

**РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНЫХ И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА
РОССИИ*****М.В.Алексютин**, *Г.Е.Бондаренко**, *П.С.Минюк******* Геологический институт РАН, г.Москва**** Северо-восточный комплексный НИИ ДВО РАН, г.Магадан*

В статье рассмотрены результаты комплексных структурных (структурно-геометрический анализ плоскостных элементов и кинематический анализ разломов и сопряженных сколовых трещин) и палеомагнитных данных для юрских пород Элекчанского грабена Омудевского блока, северной части Сугойской складчатой зоны, Коркодонской зоны Омолонского массива, а также верхнемеловых образований ольского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Ольский залив Магаданской области). На основании материалов структурных исследований выявлена многоэтапная структурная эволюция Элекчанского грабена, которая несет признаки пульсационных придвиговых деформаций. Для западной периферии Омолонского массива и северной части Сугойской зоны установлены признаки послейюрских придвиговых дислокаций, сопровождаемых левосторонним вращением мелких блоков. Для ольского сегмента Охотско-Чукотского пояса выявлены посттуронские придвиговые деформации, которые могли сопровождаться правосторонним вращением блоков. Согласно палеомагнитным данным, постюрские латеральные перемещения изученных образований по амплитуде не превышали пределов точности палеомагнитного метода. Установлен широкий возрастной диапазон деформаций, связанных с верхоянской фазой складчатости: от средней юры на западе Омолонского массива, до киммеридж-волжского веков на востоке Омудевского поднятия. Палеоширотные характеристики для доскладчатой компоненты изученных объектов значимо не отличаются от сибирских (объекты восточной части Колымской структурной петли) и от североамериканских (ольский сегмент Охотско-Чукотского пояса).

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

Представления о кинематической истории отдельных структурных элементов, входящих в состав мезозойских складчатых поясов Северо-Востока Евразии, до сегодняшнего дня остаются противоречивыми. Некоторое время назад доминировали две точки зрения: 1) многие блоки, ныне входящие в состав Верхояно-Колымских мезозойских поясов, являются аллохтонными и были аккретированы к Сибирской окраине со стороны Пацифики в раннем мелу, до заложения Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса [6, 11, 12, 14, 16, 23]; 2) заметные латеральные перемещения блоков в верхнем палеозое и мезо-кайнозое отсутствовали [17]. В последние 5-7 лет для мезозойских Северо-Восточной Евразии были получены и обобщены результаты детальных стратиграфических, структурных и палеомагнитных исследований, которые существенно меняют устоявшиеся представления [2, 3, 5, 13, 18, 20, 24]. Согласно им, для большинства блоков Верхояно-Колымских мезозойских поясов амплитуда латеральных перемещений на протяжении верхнего палеозоя и мезозоя

была сопоставима с размерами самих блоков и современной шириной разделяющих блоки складчатых зон. Для позднемелового-кайнозойского этапа развития региона утвердилась точка зрения, согласно которой заметные латеральные перемещения блоков в Северо-Восточной Евразии в этот период времени отсутствовали [18, 21].

В данной статье авторы, опираясь на новые палеомагнитные и структурные данные, рассматривают кинематические особенности поступательных и вращательных перемещений ряда блоков в мезозоиде Северо-Востока Евразии на протяжении юры, мела и кайнозоя.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В рассматриваемой части Верхояно-Колымских мезозойских поясов можно выделить два главных типа структур: коллизионные - мезозойские восточной части Колымской петли, и аккреционные - поздние мезозойские Тайгоносско - Пекульнейского складчатого пояса (рис.1). Независимым наложенным структурным элементом являются вулканогенные накопления Охотско-Чукотского пояса, развивавшегося с конца

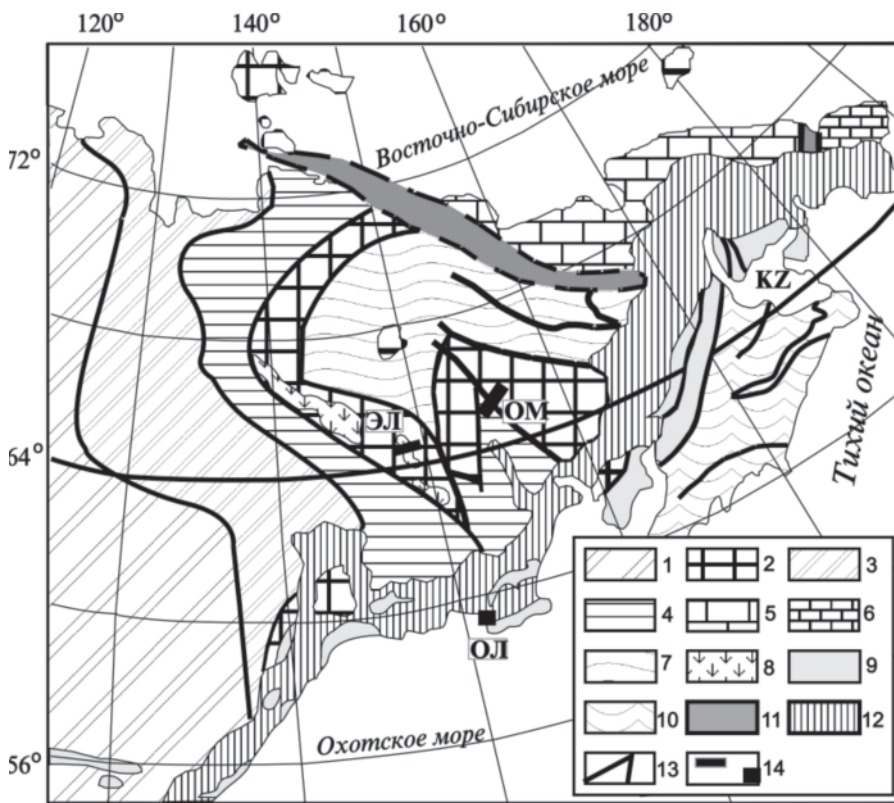


Рис. 1. Схема расположения объектов исследования на Северо-Востоке Евразии.

1-чехол Сибирского континента; 2-блоки с докембрийским континентальным фундаментом, отчлененные от Сибирского континента в результате континентального рифтинга; 3-Верхоянский складчатый пояс (дислоцированные отложения шельфа и континентального склона Сибирского континента); 4-дислоцированные мезозойские отложения Индигиро-Колымского складчатого пояса (совместно с 2 образуют структуру Колымской петли); 5-дислоцированный чехол Чукотского блока Северо-Американского континента; 6-Восточно-Чукотский континентальный блок; 7-Алазейско-Олойский коллизионный складчатый пояс; 8-Уяндино-Ясачненский верхнеюрский вулканогенный пояс; 9-Тайгоносско-Пекульнейский аккреционный складчатый пояс; 10-Корякско-Камчатский аккреционный складчатый пояс; 11-коллизионные сутуры; 12-Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13-главные шовные зоны; 14-объекты исследований: ЭЛ-Элекчанский грабен, ОМ-западная периферия Омолонского массива и Сугойская зона, ОЛ-район Ольского залива.

альба по коньяк [1]. Породы Охотско-Чукотского пояса залегают на более древних коллизионных и аккреционных структурах с угловым несогласием.

Восточная часть Колымской структурной петли состоит из серии относительно жестких блоков с докембрийским кристаллическим основанием (Омолонский, Приколымский, Омулевский и др.), которые разделены интенсивно деформированными линейными складчато-чешуйчатыми зонами (Инъяли-Дебинская, Сугойская и др.). Эти структуры в поздней юре-раннем мелу принадлежали к периферической зоне Сибирского кратона и были вовлечены в процесс его коллизии с Чукотским блоком Северо-Американского кратона [2, 20, 24].

Вдоль северной периферии структур Колымской петли в виде прерывистой цепочки распространены наложенные верхнеюрские континентальные терригенно-вулканогенные комплексы, объединяемые в Уяндино-Ясачненский пояс [4, 15] надсубдукционного или рифтогенного и надсубдукционного [10] генезиса. Основные складчатые деформации в регионе имели место в поздней юре-первой половине раннего мела.

Структуры Тайгоносско-Пекульнейского пояса дискордантны по отношению к структурам восточной части Колымской петли и возникли в результате взаимодействия Сибири и ее периферических

жестких блоков с океаническими плитами Палео- и Мезопафики [12, 14]. Здесь складчатые деформации начались в конце юры и завершились в предальбское время.

Авторами были проведены палеомагнитные и структурные исследования в пределах коллизионных структур: западная часть Омолонского блока, север Сугойской чешуйчато-складчатой зоны, юго-восток Омулевского блока, а также в пределах Охотско-Чукотского пояса на юго-западе п-ва Кони (см. рис.1).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Юго-восточная часть Омулевского блока

Геологические данные. На юго-востоке Омулевского блока распространены деформированные полифациальные терригенно-карбонатные палеозойские образования [3, 9], перекрытые верхнеюрскими вулканогенно-терригенными толщами Элекчанского грабена [5] (рис. 2).

В пересечении вдоль долины р.Ясачной в южном и северном бортах грабена распространены фациально изменчивые терригенные (песчаники, алевролиты, гравелиты, насыщенные углистым веществом и обугленным растительным детритом) и вулканогенно-терригенно-пирокластические (туфопесчаники, туфоалевролиты, туффи-

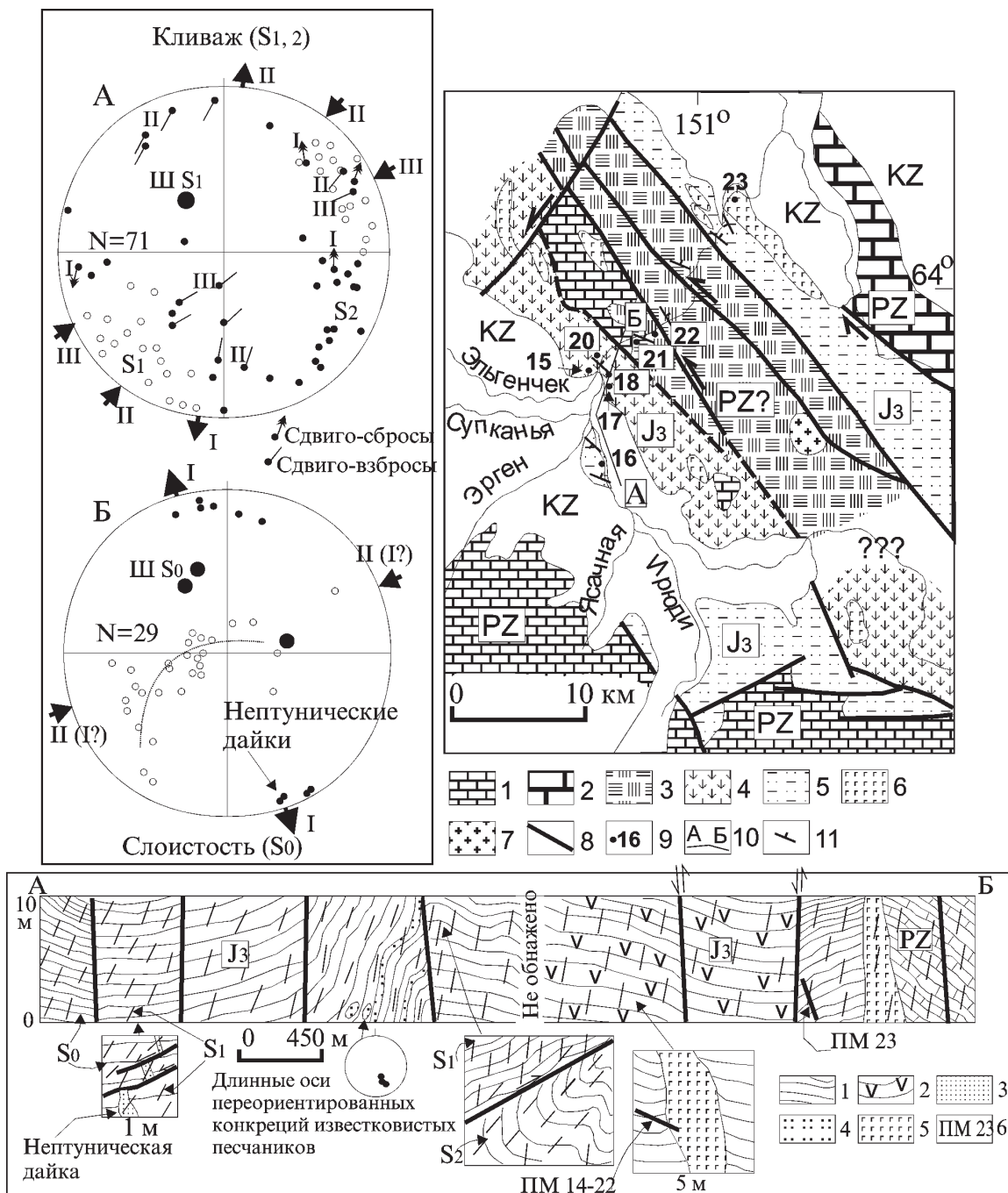


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северной части Элекчанского грабена и геологический профиль по линии А-Б. Слева - стереограммы (проекция на верхнюю полусферу, сетка Вульфа).

1, 2-палеозойские образования: 1-Ирүдийской подзоны Омүлевского блока; 2-южной части Приколүмского блока; 3-толща подушечных пикробазальтов предположительно D₃-С₁ возраста; 4, 5-киммеридж-волжские образования Элекчанского грабена: 4-вулканогенные, 5-терригенно-пирокластические; 6, 7-субвулканические тела позднеюрского возраста: 6-среднего - основного и 7-кислого состава; 8-разломы; 9-точки наблюдений; 10- положение геологического профиля; 11-элементы залегания слоистости.

Для геологического профиля по линии А-Б: 1-терригенно-пирокластические образования; 2-вулканогенные образования; 3-нептунические дайки песчаников; 4- пласти и пакки песчаников; 5-субвулканические тела диабазов; 6-номера сайтов палеомагнитного опробования.

Для стереограмм: А-векторы тектонических борозд скольжения и полюса кливажа двух генераций. Жирными стрелками показаны реконструированные главные направления сжатия и растяжения для разных этапов деформаций; Б-полюса слоистости и полюса нептунических даек. Остальные пояснения к стереограммам в тексте.

ты, тефроиды, субаэральные потоки и субвулканические тела основных, средних и кислых вулканитов повышенной щелочности) отложения киммеридж-волжского возраста [5] (см. рис. 2). В прибортовых частях грабена (т.н. 16, 23 на рис. 2) преобладают терригенные и туфотерригенные породы. Многочисленные следы размылов, волнового взмучивания и взламывания, знаки волновой ряби, косые серии свидетельствуют о накоплении толщи в мелководных прибрежно-морских или лагунно-дельтовых условиях. Характерны многочисленные субвертикальные нептунические дайки песчаников и гравелистых песчаников мощностью в первые десятки сантиметров (см. рис. 2, профиль). По направлению к центральной части грабена (т.н. 15, 17-20, рис. 2) начинают преобладать вулканогенные и терригенно-пирокластические образования. Центральная часть грабена сложена терригенно-карбонатными породами нижнего-среднего девона [5], которые структурно и стратиграфически вверх надстраиваются вулканогенной толщей (т.н. 21, 22, рис. 2), ранее не описанной. Толща сложена потоками с массивной и подушечной отдельностью высокотитанистых базальтов, пикробазальтов и пикритов с прослоями и линзами кремнисто-глинистых пород. Характерны многочисленные силлы основного и ультраосновного состава. По аналогии с разрезами рек Коркодон и Колыма [5], возраст этой толщи условно принимается как позднедевонско-раннекаменноугольный.

Структурные данные. Структура юрских образований Элекчанского грабена определяется многочисленными субвертикальными разломами северо-западного простирания, которые пересекают их на серии линейных блоков-доменов (см. рис. 2).

Слоистость. В пределах доменов не выявлено крупных складчатых дислокаций слоистости, которая образует незначительно нарушенные моноклинали. Мелкие складки слоистости приурочены к поверхностям послонных срывов, а также к зонам разломов. В последнем случае шарниры складок ориентированы под углами 45° и более (см. рис. 2, стереограмма Б). Так же круто ориентированы и длинные оси будин песчаников (см. рис. 2, профиль). На стереограмме видно, что полюса слоистости S_0 образуют пояс, свойственный конической деформации, которая могла образоваться в результате латерального сжатия запад-юго-запад - восток-северо-восточного направления (здесь и далее координаты современные) (см. рис. 2, стереограмма Б, вектора II (I?)). Нептунические дайки песчаников простираются в тех же румбах, т.е. под углом около $30-40^\circ$ к простиранию грабена (см. рис. 2, карта и стереограмма Б). Следовательно, система трещин, заполненных нептуническими дайками, могла возникнуть в условиях сжатия, коаксиального сжатия, деформировавшему

слоистость (вектора II (I?) на стереограмме Б) и субперпендикулярного этому направлению растяжения (вектора I на стереограмме Б).

Кливаж. Во всех комплексах в пределах грабена широко распространен кливаж двух генераций (см. рис. 2, стереограмма А), секущий нептунические дайки. Ранний кливаж S_1 (стереограмма А, не залитые кружки) ориентирован субпараллельно простиранию грабена. Он наиболее широко развит и в пределах интенсивно деформированных участков, сходен с проникающим кливажом. Ранний кливаж параллелен осевым поверхностям немногочисленных складок с субвертикальными шарнирами. Ранний кливаж деформирован. Обработка замеров раннего кливажа на сетке Вульфа (см. рис. 2, стереограмма А) показывает, что сжатие, приведшее к его деформации, было ориентировано в юго-запад - северо-восточных румбах, т.е. субкоаксиально со сжатием, деформировавшим слоистость. Это свидетельствует о пульсационном проявлении сжатия такой ориентировки. Поздний кливаж S_2 проявлен спорадически вблизи зон хрупких деформаций, приуроченных к разломам, и бывает параллелен осевым поверхностям немногочисленных наложенных складок слоистости (см. рис. 2, профиль). Поздний кливаж круто погружается в южных - восток-северо-восточных румбах, что, возможно, связано с проявлением более поздних деформаций (см. рис. 2, стереограмма А).

Разрывные нарушения. Доминируют субвертикальные разломы северо-западного простирания. С ними сопряжены разломы субширотного и северо-восточного простирания, также крутозалегающие (см. рис. 2, карта). Преобладающим кинематическим типом разломов являются сдвиги. Анализ тектонических борозд скольжения на сетке Вульфа позволил выделить признаки разновозрастных подвижек трех генераций (рис. 2, стереограмма А). Наиболее ранними являются движения сдвига-сбросового типа, реализованные по поверхностям субмеридионального простирания и сопровождаемые хрупкими деформациями. Растяжение, сопровождавшее формирование сдвига-сбросов, было ориентировано субмеридионально и в целом близко к ориентировке растяжения, сопровождавшего формирование нептунических даек (см. рис. 2, стереограмма А, векторы I). Сжатие при этом было ориентировано субширотно. Вероятно, сдвига-сбросы следует рассматривать в едином структурном парагенезе с нептуническими дайками.

Более поздним кинематическим типом подвижек были сдвиги и сдвига-взбросы, реализовавшиеся на поверхностях южного, северо-западного (левые) и северо-восточного (правые) падения и сопровождавшиеся хрупкими деформациями. Они возникли в условиях латерального юго-запад - северо-восточного

сжатия (см. рис. 2, стереограмма А, векторы II). Такое же направление сжатия получено при анализе сопряженных со сдвигами систем сколовых трещин.

Наиболее поздний зафиксированный кинематический тип подвижек - левые сдвиго-взбросы. Они реализовались на поверхностях юго-западного, южного и северо-восточного падения в условиях сжатия, ориентированного запад-юго-запад - восток-северо-восток (см. рис. 2, стереограмма А, векторы III).

Промежуточные выводы. Учитывая современное северо-западное простирание Элекчанского грабена, можно предположить, что на раннем этапе развития протограбен состоял из серии ограниченных сдвиго-сбросами, кулисообразно расположенных прогибов субширотной ориентировки, локализованных вдоль зоны северо-западного простирания (субширотное сжатие и субмеридиональное растяжение). В пределах прогибов происходили осадконакопление и вулканизм. Ограничениями этой зоны могли служить левые сдвиги северо-западного простирания, структуры-индикаторы которых затушеваны более поздними деформациями. На заключительных этапах формирования грабена господствовало сжатие северо-восточной ориентировки (кливаж S_1 , сдвиги и сдвиго-взбросы). После формирования позднеюрских вулканогенно-терригенных пород заполнения грабена вновь проявилось северо-восточное сжатие (кливаж S_2 , левые сдвиго-взбросы).

В ходе деформаций 2-го и 3-го этапов блоки внутри зоны Элекчанского протограбена могли претерпеть вращения против часовой стрелки на величины до первых десятков градусов вследствие левосдвиговых перемещений по ограничивающим эту зону северо-западным разломам.

Время проявления двух последних этапов деформаций однозначно не установлено. По мнению авторов, второй этап деформаций, вероятнее всего, соответствует верхоянской фазе складчатости (ранний мел), а третий имел место во второй половине мела.

Запад Омолонского массива

Геологические данные. Исследования были сконцентрированы в пределах Коркодонской зоны, которая расположена на юго-западе Омолонского массива (см. рис.1), ограничена с обеих сторон разломами левосдвиговой кинематики и рассматривается как периферийная погруженная часть Омолонского массива [2, 5, 13]. Изученные юрские отложения отличаются от близковозрастных толщ чехла Юкагирского блока увеличенной мощностью, большей полнотой разрезов, а также большей мористостью отложений [2, 13]. По сравнению с чехлом Юкагирского блока в Коркодонской зоне возрастает также степень дислоцированности отложений.

Объектом исследования были терригенные породы батско-келловейского возраста [8], обнаженные в береговых обрывах правого борта р.Булун в 0.4 км ниже по течению устья р.Нельгю (рис.3, т.н. 14). Они образованы параллельно-слоистыми, интенсивно биотурбированными серыми песчаниками (слои по 0.3-0.5 м) с признаками нормальной градиционности и галькой алевролитов, кремнисто-глинистых пород, риолитов в приподошвенной части пластов, пачками переслаивания песчаников с черными углеродистыми алевролитами. В песчаниках присутствуют линзы гравелитов с окатанной галькой риолитов, алевролитов, кварца, мелкозернистых песчаников. Мощность изученной части разреза около 25-30 м.

Структурные данные. Структура толщи представляет собой моноклираль (см. рис. 3а - профиль и стереограмма А), погружающуюся на юго-восток и нарушенную малоамплитудными сдвиго-сбросами (см. рис. 3а, профиль и стереограмма Б). Последние интерпретируются как следствие вращения ограниченных разломами доменов против часовой стрелки, которое происходило в конце юры-начале мела в результате смещения Омолонского массива по левым сдвигам северо-западного простирания [2].

Сугойская зона

Северная часть Сугойской зоны ограничена сдвигами северо-западного простирания и сложена интенсивно деформированными триасово-юрскими терригенными отложениями [2,7, 13].

Геологические данные. По сравнению с близковозрастными отложениями Юкагирской зоны, они характеризуются более мощными и полными разрезами, преобладанием в разрезах алевролитов и аргиллитов, большей долей турбидитов и более интенсивной дислоцированностью. Юрские отложения содержат пачки проксимальных турбидитов и сформировались за счет размыва пород Юкагирского блока [13].

Исследования проводились в восточной части Сугойской зоны вблизи Тебанинского левого сдвига [13]. Здесь в береговых обрывах правого борта р.Булун, в 0.25 км ниже устья р.Арнольд (рис.3, т.н. 25) распространена толща ааленско-байосского возраста [7] тонкого переслаивания серых полимиктовых песчаников (слои до 0.4 м) и серых алевролитов (0.1-0.2 м). Границы слоев песчаников и алевролитов резкие, параллельные и волнистые, с многочисленными признаками размыва. В песчаниках отмечена разноориентированная косая слоистость, следы взмучивания и биотурбаций, конволюции. В отдельных слоях песчаников зафиксирована нормальная градиционность. Алевролитам свойственна пиритизация.

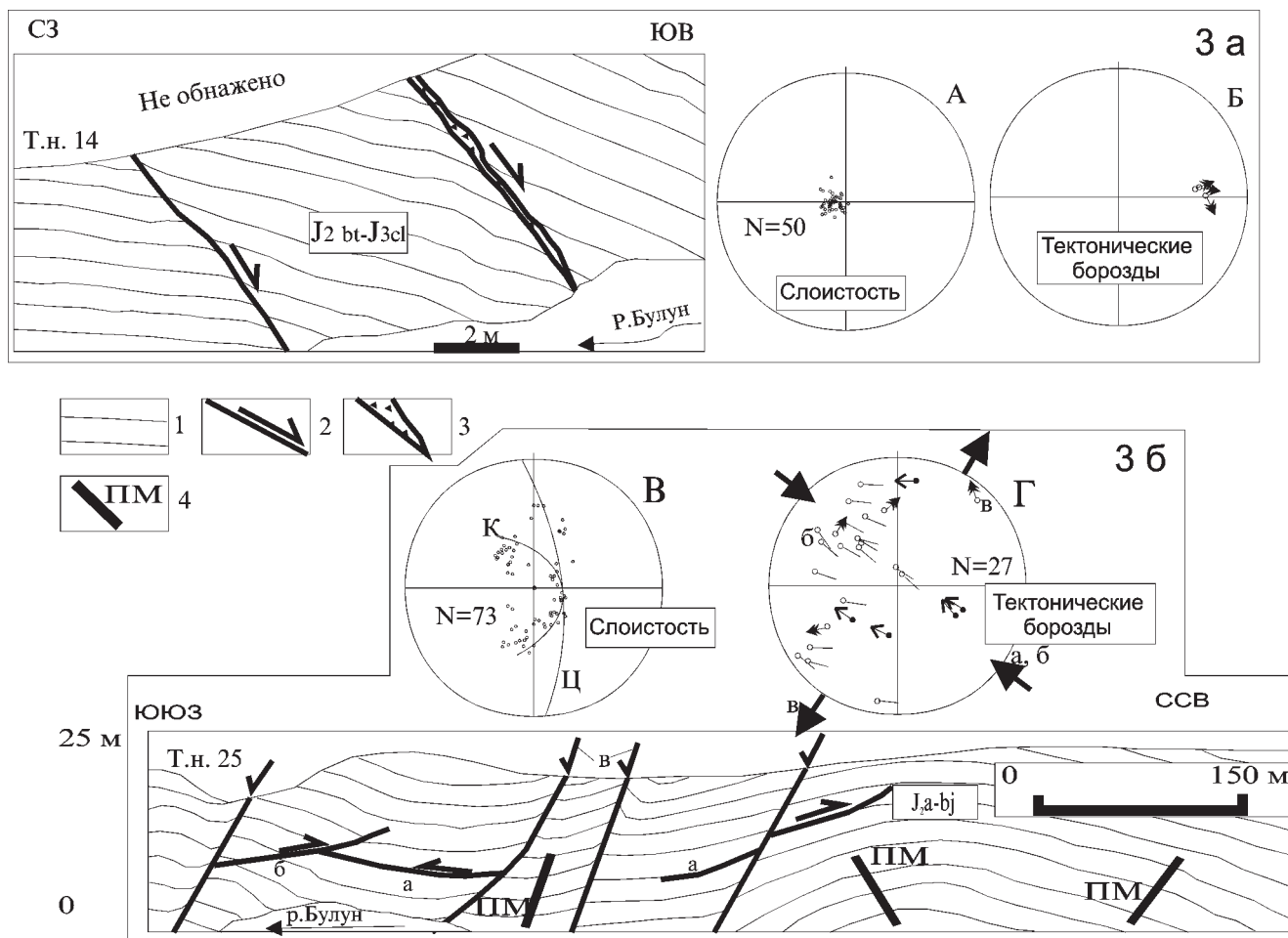


Рис. 3. Схематические профили для объектов западной периферии Омолонского массива и Сугойской зоны и результаты обработки замеров борозд скольжения и слоистости на сетке Вульфа.

3а- бат-келловейские отложения Коркодонской зоны Омолонского массива; 3б - аален-байосские отложения северной части Сугойской зоны.

1-слоистость; 2-разломы и их кинематика; 3-тектонические брекчии; 4-линии палеомагнитного опробования.

Для 3а: стереограммы: А-полюса слоистости, Б-борозды скольжения сбросовой кинематики;

для 3б: стереограммы: В-полюса слоистости и пояса, соответствующие коаксиальной конической (К) и цилиндрической (Ц) деформациям, Г-борозды скольжения трех этапов деформаций. Остальные условны обозначения те же, что на рисунке 2. Пояснения в тексте.

Структурные данные. Структура толщи в районе наблюдений представляет собой антиклиналь, крылья которой нарушены сдвиго-сбросами (см. рис. 3б, профиль).

Слоистость. Анализ замеров на сетке Вульфа свидетельствует о наличии двух типов поясов, объединяющих нормали к плоскостям слоистости (см. рис. 3б, стереограмма В). Первый тип характеризует коническую деформацию (см. рис. 3б, стереограмма В, пояс обозначен буквой К), и соответствующие ему нормали (полюса) расположены вдоль дуги малого круга. Второй пояс (обозначен буквой Ц) соответствует цилиндрической деформации, и соответствующие ему нормали расположены вдоль дуги больш-

шого круга. Вероятнее всего, оба пояса соответствуют одному этапу деформаций, в ходе которого главная ось латерального сжатия была ориентирована в субмеридиональном направлении. Наличие двух типов поясов типично для участков замыканий складчатых структур.

Разрывные нарушения. Результаты статистической обработки замеров тектонических борозд скольжения показаны на рисунке 3б (стереограмма Г). Они свидетельствуют о наличии признаков нескольких этапов деформаций. Борозды типа "а" (см. рис. 3б, стереограмма Г), соответствующие подвижкам со сдвиговой и сдвиго-взбросовой кинематикой, часто приурочены к поверхностям напластования.

Этот тип борозд сформировался в результате латерального сжатия, ориентированного в северо-запад - юго-восточных румбах. Борозды типа "б" более поздние (несущие их поверхности смещают поверхности с бороздами типа "а" на первые десятки сантиметров) и по кинематике соответствуют подвижкам взбросового и сдвиго-взбросового характера. Формирование этого типа борозд могло происходить в результате латерального сжатия, которое было ориентировано субкоаксиально сжатием для борозд типа "а". Борозды типа "в" - наиболее поздние и соответствуют сдвиго-сбросам, которые могли сформироваться в результате латерального растяжения, ориентированного в юго-запад - северо-восточных румбах (см. рис. 3б, стереограмма Г).

Промежуточные выводы. Сформированные в результате субмеридионального сжатия складки слоистости на севере Сугойской зоны связаны с ранними досдвиговыми деформациями [13]. Формирование парагенеза левых сдвигов северо-западного простирания (борозды скольжения, мелкие наложенные складки слоистости) происходило в течение поздней юры-раннего мела [2] и носило пульсационный характер (коаксиальность сжатия для борозд типа "а" и "б", рис. 3 Г). Сбросо-сдвиги могут рассматриваться как оперяющие сколы, связанные с вращением мелких блоков против часовой стрелки [2].

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Геологические данные. Объектом исследований являлись терригенно-вулканогенные образования двух толщ: "Мыса Хабриз" и залегающей стратиграфически выше - "Поперечной", которые обнажены в береговых обрывах восточной части Ольского залива на интервале от пос.Атарган до м.Хабриз (рис. 4). Толща "Мыса Хабриз" состоит из субэриальных потоков базальтов, андезитов и более кислых вулканитов (мощности потоков от 0.3 до 15 м и более). Вулканиты разделены аналогичными по составу туфами, а также туфово-терригенными породами (мощности от 1 м до 15-20 м). Стратиграфически выше без признаков несогласия залегают эффузивные базальты, трахибазальты и более кислые вулканиты, ассоциирующие с туфами и туфово-терригенными породами (в том числе туфоконгломератами) "Поперечной" толщи. Отмечаются многочисленные дайки базальтов с преобладающим субмеридиональным простиранием.

Геохронологические данные. Возраст базальтов толщи Мыса Хабриз составляет 103.9 ± 2.1 млн лет (нижняя часть толщи, обр. 9601/3), а базальтов Поперечной толщи - 82.1 ± 1.9 млн лет (обр. 9603/3) и 80.6 ± 1.5 млн лет (обр. 9602/8). Определения выполнены К-Аг методом согласно методике 3-ей категории: "Калий-аргоновый метод определения радиологи-

ческого возраста пород" (ВИМС, 1985). При расчетах использовались константы, рекомендованные XXI сессией Комиссии по определению абсолютного возраста. Анализы выполнены в Лаборатории изотопной геохронологии и геохимии под руководством И.Н.Котляра (аналитики Александрова А.А., Александрова Н.М., Люскин А.Д.). Возраст изученной части разреза лежит в интервале сеноманский-коньякский ярусы.

Структурные данные. Породы обеих толщ образуют моноклинал, погружающуюся на северо-восток (см. рис. 4, стереограмма А). Моноклинал осложнена субвертикальными зонами хрупких правых сдвигов северо-западного простирания (Азимут простирания около $120-160^\circ$), которые смещают образования обеих изученных толщ. К основным зонам приурочены многочисленные оперяющие сколовые трещины. По бороздам скольжения на них и по ориентировке сопряженных систем трещин для правых сдвигов реконструируется главное сжатие, ориентированное северо-запад - юго-восток, и комплементарное растяжение, ориентированное юго-запад - северо-восток (см. рис. 4, стереограмма Б). Видимая амплитуда смещения по правым сдвигам достигает 50-80 метров (см. рис. 4, блок-диаграмма).

Промежуточные выводы. Деформации пород Охотско-Чукотского пояса в районе Ольского залива связаны с постконьякскими правыми сдвигами и сдвиго-сбросами северо-западного простирания. По нашему мнению, эти структуры могут быть сопоставлены со сдвигами Омсукчанского хребта, которые смещают средне меловые комплексы Охотско-Чукотского пояса.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Объектами исследований были:

(А) **На востоке Омудевского блока:** 1. Вулканогенно-терригенные толщи киммеридж-волжского возраста Элекчанского грабена (см. рис. 2, профиль). Изучено 5 обнажений, в каждом из которых опробованные мощности составляют 80-100 м. Внутри каждого обнажения вариации залегания слоистости незначительны. Одно из обнажений - толща подушечных базальтов и пикритов предположительно D_3-C_1 возраста (опробовано около 100 м по мощности из структурно нижней части толщи).

(Б) **На северном побережье Ольского залива:** верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования толщ "Мыса Хабриз" и "Поперечная" Охотско-Чукотского пояса (см. рис. 4).

(В) **На Западе Омолонского массива и севере Сугойской зоны:** В1. Терригенные породы батско-келловейского возраста Коркодонской зоны (т.н. 14). В2. Терригенный флиш аален-байосского возраста (т.н. 25) Сугойской зоны (см. рис. 3).

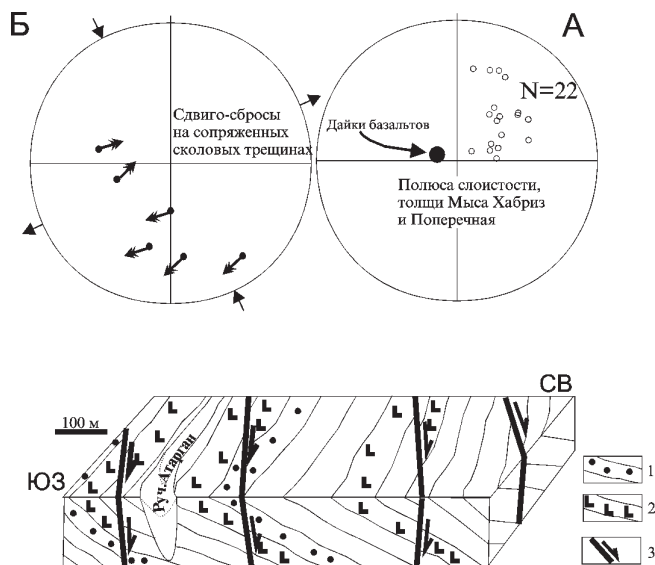


Рис. 4. Схематическая блок-диаграмма и результаты обработки замеров борозд скольжения и слоистости на сетке Вульфа для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

1-маркирующие пласты туфоконгломератов; 2-маркирующие пласты вулканитов; 3-сдвиго-сбросы. Остальные условные обозначения те же, что на рисунке 2.

Методика

Лабораторные исследования образцов проводились в палеомагнитной лаборатории Геологического института РАН. Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Используемые высокотемпературные печи имели 4 пермалловых экрана для компенсации внешнего магнитного поля. Измерения остаточной намагниченности выполнялись на рок-магнитометрах JR-4 (Чехословакия). Компонентный анализ данных магнитной чистки [25, 28] проводился с помощью компьютерных программ Р. Энкина.

Из рассмотрения были исключены около 5% образцов, изменения направлений намагниченности которых в процессе чистки были бессистемны и/или направления намагниченности для кубиков из одного штупфа сильно различались.

Результаты палеомагнитных исследований

В разрезе А наблюдается однокомпонентная биполярная намагниченность с блокирующими температурами 480-520° (рис. 5а) и двухкомпонентная намагниченность с блокирующими температурами 480 и 520° (рис. 5в) для терригенно-пирокластических пород, однокомпонентная намагниченность обратной полярности с блокирующими температурами 500-560° (рис. 5б) для андезибазальтов и двухкомпонентная намагниченность нормальной полярности для пикритовых базальтов, с блокирующими темпе-

ратурами 480 и 600° (рис. 5г). Тесты складки и обращения [19, 22, 26], проведенные совместно для осадочных пород и андезибазальтов, показывают, что намагниченность имеет доскладчатый возраст (рис. 6а). Низкотемпературная компонента пикритовых базальтов имеет то же направление, что и направление, полученное по осадкам и андезибазальтам (рис. 6б). Направление высокотемпературной компоненты пикробазальтов несколько иное (рис. 6в). Учитывая, что толща пикритовых базальтов является более древней, можно предложить следующую гипотезу. Намагниченность, полученная по осадочным породам и андезибазальтам, является доскладчатой и, вероятно, метасинхронна формированию вулканогенно-осадочной толщи. При этом, более древние пикритовые базальты были частично перемагничены во время ее формирования.

Отметим, что высокотемпературная компонента намагниченности пикритовых базальтов сопоставима с верхнедевонским-нижнекарбонным направлением, рассчитанным для района исследований по литературным данным для Сибирских полюсов [27]. Направление доскладчатой компоненты (табл.) вулканогенно-осадочного комплекса не отличается от верхнеюрских реферативных направлений для Евразии.

Промежуточные выводы. 1. Направление, полученное по пикритовым базальтам, близко к сибирским [27] позднедевонским-раннекаменноугольным направлениям (рис. 6в), что не противоречит их D₃-C₁ возрасту.

2. Направление по юрским вулканогенно-осадочным породам доскладчатое и значительно не отличается от позднеюрского направления для Евразии (см. рис. 6а).

3. Из двух первых выводов следует, что Омлевское поднятие не испытывало существенных (в пределах точности палеомагнитного метода) поступательных и вращательных перемещений относительно Евразии, по крайней мере с поздней юры.

Образцы разреза Б можно разделить на два типа. Первый характеризуется однокомпонентной намагниченностью с блокирующими температурами 560-600° (компонента Х в табл.), (рис. 5д), второй тип - двухкомпонентной намагниченностью с блокирующими температурами 400 и 600° (рис. 5е). Высокотемпературная компонента для образцов второго типа в нескольких случаях имеет обратную полярность. Тест складки показывает доскладчатую природу всех выделенных компонент. Однако учитывая слабые вариации элементов залегания, можно полагать, что в данном случае мы имеем дело с двумя различными по возрасту намагниченностями. Высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности второго типа образцов вероятно образова-

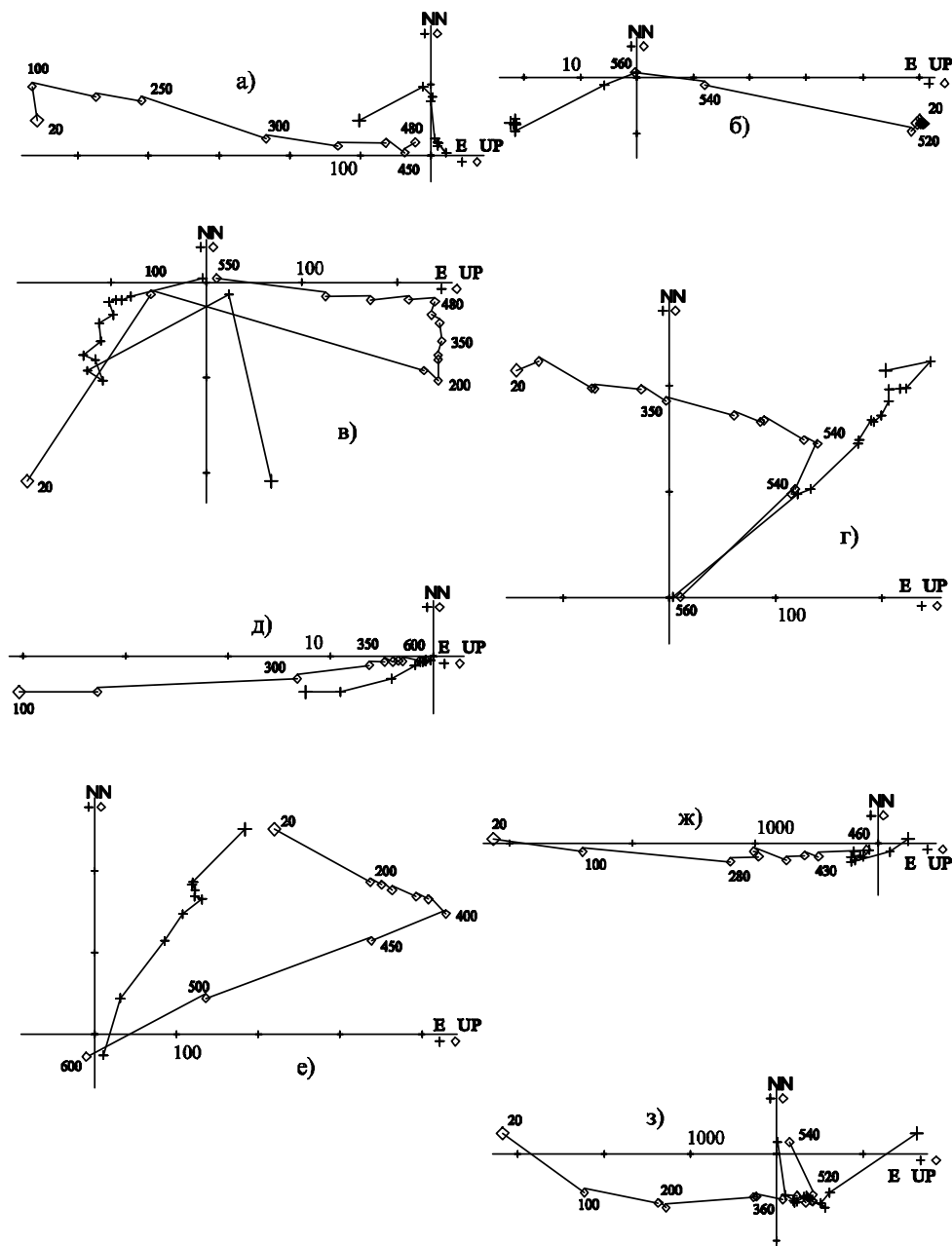


Рис. 5. Примеры диаграмм Зийдervельда изученных пород. Географическая система координат. Температура в градусах Цельсия. 1 деление -1×10^{-3} Ам/м. Кресты (ромбы)-проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскости.

лась во время формирования пород. По направлению она практически совпадает с реферативными направлениями для Евразии, хотя и наблюдается некоторое отличие по склонению (см. табл., рис. 6г). Однако из-за крутого наклона, что приводит к резкому увеличению ошибки по склонению, с большей уверенностью говорить о повороте изученного блока по часовой стрелке нельзя. Низкотемпературная компонента этого типа образцов вероятно является синскладчатой или послескладчатой. В образцах первого типа спектры размагничивания вышеописанных компонент видимо совпадают, а для ряда образцов, видимо, произошло полное перемагничивание и первичная компонента просто отсутствует. В

пользу подобной интерпретации свидетельствует факт, что распределение направлений однокомпонентных образцов практически совпадает с распределением низкотемпературной компоненты образцов второго типа, но несколько смещено к распределению высокотемпературной компоненты.

Промежуточные выводы. 1. Высокотемпературная компонента изученных верхнемеловых пород близка по направлению к рассчитанным для района работ реферативным направлениям для Евразии, что предполагает практически неподвижность исследованного блока относительно континентов. Наблюдается некоторое отличие полученного направления по склонению, что свидетельствует о возможном по-

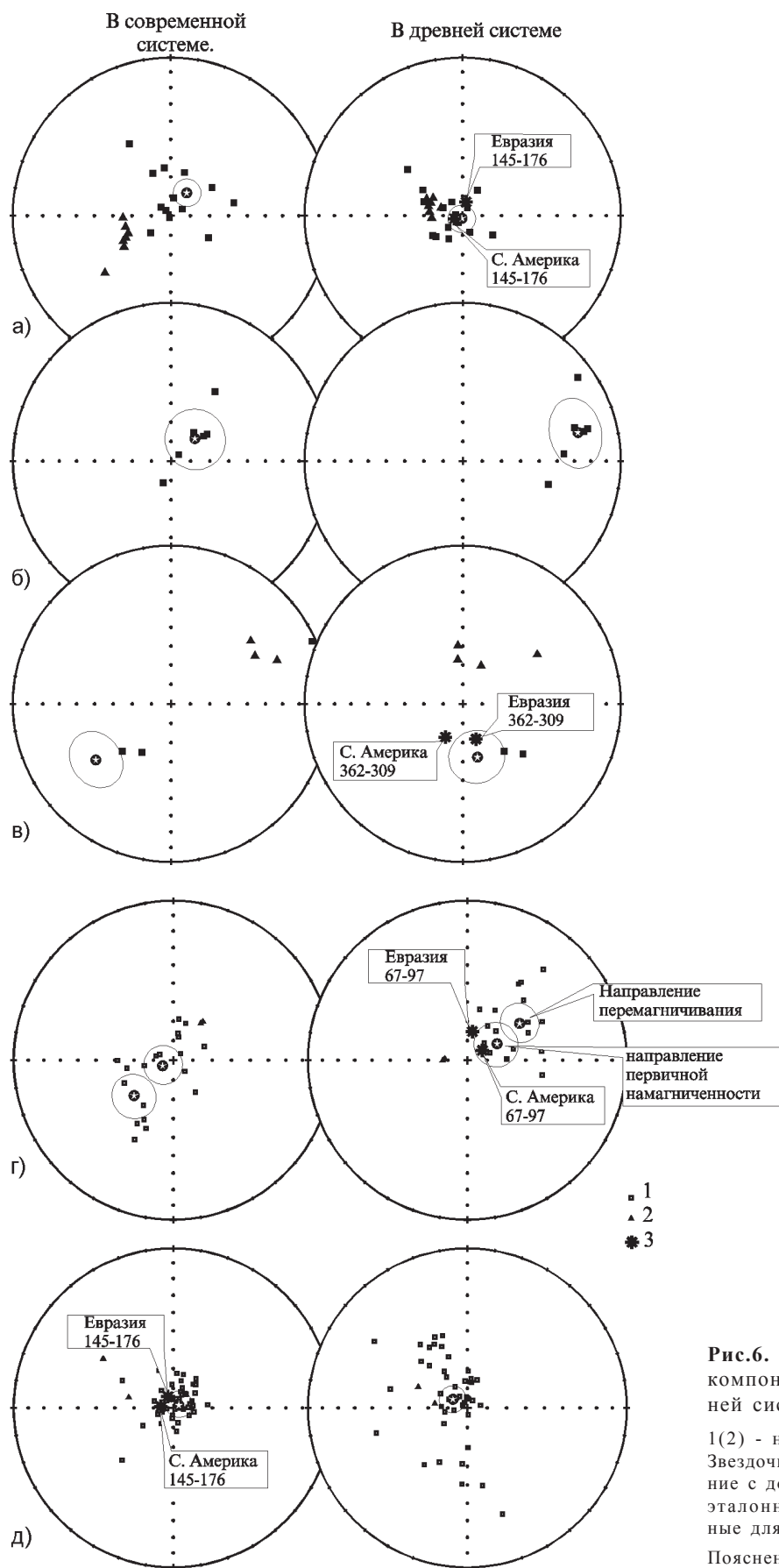


Рис.6. Распределение выделенных компонент в современной и древней системах координат.

1(2) - нижняя (верхняя) полусфера. Звездочка в кружочке - среднее значение с доверительным интервалом. 3 - эталонные направления, рассчитанные для районов проведения работ.

Пояснения в тексте.

Таблица. Результаты палеомагнитных исследований.

Объект		N	Система координат								Тест складки	
			современная				древняя					
			D	I	к	α_{95}	D	I	к	α_{95}		
А	J ₃	22	43,6	74,6	17,8	7,6	159,5	74,6	22,1	6,7	+	
	D ₃ -C ₁ ?	HT	6	45,5	73,6	19,4	15,6	77,0	27,2	19,2		15,7
		BT	6	232,4	41,2	23,9	14,0	165,3	61,7	23,9		14,0
Б	K ₁	HT+X	14	244,7	86,4	14,2	10,9	52,5	57,2	17,1	9,9	+
		BT	5	225,9	64,5	26,7	13,2	57,7	73,8	36,1	11,3	+
В	J ₂₋₃	47	56,2	86,5	29,5	3,9	302,7	80,6	10,3	6,8	-	

Примечание. D, I, k, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия, вычисленные по N образцам, HT – низкотемпературная компонента, BT – высокотемпературная компонента, X – см. текст.

вороте изученного блока по часовой стрелке, однако значительная величина ошибки по склонению, вызванная крутым наклонением, не позволяет говорить об этом с уверенностью. В процессе деформации изученные породы были частично перемагничены.

Образцы разрезов В1 и В2 характеризуются однокомпонентными диаграммами Зийдервельда (рис. 5ж). Выделенные компоненты намагниченности имеют блокирующие температуры 460-500°. Для многих образцов отмечаются случаи, когда прямолинейный участок на диаграмме Зийдервельда не идет в начало координат (рис. 5з). Все выделенные компоненты намагниченности имеют нормальную полярность.

Тест складки показывает, что намагниченность разреза В1 является доскладчатой, а намагниченность разреза В2 послескладчатой. Однако несмотря на положительные результаты теста складки, имеются существенные основания предполагать, что породы разреза В1 перемагничены. Этот разрез характеризуется слабыми вариациями элементов залегания. Среднее направление его очень близко к направлению послескладчатой намагниченности разреза В2. Тест складки, проведенный для объектов В1 и В2 совместно, свидетельствует о послескладчатом возрасте намагниченности. Кроме того, для образцов именно этих коллекций характерны диаграммы Зийдервельда, когда прямолинейный участок идет не в начало координат. Таким образом, наиболее вероятным является перемагничивание пород этих двух разрезов по тем же направлениям, поэтому в конечном итоге они рассматривались вместе (рис. 6д, таблица).

Была предпринята попытка получить направление высокотемпературной компоненты, используя метод пересечения больших кругов. Для разреза В1, имеющего слабые вариации элементов залегания, отмечается хорошая сходимость больших кругов и в древней, и в современной системе координат. Для разреза В2 отмечается хорошая сходимость в современной системе и плохая - в древней. Совместный анализ больших кругов по этим разрезам показыва-

ет лучшую сходимость в современной системе координат. В современной системе координат направления, полученные методом пересечения больших кругов, практически не отличаются от направлений, полученных методом компонентного анализа. В древней системе координат α_{95} вычисленного направления превышает 30°, поэтому этот результат не рассматривался.

Промежуточные выводы. 1. Направления, полученные для изученных объектов Сугойской зоны, являются послескладчатыми и не отличаются по направлению от рассчитанных для района работ реферативных направлений Евразии [27].

Обсуждение результатов

В настоящее время существуют проблемы при проведении палеомагнитных исследований мезозойских комплексов на Северо-Востоке России. Они связаны с нахождением мезозойского магнитного полюса в пределах изучаемой территории. С одной стороны, это затрудняет фиксирование вращательных движений, так как при крутых наклонениях сильно возрастает ошибка по склонению. Кроме того, начиная со средней юры, положение палеомагнитных полюсов для Северной Америки и Евразии близко [27]. При этом положение Евразийских полюсов рассчитаны преимущественно по данным Европейской части Евразии, а положение мезозойской границы между Евразийской и Северо-Американской плитами окончательно не ясно. Поэтому следует иметь в виду, что палеомагнитные данные, приведенные в этой работе, не дают ответа на вопрос: к какой из вышеназванных плит принадлежали изученные блоки, но свидетельствуют об отсутствии их существенных перемещений относительно Евразии и Северной Америки.

Восток Омудевского блока и запад Омолонского массива. Позднемезозойская структурная эволюция рассмотренных объектов неразрывно связана с верхоянской складчатостью, определившей структуру Восточной части Колымской петли. Приведенные данные свидетельствуют, что складчатые дефор-

магии в восточной части Колымской петли были растянуты во времени от второй половины J_2 до J_3 km-v и омолаживались в западном направлении. Завершающие деформации имели место после киммериджаволги, вероятнее всего в раннем мелу. Приведенные палеомагнитные данные свидетельствуют об отсутствии в мезозое (а возможно и в позднем палеозое) поступательных перемещений Омuleвского блока относительно Сибири, превышающих по амплитуде первые сотни километров, что согласуется со стратиграфическими материалами. Наблюдаемые в районе Элекчанского грабена тектонические деформации связаны с пульсационными движениями по левым сдвигам северо-западного простирания. Раскрытие киммеридж-волжского Элекчанского грабена также определялось левосдвиговыми перемещениями. Можно предполагать, что формирование грабенообразных структур на юго-восточном простирании Элекчанского грабена происходило, в целом, несколько позднее и было связано с периодом прекращения подвижек по левым сдвигам и возобладанием вращения блоков против часовой стрелки (в том числе вращением Приколымского блока относительно Омuleвского). Косвенно об этом свидетельствуют данные о волжском возрасте вулканогенных пород илиньтасской свиты на западе Приколымского блока [5]. Для западной периферии Омолонского массива подтверждены ранее сделанные выводы о наличии левосдвиговых парагенезов. Благодаря палеомагнитным данным (перемагничивание средневерхнеюрских пород Сугойской зоны полев, не отличающимся по направлению от поля формирования доскладчатой намагниченности киммеридж-волжских пород Элекчанского грабена) уточнен наиболее вероятный возраст этих движений.

Охотско-Чукотский пояс. Согласно палеомагнитным данным показано, что рассмотренный сегмент Охотско-Чукотского пояса в позднем мелу структурно принадлежал Евразии. Структура пояса после коньякского века была нарушена поперечными сдвигами, суммарная амплитуда смещения по которым для ольского сегмента сопоставима с величиной ошибки палеомагнитного метода. Подобные сдвиги меридионального и северо-западного простирания сегментируют Охотско-Чукотский пояс к северу и югу от рассмотренного сегмента. Это доказывает наличие постсеноманско-коньякских деформаций на Северо-Востоке Евразии, которые являются внутриплитными и могут компенсировать процессы спрединга в Северной Атлантике, а также в современных и позднемеловых океанических бассейнах Арктики.

ВЫВОДЫ

1. Для рассмотренных объектов Северо-Востока Евразии, начиная с конца юры, не зафиксированы поступательные перемещения, превышающие по амплитуде предел точности палеомагнитного метода (первые сотни километров).

2. Формирование киммеридж-волжского Элекчанского грабена (юго-восток Омuleвского блока) происходило на палеошироте 61° в результате нескольких этапов деформаций, возникших в сдвиговых условиях.

3. Перемагничивание средне-верхнеюрских пород западной периферии Омолонского массива происходило на палеошироте 60° , вероятно одновременно с намагничиванием киммеридж-волжских образований Элекчанского грабена, и сопровождалось присдвиговым вращением блоков против часовой стрелки.

4. Верхнемеловые образования Охотско-Чукотского пояса (Ольский район) в момент формирования на палеошироте 70° структурно тяготели к Евразийскому континенту. После образования они испытали присдвиговые деформации, возможно сопровождавшиеся незначительным вращением блоков по часовой стрелке вокруг вертикальной оси.

Авторы искренне признательны дирекции СВКНИИ ДВО РАН за помощь при проведении полевых исследований. Данные исследования были проведены при финансовой поддержке РФФИ (Гранты 96-05-64359, 96-05-65323, 97-05-65711)

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1961. Вып. 15. С. 57-68.
2. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. Новые геологические и палеомагнитные данные о юрско-меловой истории Омолонского массива // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14-26.
3. Гагиев М.Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омuleвского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 195 с.
4. Гедько М.И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88-100.
5. Геологическая карта СССР. Лист Q-56, 57 - Среднеколымск. 1:1000000. Новая серия. Объяснительная записка / Ред. В.С.Шульгина, Л.М.Натапов. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.2. 334 с.
7. Караго Е.А., Шпетный А.П. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Q-56-XXIV. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 113 с.

8. Кудлей Е.Н. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Q-56-XXIX, XXX. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 90 с.
9. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омюлевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
10. Оксман В.С. Геодинамические комплексы и структурно-кинематическая эволюция орогенного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Тезисы Международного Тектонического совещания "Тектоника Азии". 4-7 февраля. М., 1997. С. 161-164.
11. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойда Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
12. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С. 68-78.
13. 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.
14. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
15. Ставский А.П. Тектоника Колымо-Индибирского региона: Автореф. дисс... канд. геол.-минер. Наук/ ГИН РАН. М., 1984. 24 с.
16. Талент Дж.А. Взаимоотношения между литосферными блоками на северо-востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека? // Геотектоника. 1990. №2. С. 123-125.
17. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
18. Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозойдах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. №5. С. 94-104.
19. Bazhenov M.L., Shipunov S.V. Fold test in paleomagnetism: new approaches and reappraisal of data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 104, N 1. P. 16-24.
20. Bondarenko G.Ye. The structural evolution of the eastern part of the Kolyma Noose // 5-th Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. 1995. Moscow, November 22-25. Abstr. P. 142.
21. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin // The Geological Society of America. USA. Special Paper. Vol 206. 59 p.
22. Enkin R.J. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ere primaire. These de doctorat de l'universite Paris 7. 1990. 330 p.
23. Fujita K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // Tectonophysics. 1982. N. 89. N 1-3. P. 337-357.
24. Gagiev M.H., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Stavsky A.P. The middle and eastern part of the Verkhoyano-Chukotsky fold-area: terranes or fragments of Asia // L.Zonenshain Memor. Confer. on Plate Tectonics. 1993. Moscow, November 17-20. Abstr. P. 57-58.
25. Kirshvink J. L. The least-squares lines and plane and the analysis of paleomagnetic data. // Geophys. J. R. astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699-718.
26. McFadden P.L. and Jones D.L. The fold test in paleomagnetism, Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. Vol. 67. P. 53-58.
27. Van der Voo R. Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions // Reviews of Geophysics. 1990. P. 167-206.
28. Zijdeveld J.D.A. A. c. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism/(Ed. D. W. Collinson, K. M. Creer). Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254-286.

Поступила в редакцию 30 июня 1998 г.

Рекомендована к печати В.И.Гончаровым

M.V.Alexutin, G.Ye.Bondarenko, P.S.Minjuk

The results of structural and paleomagnetic investigations of Jurassic and Cretaceous complexes on the Mesosoides of Northeastern Russia

This paper deals with the results of integrated structural (structural-geometrical analysis of planar elements and kinematic analysis of faults and joint tectonic crack system) and new paleomagnetic data for Jurassic rocks of the Elekchan graben (the Omulyov block), northern part of the Sugoi folded zone, Korkodon zone of the Omolon massif and the Late Cretaceous formation of the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt (the Ola Bay of Magadan region). According to the new materials of structural investigations, the Elekchan graben had a multistaged structural history in the result of some pulse strike-slip deformations. The western margin of the Omolon and northern part of the Sugoi zone are characterized by post-Early Jurassic strike-slip deformations which are accompanied by the anticlockwise rotation of the tectonic domains. The post-Turonian strike-slip deformations are recognised on the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt. These deformations are accompanied by clockwise rotations of the tectonic blocks. According to paleomagnetic data, the amplitude of the post-Late Jurassic lateral movements did not exceed that obtained by a paleomagnetic method. A wide age range of the Verkhoyan phase of tectonic deformations was manifest from the mid-Jurassic deformations on the western Omolon margin to the Kimmerigian-Volgian deformations on the eastern part of the Omulyov block. The paleolatitude characteristics of a pre-folded component of the observed tectonic elements are similar to those of Siberia (the Omulyov, Omolon and Sugoi zones) and to North America (the Ola segment of the Okhotsk-Chukchi volcanic belt).