородственными толщами Сугойской складчатой зоны и фациальные соотношения с палеозойскими отложениями центральной части Приколымского поднятия [2, 3]. Последнее подтверждается обнаружением на правобережье среднего течения р. Колымы (устье руч. Березка) линз гравитационных микститов каньонных фаций среди терригенных турбидитов нижнего карбона, обломочная часть которых погружена в тонкотерригенный матрикс и представлена доломитами, мраморами, конгломератами, кварцитами. Перечисленный набор пород типичен для центральной части Приколымского поднятия. Мезозойские отложения в изученной части Приколымского поднятия отсутствуют. Границей мезозойский толщ Сугойской зоны и палеозойских востока Приколымья в исследованном районе является Ярхочанский разлом [4, 20].

Таким образом, непосредственно интересующие нас нижнеюрские терригенные отложения на изученной территории представлены тремя формационными типами. Первый тип распространен в пределах внутренних частей Омолонского массива и представлен терригенными породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты), накопившимися в обстановке эпиконтинентального моря. Второй тип развит в Коркодонской зоне Омолонского массива. Эти терригенные отложения отличаются от вышеупомянутых большей долей глинистых пород, большими мощностями и, по-видимому, большими глубинами накопления. Третий тип

(сугойский) распространен в пределах Сугойской складчатой зоны (между Тебанинским и Ярхочанским разломами) и представлен еще более глубокowodными существенно глинисто-алевроитовыми отложениями, содержащими пачки линзы гравититов.

РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В пределах центральных частей Омолонского массива (Юкагирской глыбы) для юрских толщ характерно пологое моноклинальное залегание с дислоцированности, осложненное малоамплитудными флексурами сурообразными перегибами. Последние чаще приурочены к зонам субвертикальных разломов северо-западного простирания, для которых характерно фиксируется левосдвиговая составляющая.

На юго-западе Юкагирская глыба ограничена серией кулисообразно расположенных субвертикальных левых сдвигов и сдвиго-взбросов северо-западного простирания, ассоциирующихся с крупными племетарными сдвиго-сбросами. Эту совокупность разломов предлагается выделять как Коркодонскую зону разломов (см. рис. 1). К юго-западу от нее (в пределах Коркодонской складчатой зоны) в юрских отложениях заметно возрастает степень пликативных и дизъюнктивных дислоциаций [20, 22]. Характерны линейные складки с дислоцированности с преобладающей северо-восточной направленностью. Их напряженность возрастает в юго-западном направлении. Среди разрывных нарушений преобладают левые сдвиги и сдвиги-взбросы, преимущественно круто наклоненные на юго-запад. Наибольшая напряженность пликативных дислокаций зафиксирована вблизи зоны Тебанинского разлома: вплоть до сжатых и, кроме того, изоклинальных складок северо-восточной направленности. В пределах зоны Тебанинского разлома, имеющего сложную и длительную кинематическую историю [20], отмечена напряженная приразломная складчатость северо-восточной направленности, осложненная падающими на юго-запад надвигами и взбросо-сдвигами и зонами терригенного автокластического меланжа.

Западнее Тебанинского разлома в пределах Сугойской складчатой зоны степень деформированности юрских отложений значительно варьирует в пространстве. Наибольшая степень деформации (изоклиальная складчатость, пластическое течение вещества, будинаж, автокластические меланжи) фиксируется в западном и восточном флангах вблизи соответственно Ярхочанского и Тебанинского разломов (см. рис. 1). В самой Сугойской зоне интенсивно деформированные участки приурочены к зонам разломов и чередуются с менее деформированными доменами. Более подробная структура Сугойской зоны рассмотрена в работе [2, 20]. Важной особенностью западной части

Сугойской зоны является западная вергентность напряженных (вплоть до изоклинальных) складок, в которые деформированы юрские отложения.

На основании результатов структурных исследований в пределах главных тектонических единиц региона, а также разделяющих их зон разломов (см. рис. 1) удалось реконструировать четыре этапа деформаций сжатия [20]. Главными из них были два. Первый (и наиболее ранний из выделенных этапов) сначала привел к формированию субсогласных с напластованием надвигов, а затем напряженной складчатости, сопровождаемой кливажом осевой плоскости. Основываясь на геологических данных о возрасте наиболее ранних мезозойских деформаций в регионе [4], можно предположительно считать время проявления первого этапа деформаций среднеюрским. Структурные парагенезы, вероятнее всего, сформировавшиеся в ходе этого же этапа деформаций, широко проявлены в пределах поля верхнепалеозойских пород в восточной части Приколымского поднятия, ограниченного Ярходонским и Ярхочанским разломами, а также в западной и центральной частях Сугойской складчатой зоны [20].

Второй главный этап деформаций сжатия характеризуется формированием системы левых сдвигов северо-западного и субмеридионального простирания (Коркодонский и Тебанинский разломы). Подвижки, отвечающие этому этапу, зафиксированы также вдоль разделяющего Сугойскую зону и Приколымское поднятие Ярхочанского разлома. Впоследствии он был ремобилизован в правый сдвиг, что привело к затушевыванию более ранних левосдвиговых парагенезов (см. рис. 1, стереограммы δ и δ'). Левосдвиговые движения этого этапа зафиксированы также в пределах Сугойской и Коркодонской зон. Выделяются субвертикальные левые сдвиги, левые сдвиго-взбросы: западной вергентности на западе Сугойской зоны и восточной – на ее границе с Коркодонской зоной. Зафиксированы также комплементарные преимущественно левые сдвиго-сбросы (см. рис. 1), на существование которых ранее обратил внимание В.М. Кузнецов [14]. В западном и восточном ограничении Сугойской зоны к левым сдвиго-взбросам приурочены автокластические меланжи с круто ориентированными длинными осями будин. Кинематика разломов этого этапа уверенно фиксируется по бороздам скольжения, трещинам отрыва с кварц-кальцитовой минерализацией и видимым смещениям различных более ранних структурных элементов.

С разломами левосдвиговой кинематики генетически связаны складки различной амплитуды (от сантиметров до многих десятков метров), шарниры которых наклонены, как правило, под углами круче 35° – 40° . В западном ограничении Сугойской зоны эти складки имеют западную вергентность, а на восточном – восточную, то есть наблюдается “выплескивание” структуры в

разные стороны на более жесткие блоки: Приколымское поднятие и Омолонский массив. Подобный развал складчатой структуры и ограничивающих ее разломов характерен для зон сдвигов со сжатием [41, 42]. Оси комплементарных левым сдвигам складок ориентированы в северо-северо-восточном направлении, под острым углом к ограничениям Сугойской зоны. Таким же образом переориентированы и оси более ранних складок [2], что служит доводом в пользу лесосдвиговой кинематики генетически связанных с ними разломов [41, 42].

Прямых данных о возрасте левосдвиговых структурных парагенезов в северной части Сугойской складчатой зоны и ее обрамления нет. Однако с более поздними правыми сдвигами и сдвиго-сбросами связаны магматические проявления аптальбского возраста (Омсукчанский хребет). Таким образом, время проявления левых сдвигов ограничено интервалом средняя юра – апт. По мнению авторов, наиболее вероятно их заложение в первой половине поздней юры.

Особого внимания заслуживают упомянутые сдвиго-сбросы, сопровождающие левые сдвиги и зафиксированные на юго-западе Юкагирской глыбы, в Коркодонской складчатой зоне и на границе последней с Сугойской зоной. Их возникновение может быть связано с вращением отдельных тектонических блоков, ограниченных поверхностями левых сдвигов. По нашему мнению, наиболее предпочтительным является вращение блоков против часовой стрелки.

Таким образом, в поздней юре в области, пограничной между Омолонским массивом и Сибирской платформой (Сугойской зоне), закладывается система левых сдвигов, эволюционировавшая до конца некома. Сдвиговые движения сопровождалась сжатием, в результате чего формируется структура типа пальмовой ветви. Смещение Омолона относительно Сибири по системе левых сдвигов должно было сопровождаться вращением тектонических блоков против часовой стрелки. Исходя из наблюдаемых смещений структурных элементов со сходным строением и стратиграфическим разрезом в регионе [2] (величина изгиба структур Сугойской зоны относительно Иньяли-Дебинского синклинория, смещение Хетагчанского поднятия относительно Балыгчанского и др.), можно заключить, что амплитуда абсолютного смещения Омолона достигала нескольких сотен километров.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Отбор палеомагнитных проб из нижнеюрских тонкотерригенных и терригенно-карбонатных пород был проведен в пределах Омолонской и Сугойской структурно-фациальных зон. В западной части Омолона отобраны породы Юкагирской

(точки 3, 4, 5) и Коркодонской (точки 15, 18, 19, 20) подзон. В северной части Сугойской зоны отобраны образцы в точках 23, 35 (см. рис. 1).

В каждой точке отбиралось от 15 до 30 штучков, опробованная мощность разрезов составляла не менее 50–100 м, что позволяет надеяться на удовлетворительное исключение влияния палео-вековых вариаций геомагнитного поля. Возрастная привязка изученных пород осуществлялась с точностью до 1–2 ярусов по данным геологосъемочных работ [9, 12]. Ориентировка образцов и замеры залегания слоистости проводились магнитным компасом с точностью не более 5° (магнитное склонение в районе работ составляет 11°17' к западу и было учтено в значениях средних направлений компонент).

Условия залегания слоистости в породах (опрокинутое или нормальное) определились литологическими и структурно-геометрическими методами. Как правило, в каждой отдельной точке отбора при близком к моноклинному залеганию элементы залегания пород изменяются незначительно, но для всех точек (обнажений) изученного района вариации залеганий значительны, что и позволило нам проанализировать выделенные компоненты намагниченности модифицированным тестом складки [1].

Всего было отобрано 217 образцов в 9 точках. Из каждого образца на алмазной пиле вырезались 2–3 двухсантиметровых кубика-дубля. Они подверглись ступенчатой температурной чистке (*t*-чистка) до 560–600°C, как правило, не менее чем при 8–9 нагревах. Для нагрева использовалась экранированная от внешнего магнитного поля электрическая печь со степенью экранировки не хуже 10–15 нТл. Измерения естественной остаточной намагниченности (NRM) и после каждого из нагревов проводились на двухкомпонентном спин-магнитометре JR-4 с чувствительностью 0.5×10^{-7} А/м по объемному магнитному моменту. Измерительный блок магнитометра был помещен в кольца Гельмгольца со степенью компенсации лабораторного магнитного поля в 300–400 раз. После каждого нагрева у образцов измерялась начальная магнитная восприимчивость (*k*) на каппометре KLY-2 в постоянном магнитном поле 3 нТл. Однородность лабораторного магнитного поля позволяла проводить измерения с чувствительностью 1×10^{-7} ед. СИ, что дало возможность вести контроль за изменениями вещества в ходе лабораторного нагрева.

Исходные величины NRM практически всех образцов находятся в интервале от 0.2–0.3 до 10 мА/м, магнитной восприимчивости – от 70 до 700×10^{-6} ед. СИ, что и предопределило низкие значения отношения Кенингсбергера (< 1) для образцов всей коллекции. После *t*-чистки до 400–450°C значения NRM значительного количества образцов возрастали в 1.5–2 раза по отношению к исходной

величине, магнитная восприимчивость этих же образцов так же резко возрастала, т.е. в ходе лабораторного нагрева до 400–450°C в этих образцах появлялась новая магнитная фаза, которая намагничивалась из-за недостаточной компенсации магнитного поля в ходе лабораторного эксперимента. Вероятно, новообразованной фазой является магнетит, появление которого связано с распадом сульфидов при нагреве; наличие в изучаемых породах сульфидных минералов отмечается при макроскопическом описании и изучении шлифов. Образцы, у которых NRM в ходе *t*-чистки резко возрастала, а также те, у которых эта величина находилась на уровне передела чувствительности магнитометра (обычное падение NRM при чистке при температуре 450°C составляло 50–70%), из дальнейшего рассмотрения исключены (127 из 217), т.е. для дальнейших *t*-чисток и полного компонентного анализа по методике Дж. Киршвинка [39] были использованы 90 образцов.

Проведенный компонентный анализ NRM палеомагнитно-стабильных образцов позволяет предполагать наличие, как минимум, трех компонент намагниченности в изученных породах (рис. 2–4): 1) низкотемпературной, которая разрушается температурой до 200–300°C и практически совпадает по направлению с современным геомагнитным полем в месте работ; 2) среднетемпературной, выделяемой в интервале 300–500°C и имеющей очень крутое наклонение как в современной, так и в древней системах координат; 3) высокотемпературной, имеющей две полярности и выделяемой при нагревах более 500°C.

Сказанное попробуем продемонстрировать на трех конкретных примерах. В образце 3–7 из Юкагирской подзоны (см. рис. 2) при *t*-чистке до 300°C счищается компонента $D = 3^\circ$ и $I = 74^\circ$, близкая направлению современного поля (все диаграммы Зийдверельда даны в современной системе координат). На долю этой компоненты приходится 50% NRM. Затем, до температуры 450°C выделяется компонента примерно с таким же склонением (345°) и более крутым наклонением (86°); доля этой компоненты составляет 40%. Свыше температуры 475°C выделяется компонента с направлением $D = 43^\circ$, $I = -56^\circ$, доля которой в общей NRM составляет менее 10%. Переход с нижней полусферы на верхнюю проекция вектора NRM отчетливо виден на стереограмме (см. рис. 2, Б). Образцов с подобным “идеальным” поведением NRM в ходе *t*-чистки в изученной коллекции немного, всего лишь 4 из 90, встречаются они как в Юкагирской, так и Коркодонской зонах, что и демонстрирует рис. 2, В, на котором представлена диаграмма Зийдверельда обр. 15-3.

В NRM образца 19-12 (рис. 3) из Коркодонской подзоны не выделяется низкотемпературная компонента, сходная по направлению с современным магнитным полем, но о двух других компонентах,

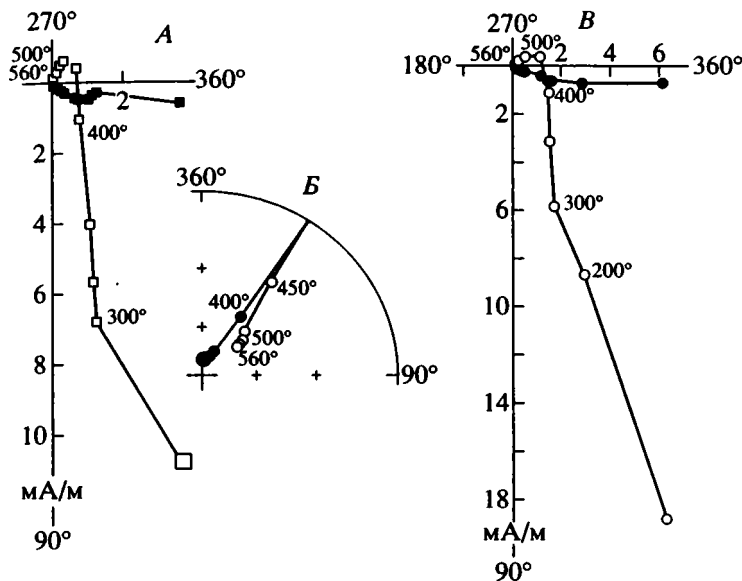


Рис. 2. Диаграммы Зийдверelda образцов 3-7 (А), 15-3 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 3-7 в ходе температурной чистки (современные координаты).

Залитые значки на диаграммах Зийдверelda – проекция полного вектора на горизонтальную плоскость, незалитые – на вертикальную. Залитые значки на стереограмме – проекция на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю.

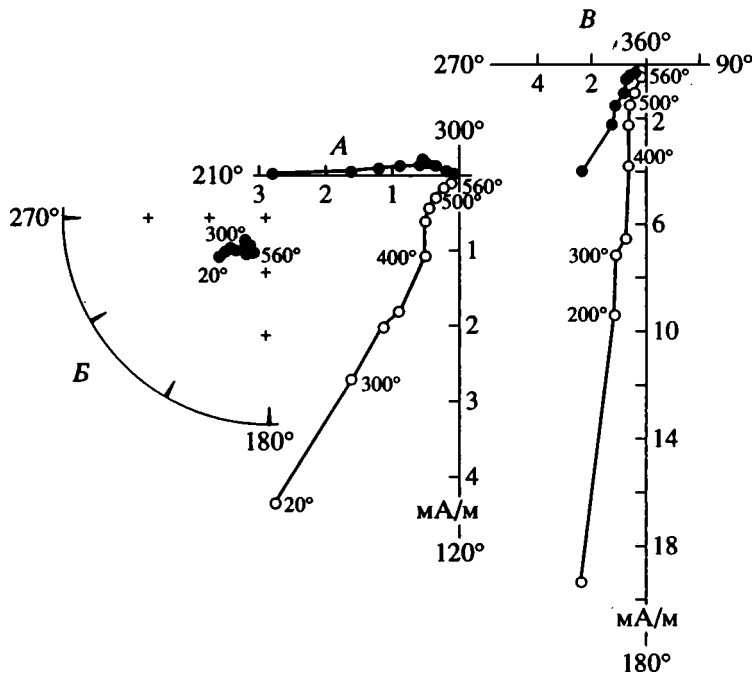


Рис. 3. Диаграммы Зийдверelda образцов 19-12 (А), 23-11 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 19-12 в ходе температурной чистки (современные координаты).

Условные обозначения смотри на рис. 2.

среднетемпературной и высокотемпературной, можно говорить уверенно. Первая из них с блокирующими температурами в диапазоне 200–470°C имеет направление $D = 205^\circ$, $I = 75^\circ$. Вторая, более пологая, выделяется в температурном интервале

500–560°C и имеет направление $D = 236^\circ$, $I = 62^\circ$. Главное отличие образца 19-12 от предыдущего 3-7 заключается в том, что высокотемпературная компонента имеет другой знак (+) и разница между ними составляет примерно 180° (см. рис. 3, Б).

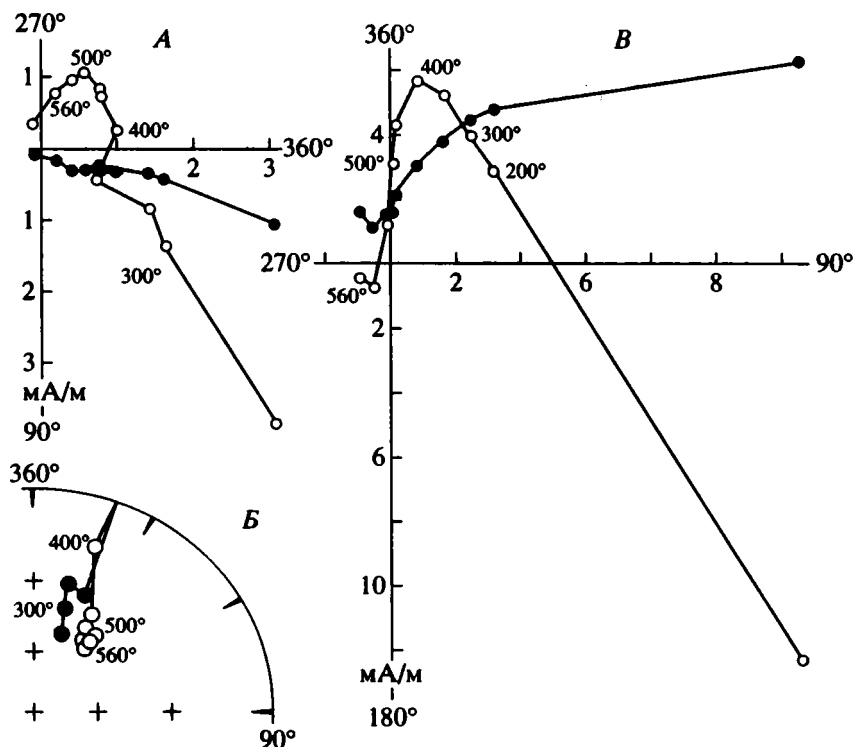


Рис. 4. Диаграммы Зийдervельда образцов 20-8 (А), 18-1 (В) и стереограмма (Б) конечных направлений NRM образца 20-8 в ходе температурной чистки (современные координаты).
Условные обозначения смотри на рис. 2.

Положительное наклонение высокотемпературной компоненты зафиксировано у 36 образцов из 90, и их можно встретить во всех трех изученных тектонических зонах: Юагирской, Коркодонской и Сугойской, причем в последней присутствуют образцы только этой группы (см. рис. 3, В, обр. 23-11).

Поведение NRM образца 20-8 (рис. 4) из той же Коркодонской подзоны в ходе ступенчатой t -чистки очень сходно с поведением NRM образца 3-7. Выделяются те же 3 компоненты: 1) низкотемпературная с блокирующими температурами до 300°C и направлением $D = 24^\circ$ и $I = 63^\circ$; 2) среднетемпературная в интервале 350–500°C с направлением $D = 334^\circ$ и $I = 70^\circ$; 3) высокотемпературная в интервале свыше 500°C и $D = 34^\circ$ и $I = -49^\circ$. Отличие заключается в том, что воображаемое продолжение высокотемпературной компоненты образца 3-7 “идет” в начало координат (см. рис. 2, А), тогда как у образца 20-8 эта компонента имеет “законченный” вид и не “идет” в начало координат (см. рис. 4, А). Обращает на себя внимание и существенно более низкое наклонение намагниченности этого образца: $D = 28^\circ$, $I = -47^\circ$ (см. рис. 4, Б).

Образцов с подобным поведением NRM в высокотемпературной части достаточно много, более 20. Встречаются они только в Юагирской и Коркодонской зонах (см. рис. 4, А, В; обр. 20-8 и

18-1, соответственно), причем в последней их доля весьма существенна (табл. 1).

Как было сказано выше, залегание пород в каждой точке близко к моноклиальному, поэтому тест складки может быть информативен только для всей совокупности изученных объектов. В табл. 1 можно видеть средние направления среднетемпературной и высокотемпературной компонент как отдельно по обнажениям, так и во всей совокупности. Анализ этих данных отчетливо показывает послескладчатую природу среднетемпературной компоненты: величина K_c/K_d составляет 2.65. Характерной особенностью этой компоненты, как уже подчеркивалось выше, является очень крутое наклонение, в среднем более 80°.

Для более точной оценки возраста приобретения среднетемпературной компоненты, впрочем, как и для высокотемпературной, был применен тест ступенчатого выравнивания до палеогоризонтали [32]. Он показал, что максимальная кучность для среднетемпературной компоненты ($K = 121$) достигается при введении только 25–35% поправки на залегание. Но следует учесть, что это увеличение по сравнению с исходной величиной ($K = 117$) составляет немногим более 3% (см. табл. 1). Все это позволяет определить природу этой компоненты как послескладчатую, по крайней мере ее образование могло проходить только на завершающих

Таблица 1. Палеомагнитные направления нижнеюрских пород Омолонского массива и Сугойского складчатой зоны

№ обн.	Тип пород	Среднетемпературная компонента, °С				Высокотемпературная компонента, °С				Круги пересечений		
		n	D _c	I _c	D _d I _d	n	D _c	I _c	D _d I _d	n	D _d	I _d
			K/α ₉₅				K/α ₉₅				K/α ₉₅	
Юкагирская зона (65°31' с.ш., 155°38' в.д.)												
3	Алевролиты; аз. 30–90 ∠3–13	8	346 85 74/6	35 82 78/6	8	222 60 (1) 60/7	218 65 82/5	8	200 75 (15/25)			
4	Алевропесчаники; аз. 340–30 ∠3–30	16	160 85 46/5	25 81 47/5	11	30 -27 (9) 10/13	36 -37 11/13	13	21 -69 (6/12)			
5	Алевролиты; аз. 320–350 ∠5–10	8	22 82 62/6	8 76 73/6	8	259 61 (0) 17/13	269 59 16/13	7	272 72 (15/25)			
	Σ 3, 4, 5 (N = 3)	3	26 87 136/7	20 80 405/4	3	226 51 11/24	231 56 13/22	3	223 75 43/12			
Коркодонская зона (65°15' с.ш. 155°26' в.д.)												
15	Алевролиты; аз. 180–270 ∠4–15	15	18 81 123/3	319 80 157/3	5	30 -52 (4) 13/18	38 -45 13/17	13	91 -78 (5/10)			
18	Мелкозернистые песчаники; аз. 240–320 ∠7–50	17	98 80 36/5	290 82 68/4	17	9 -63 (9) 5/15	44 -49 8/12	17	91 -71 (9/13)			
19	Мелкозернистые песчаники; аз. 240–360 ∠4–10	8	347 86 59/7	344 82 61/6	3	209 63 (0) 17/2	216 64 25/16	7	253 71 (9/15)			
20	Песчаники; аз. 320–10 ∠4–9	5	33 78 58/8	14 74 73/7	4	42 -51 (3) 18/17	50 -54 17/17	6	87 -73 (15/31)			
	Σ 15, 18, 19, 20 (N = 4)	4	42 83 134/6	340 81 116/7	4	209 58 65/9	222 53 84/7	4	265 73 (332/4)			
Сугойская зона (64°59' с.ш. 155°4' в.д.)												
23	Извест. песчаники; аз. 220–270 ∠20–50	6	14 72 21/12	294 60 48/8	6	127 84 (0) 42/9	230 60 43/9	6	248 62 (7/8)			
35	Алевропесчаники; аз. 290–320 ∠15–35	7	30 80 6/22	345 62 5/24	-	- -	- -	-	- -			
	Σ 23, 35* (N = 2)	2	20 76 169/19	319 63 22/55	-	- -	- -	-	- -			
	Σ 3, 4, 5, 15, 18, 19, 20, 23, 35* (N = 9)	9	30 83 117/4	340 78 44/7	8	217 64 14/14	229 58 39/8	8	248 73 64/6			
			K _{max} - 30%	14 82 121/4			K _{max} - 80%		244 75 74/6			
	Среднее по образцам прямой полярности:				36	224 69 10/8	234 73 17/6					
	Среднее по образцам обратной полярности:				26	27 -49 6/10	41 -46 10/8					

Примечание. В колонке "тип пород" Аз. и ∠ означают азимут и угол падения пластов, соответственно; n, N – количество образцов и обнажений, соответственно; в скобках дано количество образцов с обратной намагниченностью; D, I – палеомагнитные склонение и наклонение в градусах, соответственно; индекс "с" означает направление в современной системе координат, "д" – в древней; K/α₉₅ – статистические параметры распределения, по [35]; в колонке круги пересечений в скобках даны полуоси овала доверия вокруг среднего распределения [33]; * – обнажение 35 не вошло в статистику по обнажениям для высокотемпературной компоненты и кругам пересечений.

Таблица 2. Сопоставление наблюдаемых и экстраполированных с Евразийской плиты палеомагнитных направлений

Компонента намагниченности	Возраст компоненты	N (n)	D, °	I, °	K	α_{95} , °	$\Phi_{д}$, °	$\Delta\Phi_{д}$, °	R, °	Φ , °	L, °	A_{95} , °
Послескладчатая	J ₃ -K ₁	9	30	83	117	4	76 ± 8	2 ± 12	8 ± 60	75	183	8
		(90)	38	84			78 ± 9			73	182	9
Доскладчатая	J ₁	8	229	58	43	9	39 ± 12	37 ± 13	43 ± 30	21	116	11
N+R-полярность		(62)	272	83			76 ± 6			62	124	6
Доскладчатая	J ₁	(36)	234	73	17	6	59 ± 10	17 ± 12	38 ± 33	40	121	11
Только N-полярность												

Примечание. N, n – количество обнажений и образцов, соответственно; D, I – палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K, α_{95} – статистические параметры распределения; $\Phi_{д}$ – палеоширота; $\Delta\Phi_{д}$ – разница между наблюдаемой и экстраполированной палеоширотами; R – угол относительного разворота Омолон по отношению к Сибири; Φ , L – широта и долгота палеомагнитного полюса, соответственно; A_{95} – радиус круга доверия вокруг палеомагнитного полюса. Первая строка – наблюдаемые значения, вторая – пересчитанные с полюсов Евразии [26] на точку с координатами 65° с.ш., 155° в.д. Доверительные интервалы широтного смещения и разворотов рассчитаны по [34].

этапах складчатости. Метахронный (наложенный) характер компоненты, вероятно, подтверждают высокие значения кучностей как для отдельных обнажений, так и для всей совокупности обнажений (см. табл. 1), что не свойственно детритовой или постдетритовой намагниченности.

Время главной складчатости для района исследований определяется как поздняя юра–неоком [2, 4, 19, 23, 30, 31]. Видимо, мы можем приписать среднетемпературной компоненте близкий возраст, условно определив его как середину неокома (140 ± 10 млн. лет), учитывая тот факт, что максимальная кучность для этой компоненты отмечается при введении 30% поправки за залегание пород, т.е. формально ее можно считать синскладчатой (см. табл. 1).

Намагниченность с подобным направлением для Омолон зафиксирована не впервые, для верхнеюрских–нижнемеловых пород массива [21] было получено аналогичное палеомагнитное направление. Следует подчеркнуть, что палеомагнитный полюс среднетемпературной компоненты ($\Phi = 75^\circ$, $L = 183^\circ$, $A_{95} = 8^\circ$, табл. 2) с большой точностью совпадает с палеомагнитным полюсом Евразии для 134 млн. лет [26], что говорит о “жесткой” принадлежности Омолонского массива к Евразийской плите, начиная, по крайней мере, с рубежа юра–мел.

Приведенные примеры диаграмм Зийдервельда (см. рис. 2–4) показывают бесспорное присутствие в NRM исследуемых образцов высокотемпературной компоненты, причем ее выделение стало возможным только для 62 из 217 образцов коллекции (см. табл. 2). Анализ средних направлений по объектам и генерального среднего для этой компоненты (рис. 5, А, Б, см. табл. 1) показывают, во-первых, значения кучностей до 10–20, что более свойственно детритовой или постдетритовой намагниченностям; во-вторых, значительное увеличение параметра кучности для генерального среднего в древней системе координат ($K_{д}/K_{с} = 2.78$). Два выше перечисленных факта, а также то, что компонента имеет как прямую, так и обратную

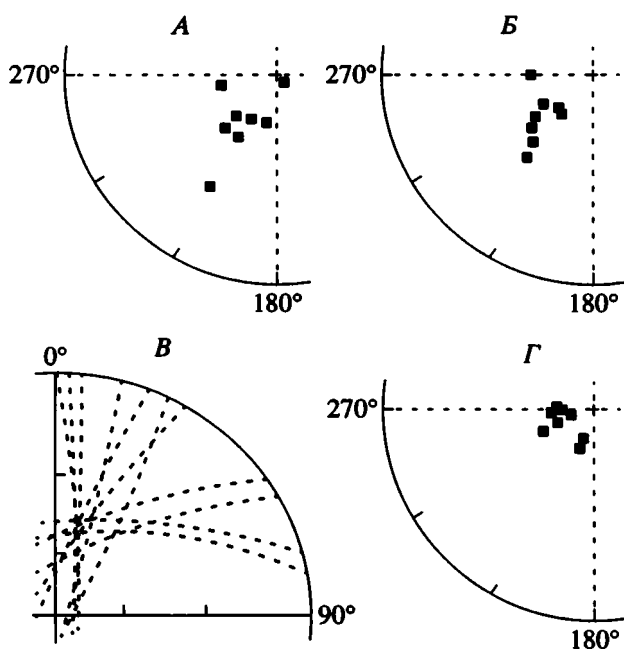


Рис. 5. Стереограммы средних направлений высокотемпературной компоненты по обнажениям, выделенных компонентным анализом (А, Б) и пересечении кругов перемагничивания для обнажения 4 (В) и всех объектов (Г).

А – в современной, Б, В, Г – в древней системе координат. Пунктир В означает проекцию дуги большого круга на верхней полусфере.

полярность, в отличие от метасинхронной среднетемпературной, позволяют считать, что большая ее часть связана с доскладчатой намагниченностью.

Почему не вся, а большая ее часть? Обратимся к рис. 4, А, где показана диаграмма Зийдервельда образца 20-8 “незаконченного” вида. Примеров такого поведения высокотемпературной компоненты достаточно много, и поэтому возникают сомнения, отражает ли прямой расчет направления высокотемпературной компоненты обратного знака (с отрицательным наклоном) истинное направление. Возможно, мы имеем дело с занижением наклонов в результате перекрытия спектров блокирующих температур высокотемпературной компоненты, с одной стороны, и метасинхронной среднетемпературной с положительным наклоном, с другой. Вероятно, систематическое занижение наклонов в объектах, где преобладают образцы с отрицательным наклоном (см. табл. 1), свидетельствует о том же; распределение средних направлений высокотемпературной компоненты (см. рис. 5, Б) вытянуто по дуге большого круга.

В связи с этим была предпринята попытка оценить средние направления для каждого обнажения методом пересечения кругов перемагничивания [37], где дуги большого круга для каждого образца рассчитывались по 3–4 последним точкам температурной чистки. В качестве примера на рис. 5, В демонстрируются круги NRM в ходе чистки образцов обнажения 4, среднее которых имеет самое низкое наклонение: $I = -37^\circ$ в древней системе координат (см. табл. 1). Среднее, рассчитанное по кругам пересечений, значительно круче: $I = -69^\circ$. Обращает на себя внимание форма распределения средних, рассчитанных методом кругов пересечений. Она более похожа на фишеровское (см. рис. 5, Г), в отличие от распределения на рис. 5, Б, где показаны средние направления обнажений прямого расчета выделенных компонент на диаграммах Зийдервельда. Была предпринята и другая попытка оценки истинного среднего, отдельный расчет как прямо, так и по обратно намагниченным образцам (табл. 1); разница в средних наклонениях составляет 27° . Все это позволяет думать, что ближе всего истинное направление отражают средние, рассчитанные по кругам пересечений и по образцам только с прямым наклонением, тем не менее в обобщающих табл. 2 и рис. 6 мы привели оба направления.

Возраст всех изученных пород раннеюрский, т.е. максимальный временной интервал их образования вряд ли превышает 20 млн. лет, а учитывая достаточно надежную датировку объектов как геттанг-синемюр [9, 12], этот интервал можно сузить до 10–15 млн. лет.

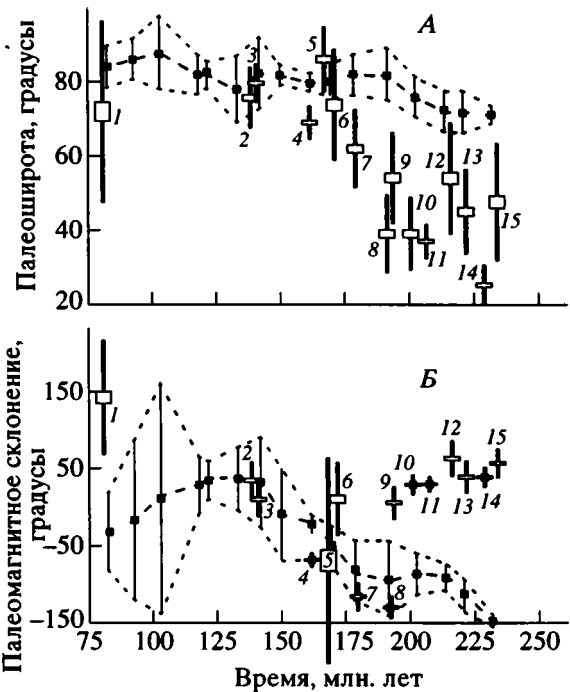


Рис. 6. Сопоставление наблюдаемых и экстраполированных с Евразийской плиты [26] (пунктир) на точку с координатами 65° с.ш., 155° в.д. палеоширот (А) и палеосклонений (Б).

Числа у значков наблюдаемых значений означают источник: 1 – номер 153, 4 – 667, 6 – 97, 10 – 337, 11 – 569, 12 – 1570, 13 – среднее по 275, 394, 578, 885, 1381, 2358, 14 – 286, 15 – 1039 из “Мировой базы палеомагнитных данных” [40]; 3, 5, 9 – [21]; 2, 7, 8 – данная работа.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Обсудим вопрос о полярности высокотемпературной компоненты. Помещать Омолон в раннеюрское время в южном полушарии не позволяет весь комплекс геолого-геофизической информации о северо-восточном регионе России, следовательно, направление с северо-восточным склонением и отрицательным наклоном можно рассматривать как R-полярность, а направление юго-западным склонением и положительным наклонением как N-полярность. Исходя из основного постулата палеомагнетизма, утверждающего, что направление магнитного палеомеридиана в момент образования намагниченности совпадает с географическим, мы можем реконструировать абсолютные движения Омолона двояко.

1. С момента образования раннеюрской компоненты массив, двигаясь с широты 55° – 65° на север до широты 80° , в середине неокома испытал значительный разворот против часовой стрелки до $150^\circ \pm 70^\circ$ (следует учесть, что при столь крутых наклонениях ошибка в определении палеосклонения, а, следовательно, и разворота, сильно возрастает), при этом в посленеокомское время массив “спустился” снова на 60° – 70° с.ш.

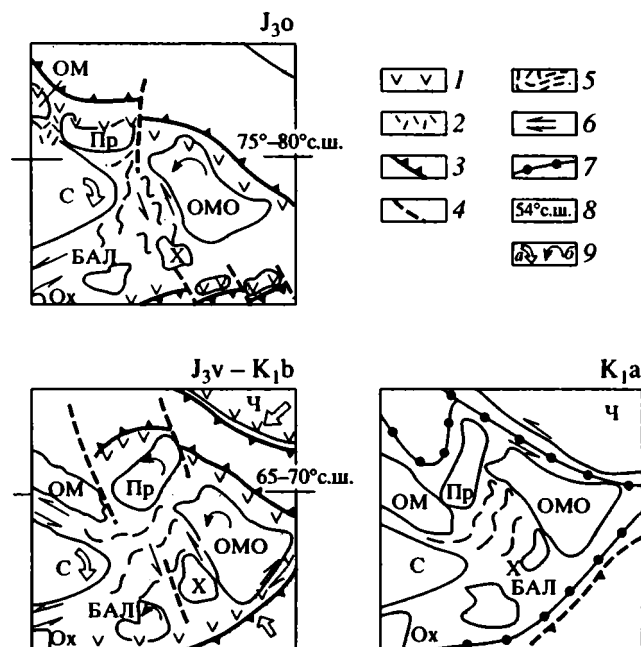


Рис. 7. Палеотектонические схемы для позднеюрско-раннемелового этапа эволюции Омолонского региона.

1, 2 – проявления вулканизма: 1 – надсубдукционного, 2 – рифтогенного; 3 – положение зон субдукции; 4 – разломы; 5 – складки в терригенных отложениях Палеосуйского и Палеоиньяли-Дебинского прогибов; 6 – кинематика разломов со сдвиговой компонентой; 7 – сутуры; 8 – палеошироты; 9 – направление вращения: а – Сибири, б – периферийных блоков. Буквами обозначены блоки: ОМ – Омулеский, Пр – Приколымский, БАЛ – Бальгычанский, Х – Хетагчанский, Ч – Чукотский; массивы: ОМО – Омолонский, Ох – Охотский; С – Сибирь.

2. В период времени с ранней юры по неоком Омолонский массив прошел через полярную область, т.е. испытывал поступательное, в отличие от возвратно-поступательного, движение с высоких широт западного полушария до высоких широт восточного, при этом абсолютный разворот массива будет значительно меньшим (до 30°–40°) и по часовой стрелке.

Вторая модель нам кажется более предпочтительной, тем более что и северо-восточный, в современных координатах, край Лавразийской плиты испытывал сходное движение [7, 26, 38]. Вероятно, Омолонский массив в рассматриваемое время находился недалеко от края плиты и в общем повторял ее движение.

В табл. 2 и на рис. 6 дано сопоставление наблюдаемых как авторами настоящей работы, так и другими исследователями палеомагнитных направлений, взятых нами прежде всего из “Мировой базы палеомагнитных данных” [40] и из работы [21], и экстраполированных с блока стабильной Евразии [26] палеомагнитных направлений.

Анализ этих данных показывает, что Омолонский массив, начиная с позднеюрского–раннемелового времени, является жесткой частью Евразии. Разница между наблюдаемыми и расчетными палеоширотами (см. рис. 6, А) и палеосклонениями (см. рис. 6, Б) на много меньше ошибки палеомагнитного метода. Что же касается ранней истории, с ранней юры до мела, то полученные нами данные существенно отличаются от предыдущих. По нашим данным, отмечается небольшой (до 30°–40°) разворот против часовой стрелки Омолона относительно стабильной Евразии. По данным наших предшественников, этот разворот был более существенным и, что самое главное, по часовой стрелке относительно Евразии (см. рис. 6, Б). Расчет относительных кинематических параметров проведен нами по методике [10] с учетом поправок [34].

Отличие наших данных от данных предшественников можно объяснить, на наш взгляд, недоочищенностью образцов последних от влияния метакристаллической намагниченности. На диаграммах (см. рис. 2–4) хорошо видно, что высокотемпературная компонента выделяется только после нагревов свыше 500°C, тогда как в подавляющем количестве ранних палеомагнитных определений по мезозойским породам Омолона были использованы чистки с температурой до 300–400°C и переменным полем до 30–40 мА/м [40]. Вполне вероятно, что доля раннемеловой вторичной компоненты намагниченности в этих триасовых и юрских определениях была значительной.

Попытаемся найти механизм, объясняющий описанный разворот тектонических блоков региона в интервале ранняя юра–нижний мел, а также обосновать более точно временной интервал этого события.

Во второй половине поздней юры (с киммериджа) на юго-восточной (координаты современные) окраине Омолона заложился пояс надсубдукционного вулканизма – Удско-Мургальской островной дуги позднеюрско-неокомского возраста (см. рис. 1, врезка; рис. 7) [6, 18]. Обусловившая ее возникновение зона субдукции могла “тормозить” движение Омолона в южном направлении. Примерно в этот же интервал времени (киммеридж–бирриас) на северо-восточной окраине Омолона функционировала Олойская островная дуга [4, 17] (см. рис. 7). Связанная с ней зона субдукции могла играть ту же “тормозящую” роль. Поэтому скорость абсолютного дрейфа Омолона к югу должна быть в указанной временной интервал ниже, чем у Сибири. Это могло привести к возникновению лесосдвиговой границы между Омолоном и Сибирью [2, 20]. Движения по ней должны были породить вращение Омолона, а также тектонических блоков в Сугуйской зоне против часовой стрелки относительно Сибири [2]

(см. рис. 7). При этом в пределах юго-восточного края массива должны были возникнуть правые сдвиги со сжатием [2, 27], а в его северо-восточном обрамлении – правые сдвиги с растяжением. Указания на наличие таких сдвигов имеются в работе [17].

В публикации А.Д. Чехова [28] говорится о развитии импульсных рифтогенных процессов в Алазейско-Олойской системе в течение палеозоя и мезозоя, в том числе и в поздней юре. Косвенным образом позволяет судить о времени проявления (или наиболее интенсивного проявления) сдвиговых движений в обрамлении Омолонского массива литолого-стратиграфические данные: в Ололойской зоне в валанжине–начале готерива фиксируется перерыв в островодужном вулканизме и накопление терригенного флиша [4].

Полученные результаты свидетельствуют о наличии в регионе крупных латеральных перемещений тектонических блоков в интервале поздняя юра–неоком (в частности, перемещение Омолонского массива относительно Сибири). Вместе с тем, нет необходимости, по крайней мере для мезозоя, рассматривать Омолон как аллохтонный по отношению к Сибири микроконтинент и использовать модель их ортогональной коллизии. Вероятнее всего, как было предложено ранее [20] Омолон совместно с Приколымским и Омулеским поднятием в мезозое принадлежал к ансамблю краевых структур Сибирского палеоконтинента, отчлененных от последнего на незначительное расстояние в результате нескольких фаз позднепалеозойского и мезозойского рифтогенеза. Возможно, актуалистическими аналогами указанных тектонических блоков являются погруженные окраинные плато, которые широко распространены вдоль пассивных континентальных окраин Атлантики.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На основании приведенных материалов по геологическому и палеомагнитному изучению нижнеюрских отложений юго-западной периферии Омолонского массива и ее структурной эволюции в юре–раннем мелу можно сделать следующие основные выводы.

1. В конце поздней юры–начале раннего мела в пределах Сугойского палеобассейна, разделявшего Омолонский массив и Сибирский палеоконтинент, заложились системы левых сдвигов со сжатием, по которой Омолон испытал латеральное перемещение в северном направлении относительно Сибири. Основное количество этих сдвигов в современной структуре сконцентрировано в пределах Сугойской складчатой зоны. В этот же временной интервал вдоль границы Омолонского массива с Удско-Мургальской и, вероятно, Олойской островными

дугами происходили движения по системам правых сдвигов.

2. В осадочных породах нижней юры на западе Омолонского массива и севере Сугойской складчатой зоны выделены две древние компоненты естественной остаточной намагниченности: доскладчатая ($D = 234^\circ$, $I = 73^\circ$, $K = 17$ с соответствующим палеомагнитным полюсом $\Phi = 40^\circ$, $L = 121^\circ$, $A_{95} = 11^\circ$); метахронная раннемелового возраста ($D = 30^\circ$, $I = 83^\circ$, $K = 117$ с соответствующим палеомагнитным полюсом $\Phi = 75^\circ$, $L = 183^\circ$, $A_{95} = 8^\circ$).

3. В период с конца юры по начало раннего мела Омолонский массив претерпел поступательное движение с $60^\circ \pm 10^\circ$ с.ш. западного полушария до $76^\circ \pm 8^\circ$ с.ш. восточного полушария, пройдя полярную область, при этом развернувшись против часовой стрелки на 30° – 40° относительно Сибири. В структурном рисунке региона это движение выразилось в образовании системы левых сдвигов со сжатием и оперяющих их сдвиго-сбросов.

4. Начиная с раннемелового времени, Омолонский массив и Сугойская складчатая зона являются частью Евразийской плиты.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы считают приятным долгом выразить благодарность М.Л. Баженову и Д.М. Печерскому за ряд советов и критических замечаний по результатам палеомагнитных исследований, а также А.Н. Варварову, В.Э. Павлову, З.В. Шароновой и Г.С. Яновой за помощь при проведении полевых и лабораторных исследований. Публикация осуществлена при финансовой поддержке РФФИ (грант 93-05-8615) и ISF (грант MNQ 000).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме // Известия АН СССР. Физ. Земли. 1988. № 7. С. 89–101.
2. Бондаренко Г.Е. Левые сдвиги со сжатием в структуре юго-западного обрамления Омолонского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995.
3. Гагиев М.Х. Стратиграфия и конодонты среднего палеозоя Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ, 1991. 39 с.
4. Геологическая карта СССР. Лист Q-56,57 – Среднеколымск. Масштаб 1 : 1000 000. Новая серия. Объяснительная записка / Ред. В.С. Шульгина, Л.М. Натапов. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
5. Гончар В.В., Драчев С.С. Реконструкция разновозрастных полей тектонических деформаций и напряжений при помощи кинематического анализа структур разрушения // Физика Земли. 1993. № 12. С. 22–28.

6. *Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. Москва: Недра, 1990. 334 с.
8. *Казаков А.Н.* Геометрический анализ складчатых структур с помощью стереограмм // Геологическая съемка сложно дислоцированных комплексов. Ленинград: Недра, 1980. С. 2–14.
9. *Караго Е.А., Шпетный А.П.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-56-XXIV. Объяснительная записка. Л. ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.
10. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
11. *Колесов Е.В.* Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских отложений Омолонского массива // Магматизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия востока и северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ, 1981. С. 68–74.
12. *Кудлей Е.Н.* Государственная геологическая карта СССР. Серия Среднеколымская. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-56-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.
13. *Кузнецов В.М.* Юго-западная граница Омолонского массива // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. Магадан: Магадан. кн. изд-во, 1975. С. 42–48.
14. *Кузнецов В.М.* Дуговые разломы Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1991. С. 39–46.
15. *Ложкина Н.В.* Естественная остаточная намагниченность верхнетриасовых отложений Омолонского массива // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач (на примере Дальнего Востока). Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 97–106.
16. *Мерзляков В.М., Терехов М.И., Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф.* Тектоника Омолонского массива // Геотектоника. 1982. № 1. С. 74–86.
17. *Натальин Б.М.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 124 с.
18. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
19. *Парфенов Л.М., Натальин Б.М.* Тектоническая эволюция северо-востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132–1135.
20. *Савостин Л.А., Бондаренко Г.Е., Сафонов В.Г., Павлов В.Э.* Структурная эволюция юго-западного обрамления Омолонского массива в юрское время // Геотектоника. 1994. № 5. С. 46–62.
21. *Савостин Л.А., Павлов В.Э., Сафонов В.Г., Бондаренко Г.Е.* Отложения нижней и средней юры на западе Омолонского массива (северо-восток России): условия образования и палеомагнетизм // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 4. С. 481–486.
22. *Талент Дж.А.* Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автотоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. № 2. С. 123–125.
23. *Терехов М.И.* Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 114 с.
24. *Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
25. *Храмов А.Н.* Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Москва: Наука, 1988. С. 141–153.
26. *Храмов А.Н.* Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
27. *Худoley А.К., Соколов С.Д.* О роли сдвигов в тектонике юго-запада Корякского нагорья // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1. С. 74–76.
28. *Чехов А.Д.* Строение и развитие мезозойд Северо-Востока СССР. Часть 2. Препринт. Магадан: СВКНИИ, 1990. 79 с.
29. *Шапиро М.Н., Ганелин В.Г.* Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. № 5. С. 94–104.
30. *Шарковский М.Б.* Тектоника Колымо-Индигирского междуречья // Геотектоника. 1975. № 6. С. 44–60.
31. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
32. *Шипунов С.В.* Основы палеомагнитного анализа: теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.
33. *Bingham C.* An antipodally symmetric distribution on the sphere // Ann. Stat. 1974. Vol. 2. P. 1201–1225.
34. *Demarest H.H.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // Journal of Geophysical Research. 1983. Vol. 88. № B5. P. 4321–4328.
35. *Fisher R.A.* Dispersion on sphere // Proc. R. Soc. London, 1953. Ser. A. № 217. P. 295–305.
36. *Fujita K.* Pre-Cenozoic tectonic evolution of northeast Siberia // The journal of geology. 1978. Vol. 86. № 2. P. 159–172.
37. *Halls H.C.* A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 45. № 5. P. 297–304.
38. *Khramov A.N., Ustritsky V.I.* Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: paleomagnetic and paleobiologic constraint // Tectonophysics. 1990. Vol. 184. P. 101–109.
39. *Kirshvink J.L.* The last-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophysic journal research. Ast. Society. 1980. Vol. 2. P. 699–718.

40. McElhinny M.W., Lock J. Global Paleomagnetic Database Project // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1990. Vol. 63. № 1. P. 1–6.
41. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703.
42. Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // *Journal of Structural Geology.* 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

Рецензенты: М.Л. Баженов, Н.А. Богданов

New Geologic and Paleomagnetic Data on the Jurassic–Cretaceous History of the Omolon Massif

G. E. Bondarenko* and A. N. Didenko**

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Moscow*

***Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow*

Comprehensive investigations (structural–geometric and kinematic analyses of folding and faults and paleomagnetic analysis of Jurassic deposits) were conducted within the western part of the Omolon massif and the Sugoi orogenic zone. The results indicate that these tectonic units underwent significant lateral movements relative to each other and relative to the Siberian continent in the Late Mesozoic. Offsets of a few hundred kilometers were accommodated primarily by a system of sinistral faults, most of which operated within the Sugoi zone, and were accompanied by counterclockwise rotation of the Omolon massif and individual tectonic blocks in the Sugoi zone relative to Siberia through angles of 30° to 70°. In cross-section, the northern part of the Sugoi orogenic zone exhibits variable vergence, which is typical of compression fault zones.