

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА)

М.Н. Шапиро*, А.В. Соловьев**

*Объединенный институт физики Земли РАН, г. Москва

**Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва

Лесновский надвиг на перешейке Камчатки - часть коллизионного шва, отделяющего верхнемеловые комплексы Ачайваем-Валагинской палеодуги от одновозрастных терригенных комплексов континентального склона Северо-Восточной Азии. Образование современной структуры шовной зоны началось с глубинных надвигов в аллохтонном комплексе, нижние пластины которого сложены зелеными сланцами и гипербазит-габбровыми телами. На границах пластин формировались зоны бластомилонитов с асимметричными складками, указывающими на движение пластин с востока на запад. Деформации происходили в условиях высокого прогрева коры, унаследованного от активной стадии развития дуги. Позднее эти пластины были выведены на поверхность и вместе с менее глубинными частями аллохтона шарированы на подводную окраину континента, перекрытую терригенным флишем. Автохтонный комплекс смят в сложную систему мелких разноориентированных складок, отражающую деформацию пластичной слоистой толщи в условиях некоторого преобладания субширотного сжатия. Вдоль поверхности сместителя развиты низкотемпературные милониты с хорошо выраженным структурами Риделя, указывающими на смещение аллохтона на северо-восток параллельно фронту надвига. Наиболее вероятное объяснение такой кинематики - смена надвигов северо-восточными левыми сдвигами на заключительных стадиях коллизии.

ВВЕДЕНИЕ

В результате процессов коллизии вдоль северных окраин Тихого океана сформировались системы протяженных тектонических швов - важнейших элементов современной структуры периодических складчатых областей. Одним из крупнейших швов Северо-Восточной Азии является Ватыно-Андреановский шов, протягивающийся от Олюторской зоны до южных отрогов Срединного хребта Камчатки (Рис. 1). Он разделяет комплексы позднемеловой континентальной окраины и одновозрастные комплексы Ачайваем-Валагинской островной дуги [3, 9, 17, 19], сформированные в океане на расстоянии около 2000 км от континента и причлененные к нему в кайнозое [10, 12]. Северная часть этого шва впервые была описана в Олюторской зоне как Ватыно-Вывенский надвиг [11]. Затем шов был прослежен южнее, на перешейке Камчатки, где назван Лесновским надвигом [18]. Продолжение этого шва наблюдается в южной части Срединного хребта Камчатки, где он отделяет верхнемеловые островодужные комплексы ирунейской и кирганикской свит от развитых западнее терригенных толщ верхнего мела и до-позднемеловых метаморфических пород. Изучение структуры и кинематики Ватыно-Вывенской части шва было проведено ранее [13, 14]. Данное исследование посвящено Лесновскому надвигу на перешейке Камчатки, где выходы докайнозойских пород образуют Лесновское поднятие.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛЕСНОВСКОГО ПОДНИЯТИЯ

Лесновское поднятие с северо-запада обрамлено Западно-Камчатско-Корякским вулканогенным поясом, сложенным преимущественно эоценовыми вулканитами кийкильской свиты, а с юго-востока - Центрально-Камчатским вулканическим поясом, где ведущая роль принадлежит миоценовым и плиоценовыми вулканитами (Рис. 2).

В пределах Лесновского поднятия вулканогенно-осадочные комплексы верхнемеловой ирунейской свиты шарированы по Лесновскому надвигу на северо-запад, где перекрывают терригенные флишоидные толщи лесновской серии (верхний мел - палеоцен(?)) [2, 18, 15]. В основании аллохтона локально развиты гипербазит-базитовые интрузии и сланцево-варцитовые метаморфические образования проблематичного генезиса и возраста.

Возраст ирунейской свиты обоснован главным образом находками иноцерамов из группы *Inoceramus schmidtii* [2] и, в меньшей степени, определениями радиолярий [15], а также сопоставлениями с верхнемеловыми толщами Олюторской зоны [3]. Верхние горизонты ирунейской свиты, по всей видимости не выходят за пределы самых низов палеоценена, так как хорошо датированные верхний палеоцен и нижний эоцен Паланского района Камчатки, где известны выходы типичной ирунейской свиты, представлены угленосными континентальными молассами [4, 5].

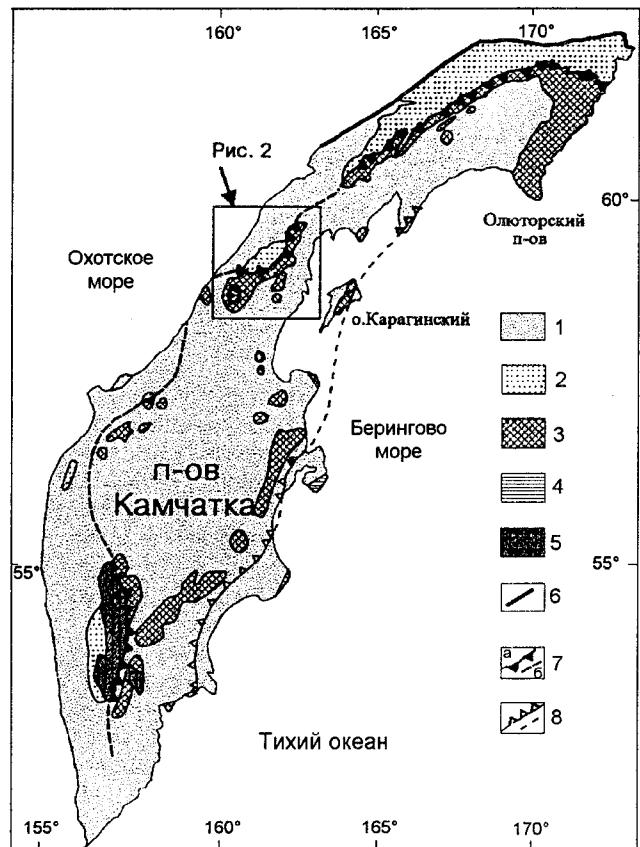


Рис. 1. Ватыно-Андреановский шов в структуре Олюторско-Камчатской области

1 - кайнозойские осадочные и вулканические породы; 2-4 - меловые комплексы: 2 - терригенные, 3 - кремнисто-вулканогенные Ачайваем-Валагинской палеодуги, 4 - кремнисто-вулканогенные восточных полуостровов (Кроноцкой палеодуги); 5 - доверхнемеловые метаморфические породы; 6 - система разрывов на северо-западной границе Олюторско-Камчатской области; 7 - Ватыно-Андреановский шов (а - наблюдаемый, б - под покровом кайнозоя); 8 - шов на юго-восточной границе Ачайваем-Валагинской зоны (надвиг Гречишникова).

Данные о возрасте лесновской серии весьма противоречивы. Есть указания на находки сантон-кампанских иноцерамов в ее кремнистых породах [2]. Между тем, кремнистые породы не типичны для лесновской серии. Они встречаются здесь только в виде экзотических глыб непосредственно под Лесновским надвигом [20]. В них действительно есть обломки призматических слоев, а также найдены бедные комплексы кампан-маастрихтских радиолярий. Однако природа экзотических глыб в лесновской серии дискуссионна, и они могут оказаться как древнее, так и моложе флишевого матрикса. Бентосные агглютинированные фораминиферы из лесновской свиты определены как маастрихт-датские [2]. В северной части Лесновского поднятия во флише, отнесенном к лесновской серии, найден эоценовый нанопланктон [15]. Лесновская серия по своему структурному положению и литологическому составу хорошо сопоставляется с флишевыми толщами Укэлятской зоны Корякского нагорья, которые имеют возрастной диапазон от середины позднего мела до раннего эоцена включительно [8, 14], а также с верхнемеловыми терригенными толщами южной части Срединного хребта, которые перекрыты палеоценовой черепановской свитой [5]. К юго-западу от Лесновского поднятия на побережье Охотского моря также известны верхнемеловые терригенные толщи, близкие по составу к лесновской серии (верхняя часть омгонской серии). Палеоцен и нижний эоцен представлены здесь угленосными молассами и субаэральными вулканитами [5]. Исходя из всей совокупности данных мы считаем, что возраст лесновской серии вероятнее всего ограничен поздним мелом и ранним палеоценом, но не можем полностью исключить присутствие в ней нижних горизонтов эоцена.

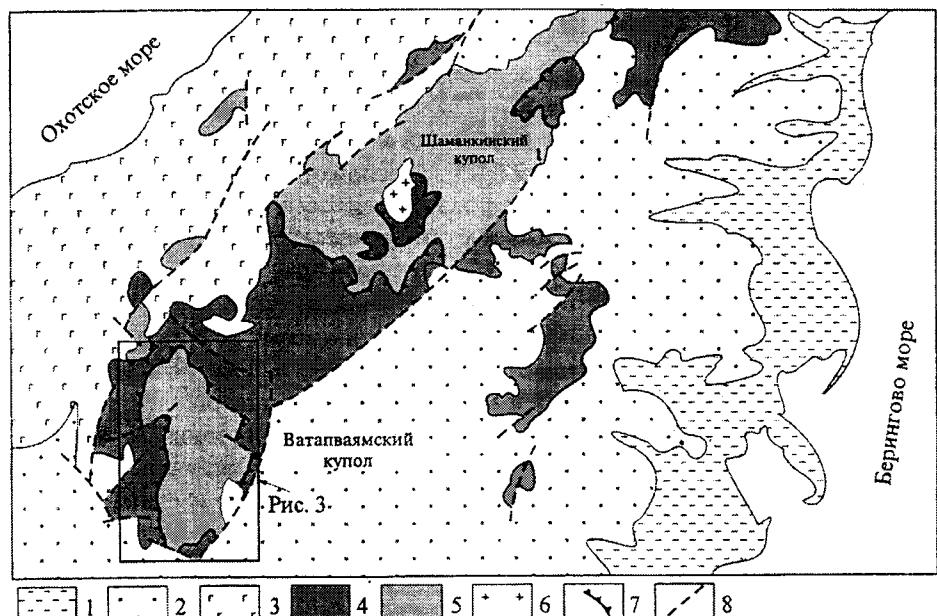


Рис. 2. Строение перешейка Камчатки.

1 - четвертичные отложения; 2 - Центрально-Камчатский вулканический пояс; 3 - Западно-Камчатский вулканический пояс; 4, 5 - выходы мела: 4 - ирунейская свита, 5 - лесновская серия; 6 - Шаманкинский массив среднезооценовых гранитов; 7 - Лесновский надвиг; 8 - прочие разрывы.

Наиболее древняя толща неоавтохтона - кинкильская свита, сложенная субаэральными вулканитами, по разным оценкам, основанным на немногочисленных изотопных определениях и на соотношениях с другими кайнозойскими толщами, имеет возраст от раннего до среднего эоцена [18, 4]. Таким образом, наиболее вероятный возрастной интервал

формирования Лесновского надвига заключен в пределах от позднего палеоцена до раннего эоцена.

Внутренняя структура Лесновского поднятия определяется прежде всего морфологией Лесновского надвига, поверхность сместителя которого осложнена многочисленными, часто крутыми перегибами. В целом она образует два купола:

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

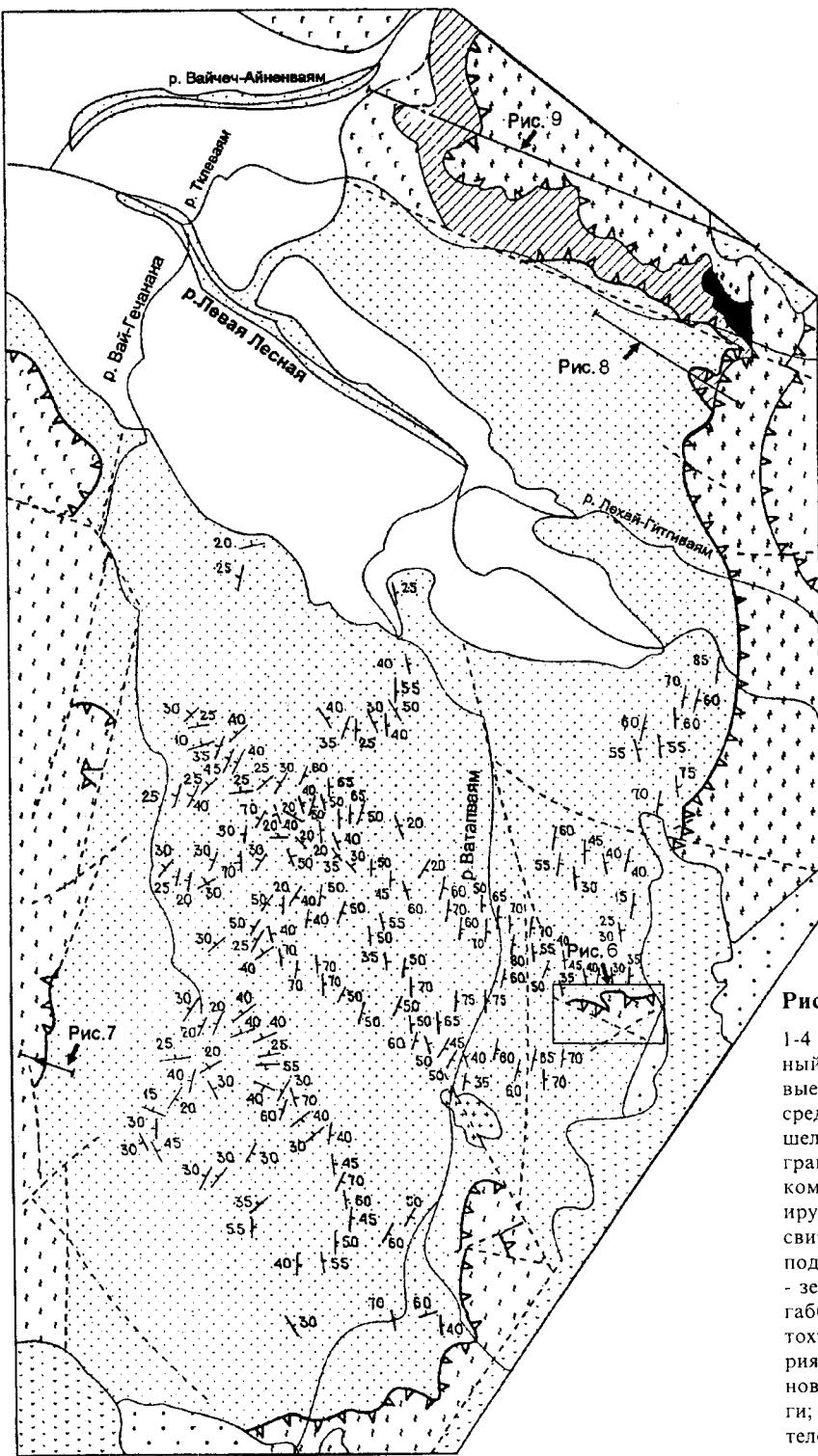


Рис. 3. Ватапвайамский купол.
1-4 - неоавтохтон: 1 - четвертичный аллювий, 2 - мио-плиоценовые субаэральные вулканиты, 3 - средний эоцен, снатольская свита: шельфовые осадки, 4 - миоценовые гранодиориты; 5-9 - аллохтонный комплекс: 5,6 - кампан-маастрихт, ирунейская свита: 5 - верхняя подсвита: туфы, кремни; 6 - нижняя подсвита: подушечные базальты; 7 - зеленые сланцы и кварциты, 8 - габброиды, 9 - перидотиты; 10 - автохтон: верхний мел, лесновская серия, терригенный флиш; 11 - Лесновский надвиг; 12 - прочие надвиги; 13 - разрывы с крутым сместилем, 14 - ориентировка кливажа.

Шаманкинский на севере и Ватапваймский на юге, с выходами лесновской серии в ядрах и ирунейской свиты на крыльях (см. рис. 2). Наши данные относятся к крыльям Ватапваймского купола. Он представляет собой субмеридиональную антиформу длиной 35 и шириной 15 км (Рис. 3). Ядро складки сложено лесновской серией, а на крыльях выходят аллохтонные комплексы пород. На западе и на юге это собственно ирунейская свита, а на северо-востоке к ним добавляются образования гипербазит-базитового состава и метаморфические породы, преимущественно зеленые сланцы и кварциты. Наиболее древние породы неоавтохтона Ватапваймского купола относятся к снатольской свите среднего эоценена и сложены песчаниками и конгломератами [2]. Возникновение купола произошло после формирования Лесновского надвига: в промежутке между средним эоценом и поздним миоценом, так как на его восточном крыле неоавтохтонная снатольская свита практически повторяет на-клон сместителя, а миоплиоценовые эфузивы за-легают горизонтально.

МЕТОДИКА

При изучении деформации автохтона и аллохтона в обнажениях замерялись и вычислялись ориентировки поверхностей слоистости и кливажа, оси и осевые поверхности складок. Для построения круговых диаграмм и анализа данных использовались программы Spheristat v1.1 © Frontenac Wordsmiths (1990) и Quickplot v. 1.0 © D. van Everdingen, J. van Gool (1990). Все структурные элементы показаны в проекции на нижнюю полусферу на равноплощадной сетке Шмидта (рис. 4, все кроме е), для плоскостных структур представлены их нормали (полюса) (рис. 4а, б, в). Шарниры некоторых складок вычислены как линии пересечения плоскостей крыльев (рис. 4в) [25]. При построении изолиний плотностей распределения точек использовался метод В.Камба и его модификация [26]. При анализе распределения точек использовался метод собственных векторов [7, 24].

Для определения направлений относительных перемещений по разрывам (надвигам) мы использовали метод анализа внутренних осей вращения [21]. Метод основан на предположении, что идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной деформации простого сдвига, имеет моноклинную симметрию (рис. 5). В качестве кинематических индикаторов используются мезоструктурные элементы, несущие информацию о вращательной компоненте деформации, такие как асимметричные складки (рис. 5а) и структуры Риделя (рис. 5б). Структура Риделя - это парагенез плоскостных мезоструктурных элементов, формирующийся при деформации простого сдвига. Экспериментальное изучение структур Риделя показало, что смеще-

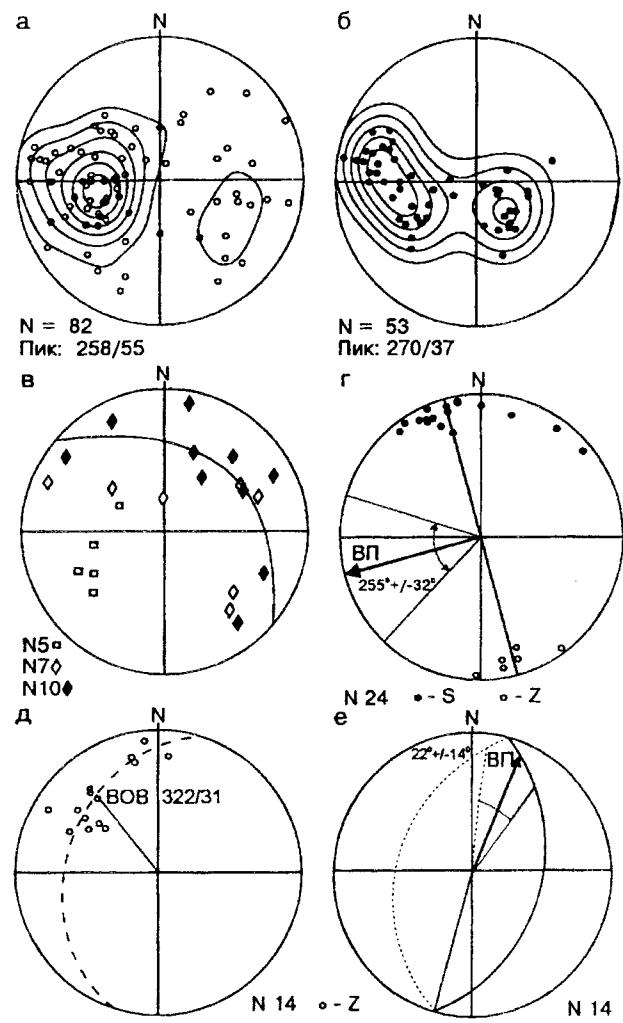


Рис. 4. Диаграммы структурных исследований в пределах Ватапваймского купола.

На всех диаграммах (кроме е) проекции структурных элементов показаны на нижней полусфере (сетки Шмидта). N - количество структурных элементов, использованных в расчетах. а - диаграмма полюсов слоистости отложений лесновской серии (нормальные и опрокинутые залегания не разделены); б - диаграмма полюсов кливажа в отложениях лесновской серии; в - диаграмма полюсов осевых поверхностей (незалитые квадраты) и шарниров складок (залитые ромбы - по замерам в обнажениях, незалитые ромбы - вычисленные) в отложениях лесновской серии; г - кинематическая диаграмма для асимметричных складок в сланцево-кварцитовой толще, залитые круги - оси складок с S - асимметрией, незалитые круги - оси складок с Z - асимметрией, ВП - реконструированный вектор перемещения, дугой показан угол доверия; д - кинематическая диаграмма внутренних осей вращения (BOB) для структур Риделя в зоне Лесновского надвига, численное значение - "средняя" ось, пунктирная дуга большого круга соответствует "средней" поверхности надвига в точке наблюдений; е - кинематическая диаграмма ориентировки синоптического вектора перемещения (ВП) в плоскости Лесновского надвига (сплошная дуга большого круга - проекция на верхнюю полусферу, пунктир - на нижнюю), дугой (ВП) показан угол доверия.

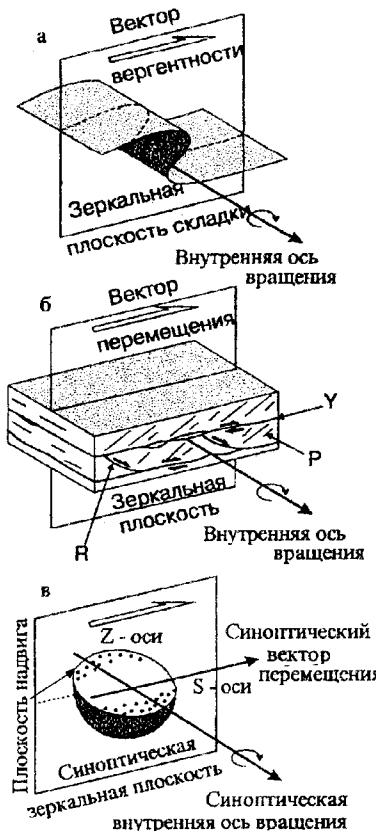


Рис. 5. Внутренние оси вращения, показывающие ориентировку и асимметрию складок (а) и структур Риделя (б). в - стереограмма, показывающая гипотетическое распределение частных внутренних осей вращения около среднего направления, названного синоптической осью вращения [21]. В структурах Риделя (б): У - главная поверхность сместителя, R - вторичные оперяющие разломы, наклоненные в направлении перемещения. Р - сколовые трещины или кливаж, наклоненные в противоположном направлении.

ния происходят по трем плоскостным элементам - Y, P, R, формирующимся в зоне хрупкого сдвига, а симметрия этих элементов действительно связана с моноклинной симметрией деформации [23]. Плоскость симметрии разломной зоны может быть найдена из геометрии структурных элементов, наблюдаемых в этой зоне, а линия пересечения найденной плоскости симметрии с плоскостью разлома определяет вектор перемещения, причем за направление этого вектора принимается направление перемещения висячего крыла относительно лежачего.

Ориентировка любой асимметричной складки или структуры Риделя может быть представлена внутренней осью вращения, несущей информацию о направлении вращения (см. рис. 5а, б). Вращение может быть обозначено как "S" или "Z" - вращение против или по часовой стрелке, если смотреть по направлению падения осевого вектора. В первом случае в плоскости, нормальной к оси, асимметричные складки будут иметь S-образное сечение, а во втором - Z-образное.

Для асимметричных складок внутренняя ось вращения эквивалентна оси складки (см. рис. 5а). Для структур Риделя внутренняя ось вращения параллельна линии пересечения Y-поверхности с P или R (см. рис. 5б). Таким образом, внутренняя ось вращения может быть рассчитана из измеренных ориен-

тировок Y, P и R. На рис. 5в показано гипотетическое распределение внутренних осей вращения в сдвиговой зоне с моноклинной симметрией. Все оси должны лежать около общей плоскости, параллельной ориентировке разломной зоны, в которой они сформировались. Моноклинная симметрия распределения осей описывается зеркальной плоскостью, которая лежит перпендикулярно плоскости разрыва и разделяет оси на две группы: S и Z. Синоптический вектор перемещения висячего крыла является линией пересечений плоскости симметрии и плоскости разломной зоны. Найденный таким образом синоптический вектор показывает среднее направление перемещения в зоне разрыва. Синоптическая внутренняя ось вращения лежит в плоскости этого разрыва и перпендикулярна плоскости симметрии, а частные оси вращения рассеяны вокруг синоптической. Более детально методика определения положения зеркальной плоскости и ориентировки вектора перемещения как в современных координатах, так и в плоскости надвига, а также статистические оценки полученных направлений подробно рассматривались в работе [21].

СТРУКТУРА ВАТАПВАЯМСКОГО КУПОЛА

Автохтон

Слагающая автохтон лесновская серия - это территориальный флишоид повсеместно сильно деформированный, смятый в мелкие складки, часто с хорошо развитым кливажом. Ориентировки слоев в наиболее обнаженной, южной части Ватапваямского купола имеют очень широкий разброс, но при этом несколько преобладает стойкость с падением на восток, что может говорить о преимущественном развитии складок, опрокинутых на запад (рис. 4а). Осевые поверхности 4-х складок, изученных в северной части купола, наклонены на северо-восток (субпараллельно локальному простирианию сместителя Лесновского надвига), а одной - на юго-восток (рис. 4в). Замеренные в обнажениях и вычисленные ориентировки шарниров складок северной части купола имеют весьма широкий разброс, по-видимому группируясь вокруг дуги большого круга, наклоненного на северо-восток, субпараллельно северо-восточному крылу купола. При этом можно наметить две группы этих складок: с субгоризонтальными шарнирами северо-западного и юго-восточного падения и с крутыми шарнирами северо-восточного падения, что говорит о подвижках как перпендикулярных (в плане) локальному простирианию надвига (ЗЮЗ-ВСВ), так и параллельных ему. Впрочем есть единичные замеры складок и других ориентировок.

Кливаж в породах лесновской серии южной части Ватапваямского купола выглядит более упорядоченным и имеет преимущественно субмеридиональное простириание (рис. 3, 4б). В восточной и цен-

тальной частях купола кливажные поверхности наклонены преимущественно на восток с углами от 20° до 80°. В западной части купола преобладают пологие (20-35°) наклоны на северо-запад. На границе этих двух доменов встречаются горизонтальные ориентировки кливажа.

Зона Лесновского надвига

Основные черты строения сместителя Лесновского надвига были описаны А.Е.Шанцером и др.[18]. От истоков р.Пустой на северо-востоке до бассейна Паланы на юго-западе вдоль границы лесновской серии и ирунейской свиты протягивается непостоянная по мощности (от первых метров до первых сотен метров) зона осадочного меланжа, брекчий и мILONитов. Эта зона хорошо обнажена на крыльях Ватапваймского купола: крутом западном и пологом юго-восточном. На некоторых участках восточного крыла хорошо видно, что поверхность сместителя дискордантна по отношению к структурам автохтона и аллохтона (рис. 6).

Внутреннее строение зоны Лесновского надвига на западном крыле купола хорошо видно в верховьях р. Гнуунвайм (правый приток р. Паланы) (рис. 7). Сместитель надвига и слои в автохтоне и аллохтоне имеют здесь примерно одинаковую ориентировку: наклонены на запад-северо-запад (280°-330°) под углом от 40° до 60°. Под надвигом в зоне мощностью около 150-200 м лесновская серия превращена в мегабрекчию, где обрывки слоев, как правило, сохраняют северо-западные падения, но не протягиваются больше чем на 0.2-0.5 м. В этот матрикс погружены относительно изометричные глыбы темно-серых андезидицитовых туфов и черных стекловатых кремней, иногда образующих однородные брекчии из кремнистых обломков в туfovом цементе, а иногда - чередование мощных и нечетко ограниченных слоев. Размер этих глыб достигает 50-70 м, но чаще встречаются глыбы до 10 м в поперечнике. На контакте этих глыб с вмещающим флишем наблюдаются зеркала скольжения. Подобные "экзотические" глыбы широко распространены в поднадвиговой зоне Лесновского поднятия. Ранее в их составе были опи-

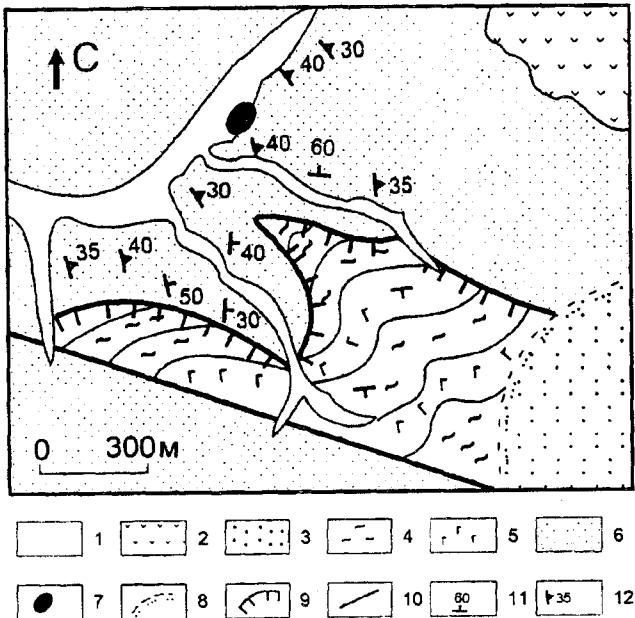


Рис. 6. Строение зоны Лесновского надвига в верховьях правого притока р. Ватапвайм.

1-3 - неоавтохтон: 1 - четвертичный аллювий, 2 - миоплиоценовые вулканиты, 3 - снатольская свита (средний эоцен): песчаники; 4,5 - аллохтон: ирунейская свита: 4 - туфы и кремни, 5 - базальты; 6,7 - автохтон: 6 - лесновская серия, 7 - крупная экзотическая глыба подушечных базальтов; 8 - несогласие в основании снатольской свиты (предположительно); 9 - Лесновский надвиг; 10 - сброс; 11,12 - элементы залегания: 11 - пластов, 12 - кливажа.

саны псефитовые туфы с обломками раковин иноцерамов, серые и красные кремни, а также высокотитанистые афиевые подушечные базальты [20]. Непосредственно под надвигом в зоне мощностью 20-25 м матрикс брекчии теряет признаки стратификации, и большая часть фрагментов песчаных слоев приобретает изометричную форму. Для этой зоны характерны почти сферические глыбы массивных средне- и крупнозернистых песчаников размером до 2-3 м, хотя для лесновской серии в целом мощные прослои массивных песчаников не характерны.

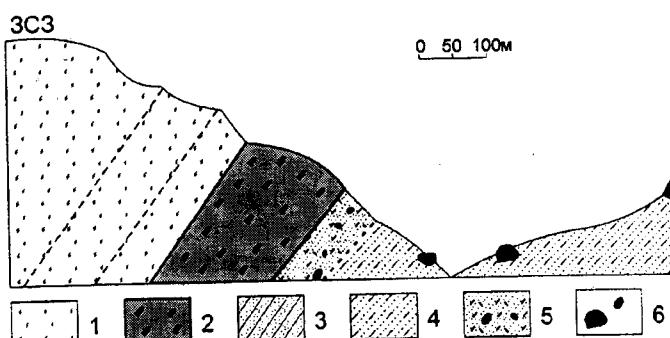


Рис. 7. Строение зоны Лесновского надвига в верховьях р. Гнуунвайм.

1 - аллохтон, ирунейская свита; 2 - зона миленитов; 3 - автохтон, лесновская серия: 3 - слабо дислоцированный флиш, 4 - зона с обрывками пластов, сохраняющими общую ориентировку, 5 - зона, где обрывки пластов ориентированы хаотически, 6 - экзотические глыбы туфов, кремней и песчаников.

Структурно выше начинается зона "пестрых милонитов", в которых чередуются тонкие (1-10 мм) линзы-полоски темно-серого и черного материала, происходящего, по-видимому, из лесновской серии и серо-зеленого, связанного с переработкой туфов ирунайской свиты.

Выше зоны "пестрых милонитов" начинаются выходы ирунайской свиты, сложенной здесь чередованием мелкозернистых зеленых туфов и светлых зеленовато-серых кремней. На первых 100 м этого разреза пласти и маломощные пачки кремней, как правило, будинированы.

В "пестрых милонитах" наблюдались все элементы структур Риделя, представляющих собой сдвиговые зоны мощностью от 0.05 до 0.5 м и прослеживающиеся в обнажении на расстояние от 0.5 до 20 м. Ограничивающие эти зоны трещины субпараллельны общей ориентировке милонитов и интерпретируются как Y поверхности. Между ними широко развит кливаж R, ориентированный косо по отношению к поверхностям Y. Пересекающие кливаж трещины R наблюдаются реже. Внутренние оси вращения (линии пересечения локальных поверхностей Y и R) имеют северо-западное или, реже, северное падение (рис 4д) и указывают на вращение по часовой стрелке (Z-оси). В современных координатах синоптический вектор перемещения висячего крыла, рассчитанный в соответствии с методом [21], в плоскости надвига направлен на северо - северо-восток ($22^\circ +/- 14^\circ$).

Аллохтонный комплекс

Основной объем аллохтона Лесновского поднятия сложен ирунайской свитой, которая описана в ряде работ [2, 6]. На западе поднятия она имеет двухъярусное строение с преобладанием подушечных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней - в верхней, но непосредственно на крыльях Ватапваямского купола их взаимоотношения не наблюдались. Для ирунайской свиты, в составе которой здесь преобладают массивнослоистые породы, не характерны мелкие (сантиметры - первые метры) складки, и очень редко наблюдаются в обнажениях складки с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров. Крупные складки в ирунайской свите Северной Камчатки в целом имеют северо-восточное простирание, но вблизи от Лесновского надвига залегание слоев в ирунайской свите, как правило, близко к ориентировке его сместителя с крутым западным падением на западном крыле Ватапваямского купола и пологим падением на юго-восток на юге восточного крыла.

В северной части восточное крыло Ватапваямского купола вновь становится более крутым. Здесь в основании аллохтона структурно ниже обычных туфов и кремней ирунайской свиты появляется толща зеленых сланцев и кварцитов с полосчатостью и

сланцеватостью, преимущественно параллельной основному сместителю Лесновского надвига. Контакт этой толщи с ирунайской свитой - тектонический. Большая часть сланцев имеет кварц-альбит-эпидот-хлорит-серцицитовый состав, часто встречаются породы с актинолитом и, реже, с гранатом. В обломках сланцев нередко наблюдаются очень мелкие сжатые складки с осевыми плоскостями, параллельными сланцеватости, однако в коренных обнажениях подобные структуры не найдены. Протолитом сланцев и кварцитов была слоистая туфогенно-кремнистая толща, близкая по составу к ирунайской свите и включающая характерные для этой свиты горизонты красных кремней, сохранивших свою окраску и при превращении в кварциты. Увеличиваясь в мощности, сланце-кварцитовая толща прослеживается вдоль Лесновского надвига на север, на правый берег р. Левой Лесной, а затем в верховья р. Тклеваям (см. рис.3). К северу от Ватапваямского купола выходы кварцito-сланцевой толщи прослеживаются на расстояние выше 3-х км, сменяясь выходами пород ирунайской свиты. Непосредственно севернее рассматриваемого района, в бассейне р. Гнунугваям, в поле развития ирунайской свиты часто встречаются расланцованные туфы и окварцованные кремни, близкие по составу и структуре к сланцам и кварцитам на северо-восточном крыле Ватапваямского купола. Вместе с тем, постепенные переходы от сланцев к неметаморфизованным туфам непосредственно в обнажениях не наблюдались.

В верховьях р. Тклеваям структурно ниже сланцевой толщи залегают средне- и мелкозернистые амфиболизированные габбро, реже пироксениты и небольшие тела слюдистых перидотитов. В габброидах неоднократно описывались ксенолиты роговиков по слоистым породам с ориентировкой полосчатости, не совпадающей с ориентировкой полосчатости в интрузивном матриксе. Нижний контакт габброидов - тектонический. Залегание габброидов на лесновской серии хорошо видно на водоразделе р.р. Лехай-Гигиваям и Тклеваям (рис. 8). Здесь ниже почти горизонтального сместителя надвига и маломощных, плохо обнаженных милонитов развита мегабрекчия с глыбами туфов кремней и базальтов в матриксе из деформированных аргиллитов и песчаников. На правобережье р. Тклеваям хорошо виден контакт между габброидами и перекрывающими метаморфическими сланцами (рис. 9). В зоне контакта мощностью от 7-8 до 20-30 м виден переход от расланцованных габбро через полосчатые амфиболиты и тонкополосчатые бластомилониты, в которых чередуются полоски амфиболитового и кварц-альбит-хлоритового состава, к вышележащим сланцам. Некоторые из амфиболитовых полосок содержат мелкий гранат. По всей вероятности, это синмета-

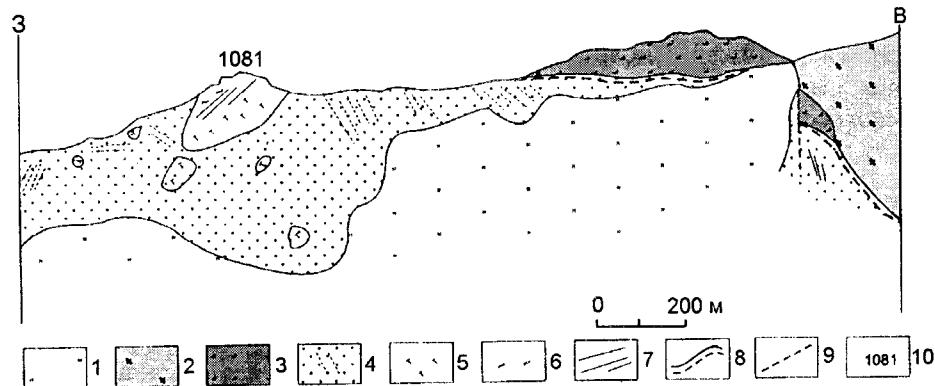


Рис. 8. Строение зоны Лесновского надвига на водоразделе р.р. Лехай-Гитгиваям и Тклеваям (зарисовка обнажений).

1 - осыпи и задернованные склоны; 2, 3 - аллохтон; 2 - зеленые сланцы; 3 - амфиболизированные габбро; 4-7 - автохтон: 4 - лесновская серия с видимыми простирациями пластов; 5-7 - экзотические глыбы, сложенные: 5 - туфами, 6 - аргиллитами, 7 - черными кремнями; 8 - Лесновский надвиг; 9 - прочие разрывы; 10 - топографические отметки.

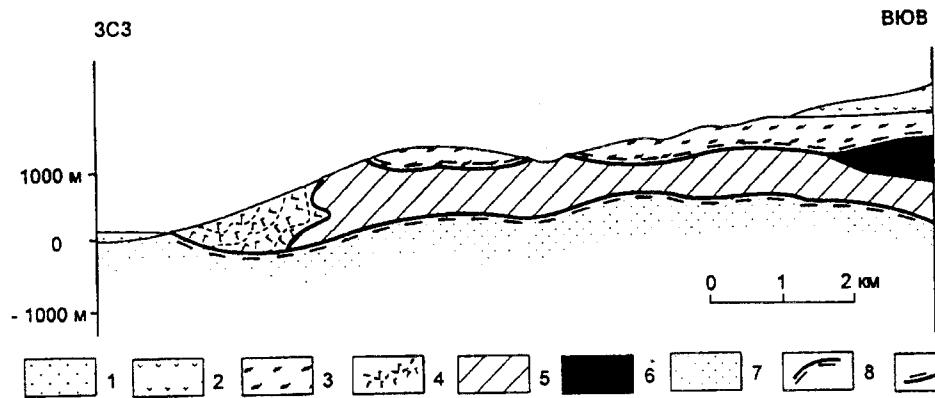


Рис. 9. Профиль через водораздел р.р. Тклеваям и Вайчеч-Айненвайям.

1 - четвертичный аллювий; 2 - миоплиоценовые вулканиты; 3 - зеленые сланцы; 4 - базальты нижней подсвиты ирунейской свиты; 5 - габброиды; 6 - перидотиты; 7 - лесновская серия; 8 - Лесновский надвиг; 9 - надвиг в поясах сланцевой толщи.

морфический тектонический контакт. Полосчатость в зоне этого контакта наклонена на СВ под углами 15°-45°. Есть признаки того, что метаморфические сланцы и туфы ирунейской свиты подстилаются гипербазит-габбровыми телами на всем междуречье Тклеваяма и Гнунугуваяма, так как в прирусовых частях Вайчеч-Айненвайяма и Гнунугуваяма описаны секущие общую тектоническую структуру габбро-гипербазитовые тела, ограниченные вертикальными разломами, хорошо выраженные в виде современных положительных структур и морфологически напоминающие протрузии.

В западной части водораздела р.р. Тклеваям и Вайчеч-Айненвайям гипсометрически ниже габброидов залегает толща подушечных афировых и плагио-фировых базальтов, круто наклоненная на восток и находящаяся в опрокинутом залегании. Близкие по составу толщи севернее, в бассейнах р.р. Правая Лесная, Шаманка и Энингвайям описывались в нижней части ирунейской свиты. Несмотря на то, что зона контакта габброидов и базальтов относительно хорошо обнажена в водораздельной части хребта, точное положение контакта определить трудно, так как ближайшая к базальтам часть габброидного массива сложена мелкозернистыми диабазами, близкими по составу к самим базальтам, а базальты в большинстве случаев представлены хорошо раскристаллизо-

ванными афировыми массивными разностями и отличаются, прежде всего, подушечной отдельностью, которая наблюдается не всегда. Во всяком случае, габбро не отделены от базальтов заметной тектонической зоной или базальным горизонтом и, вероятнее всего, имеют с ними интрузивный контакт. Гипсометрически ниже базальтов в руслах р.р. Тклеваям и Вайчеч-Айненвайям выходит лесновская серия, но сместитель Лесновского надвига здесь не обнажен.

На границе габброидов со сланцами в бластомилонитовой зоне и в нижней части собственно сланцевой толщи наблюдались многочисленные мелкие асимметричные складки, субгоризонтальные шарниры которых имеют субмеридиональное простиране (рис.10). На поверхностях сланцеватости

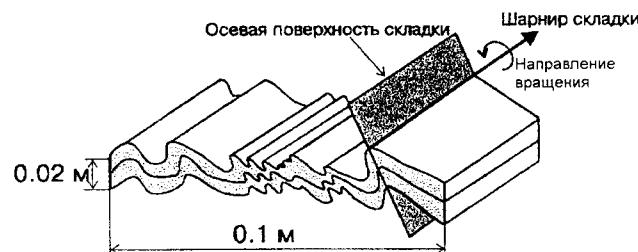


Рис. 10. Морфология мелких складок в бластомилонитах на границе кварцито-сланцевого комплекса и пластины габброидов.

часто видна штриховка, параллельная этим шарнирам и обусловленная широким развитием микр складок той же ориентировки. Оси складок, наклоненные к северу, указывают на вращение против часовой стрелки (S-оси), а наклоненные к югу - по часовой стрелке (Z-оси). Это означает, что перемещение верхней пластины (сланцы) относительно нижней (габброиды) происходило в западном направлении. Рассчитанный синоптический вектор перемещения ориентирован на запад - юго-запад ($255^\circ \pm 32^\circ$) (см. рис. 4г).

ОБСУЖДЕНИЕ

На северо-восточном крыле Ватапваемского купола наблюдаются два крупных тектонических нарушения: собственно Лесновский надвиг, по которому аллохтонный комплекс, включающий ирунейскую свиту, метаморфиты и габброиды, надвинут на лесновскую серию, и надвиг в аллохтонном комплексе, по которому метаморфические сланцы контактируют с габброидами. Прямых данных о хронологических соотношениях движений по этим разрывам у нас нет, и эти соотношения требуют обсуждения.

Основную трудность представляет датировка движений на границе габбро и метаморфитов, так как прямые данные о возрасте этих комплексов отсутствуют, а их соотношения с ирунейской свитой надежно не установлены. Мы предполагаем интрузивный контакт габброидов с базальтами, отнесенными к нижней подсвите ирунейской свиты. Если это предположение правильно, то гипербазит-габбровый комплекс не может быть более древним, чем кампанский. Это заключение подкрепляется сопоставлением габбро и гипербазитов Лесновского поднятия с более изученными и крупными позднемеловыми габбро-гипербазитовыми интрузиями приуроченными к другим участкам Ватыно-Андраниновского шва. Так, Б.А.Марковский [2], основываясь на петрографическом сходстве, относит габбро и гипербазиты Лесновского поднятия к левоандриановскому интрузивному комплексу, выделенному на восточных склонах южной части Срединного хребта. Здесь эти интрузии датируются концом мела - началом палеогена [16]. Крупные габбро-гипербазитовые интрузии близкого состава приурочены к висячему крылу Ватыно-Вывенского надвига в Олюторской зоне. Есть данные о генетической и хронологической близости этих интрузий к верхним (маастрихт-датским) вулканогенным комплексам аллохтона [1]. Если исходить из этих сопоставлений, то наиболее вероятный возраст внедрения рассматриваемых габброидов - маастрихт-даний.

Для оценки возраста метаморфитов кварцито-сланцевой толщи сопоставления с другими частями региона практически ничего не дают. В Олюторской

зоне метаморфические комплексы в основании мелового аллохтона отсутствуют. На юге Срединного хребта Камчатки они, напротив, широко развиты, но существуют взаимоисключающие интерпретации как возраста протолита, так и возраста метаморфизма. В этих условиях общее литологическое сходство метаморфических пород Лесновского поднятия с ирунейской свитой и перемежаемость рассланцованных и нерассланцованных туфов в полях ирунейской свиты к северу от Ватапваемского купола остаются единственными критериями, позволяющими предполагать, что кварцито-сланцевая толща - это метаморфизованный аналог ирунейской свиты. Если исходить из строения неметаморфизованных разрезов этой свиты, то наблюдаемый объем сланцев, вероятнее всего, сформирован за счет средней части ее разреза, имеющей кампан-маастрихтский возраст. Метаморфизм этих пород, по-видимому, относится к самому концу мела - началу палеогена. Таким образом, наиболее вероятные интервалы метаморфизма сланцев и внедрения гипербазит-габбровых интрузий приблизительно одинаковы.

Тектонический разрыв на границе габброидов и метаморфитов по своей морфологии и кинематике является надвигом с движением висячего крыла на запад относительно лежачего. Надвигание проходило в условиях повышенных температур и давлений с формированием бластомилонитов и преобразованием верхней части габброидного массива в полосчатые амфиболиты. Однако вниз от надвига этот метаморфизм быстро ослабевает, и большая часть габброидов испытывает лишь амфиболизацию без существенных структурных изменений. Не метаморфизованы и базальты, прорванные (?) габброидами. Таким образом, по отношению к габброидам - это локальная зона динамотермального метаморфизма. Природа метаморфизма сланцевой толщи не установлена. Судя по широкому ее распространению и большой мощности - это региональный метаморфизм, не связанный непосредственно с надвигом, вдоль которого происходит лишь совмещение метаморфических и интрузивных пород. Но нельзя исключить и того, что метаморфизм связан с надвиганием неметаморфизованных ирунейских пород на крупный массив еще не остывших габбро и гипербазитов, который и был источником тепла. В последнем случае надвигание было близким по времени к становлению габбро-гипербазитового комплекса в самом конце мела. Если же сланцы - это продукт регионального метаморфизма, их надвигание могло происходить и существенно позднее - в палеоцене или даже начале эоцена.

Шарьирование интенсивно деформированного аллохтонного комплекса на лесновский автохтон произошло в интервале между концом маастрихта

(наиболее вероятный возраст верхних горизонтов лесновской серии и ирунейской свиты) и серединой эоцене (верхний возрастной предел подошвы неоавтохтонной кинкильской свиты). Следовательно, интервалы возможных движений по Лесновскому надвигу и надвигу внутри аллохтонного комплекса перекрываются. Однако минеральные новообразования в породах лесновской свиты и в милонитах на ее границе с аллохтоном имеют низкотемпературный характер, и метаморфизм здесь значительно менее глубок, чем на границе залегающих структурно выше габброидов и сланцев. Из этого следует, что движения на границе габброидного и метаморфического комплексов, происходившие на более глубоком уровне, закончились до того, как оба комплекса вместе были выведены наверх на последнем этапе шартирования.

Вопрос о направлении движения по основному смесяителю Лесновского надвига оказался достаточно сложным. С одной стороны, этот надвиг протягивается на северо-восток вдоль перешейка Камчатки на 150 км. Еще на 400 км в этом же направлении протягивается продолжающий его Вывенский надвиг в Корякском нагорье [1, 3, 11, 13]. Непосредственно наблюдаемое, поперечное к шву перекрытие автохтонных флишевых толщ аллохтоном достигает первых десятков километров. Обычно предполагается, что для формирования столь значительного перекрытия движение аллохтона должно было происходить преимущественно в направлении, поперечном к общему простиранию коллизионного шва, т.е. с юго-востока на северо-запад. С таким движением аллохтонных масс и сжатием, перпендикулярным коллизионному шву, связывается обычно и деформация пластичных осадочных толщ автохтона.

Однако далеко не все особенности структуры автохтона и смесяителя Лесновского надвига согласуются с этой простой схемой. В милонитах, развитых вдоль смесяителя Лесновского надвига, прямые кинематические индикаторы - структуры Риделя - указывают на движение аллохтонного комплекса на север - северо-восток, вдоль регионального простирания линии надвига. Это полностью согласуется с данными, полученными севернее, в Олюторской зоне, в южной части Ватыно-Вывенского надвига [13, 14]. При подвижках, параллельных фронту надвига, могли также формироваться складки с субгоризонтальными шарнирами в лесновской серии на севере Ватапваймского купола (рис.4в). Другая часть развитых здесь складок (с крутыми шарнирами), вероятно, образована при движениях по сдвигам, перпендикулярным фронту надвига. Но обе эти системы складок сформированы в условиях сжатия, параллельного общему простиранию фронта Лесновского надвига (ЮЗ-СВ). В южной части Ватапваймского

куполя слоистость автохтона ориентирована почти хаотично, и только статистический анализ позволяет предполагать некоторое преобладание субмеридиональных складок, опрокинутых к востоку. Более упорядоченно ведет себя здесь кливаж, имеющий субмеридиональное простирание и указывающий на деформацию в условиях субширотного сжатия. Но и в ориентировках кливажных поверхностей есть особенность, требующая объяснения: противоположные наклоны кливажа на западном и восточном крыльях Ватапваймского купола. Если предположить, что большая часть замеренных поверхностей соответствует кливажу осевой плоскости в системе субмеридиональных складок, то необходимо либо сделать вывод о том, что вергентность складок в разных частях автохтона может быть противоположна по направлению, либо предполагать сильный изгиб кровли автохтона в процессе роста Ватапваймского купола. При этом кливажные поверхности, первоначально имевшие преимущественный наклон на восток, на восточном крыле купола не изменили направления, но стали более крутыми, а на западном приобрели пологий наклон в противоположную сторону.

По-видимому, складчатая структура автохтона отличается сложностью, отражающей, с одной стороны, неоднородность поля напряжений в пластичной флишевой толще, а с другой - наложение нескольких стадий деформации, которая могла продолжаться в течение очень длительного времени, начавшись до коллизии островной дуги с окраиной Евразии, достигнув наибольшей интенсивности во время этой коллизии и продолжаясь после ее прекращения. Поэтому кинематика формирования отдельных складок в автохтоне может и не иметь прямой связи с направлением перемещения аллохтонных масс. Только статистический анализ данных, относящихся к значительным площадям выхода автохтона, может выявить наиболее устойчивые особенности геометрии складчатых структур лесновской свиты.

Определенная автономность движений в пластичном автохтоне, их относительная независимость от движений аллохтона могут отражаться и на кинематике сдвига на границе автохтонного и аллохтонного комплексов. В этом одно из возможных объяснений необычных ориентировок структур Ригеля в милонитах Лесновского надвига. Не следует забывать, что эти структуры являются индикатором относительных движений, и неподвижность автохтона - это лишь условие, принятое для удобства анализа. Вместе с тем, следует еще раз подчеркнуть, что анализ этих структур в трех очень удаленных друг от друга точках Лесновского и Вывенско-Ватынского надвигов привел к одному и тому же результату: смещение аллохтонного комплекса относительно автохтона оказалось направлено на северо-восток [13].

Если это не случайное совпадение, то это означает, что на какой-то, скорее всего последней, стадии коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с Евразией дуга испытала левосдвиговое смещение вдоль тектонического шва.

Таким образом, в становлении современной структуры коллизионного шва, отделяющего на перешейке Камчатки комплексы позднемеловой островной дуги от одновозрастных комплексов континентальной окраины, можно наметить несколько последовательных стадий, хронология которых требует дополнительных исследований. Первые подвижки фиксируются в аллохтонном комплексе Лесновского надвига, когда в относительно глубинных и высокотемпературных условиях кварцито-сланцевый комплекс надвигается на гипербазит-габбровый массив, прорывающий нижние горизонты ирунайской свиты. Возможно, что формирование этого разрыва и не связано с коллизией, а происходило еще в основании активной дуги на ее пути к континенту. Только на следующем этапе - формировании собственно Лесновского надвига - эти комплексы выводятся на поверхность и, вместе с менее глубинными частями аллохтона, перемещаются на северо-запад поверх смятых в складки терригенных толщ лесновской серии. На поздних стадиях коллизии условия фронтального надвигания, по-видимому, сменяются формированием транспрессионных структур и перемещением островодужного комплекса на северо-восток вдоль континентальной окраины. Такая кинематика, скорее всего, была обусловлена направлением движения Тихоокеанской плиты относительно Евразии [22]. Заложение Алеутской дуги и резкое изменение дрейфа Тихоокеанской плиты в середине эоцена привели к прекращению коллизии, но деформация сместителя Лесновского надвига и пластичного флишевого аллохтона продолжаются и позднее, вплоть до конца миоцена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Б.И. Слядневу и Б.А. Марковскому за сотрудничество при проведении полевых работ в 1997 году, а также А.В. Ландеру за обсуждение результатов и помочь при оформлении статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект N98-05-64525).

ЛИТЕРАТУРА

1. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1987. С. 161-183.
2. Геологическая карта СССР. 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) - Палана. Объяснительная записка. Л., 1989. 105 с.
3. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
4. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
5. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
6. Григорьев В.Н., Шapiro М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С.58-66.
7. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. В 2 кн. Т. 1. 318 с. Т. 2. 427 с.
8. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53-65.
9. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97-112.
10. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о-ва Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92-101.
11. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144-149.
12. Печерский Д.М., Шapiro М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 2-35.
13. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997.
14. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шapiro М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразиатской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 5. С. 666-668.
15. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147-151.
16. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
17. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
18. Шанцер А.Е., Шapiro М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66-74.
19. Шapiro М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.

- 20.Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22-29.
- 21.Cowan D.S., and Brandon M.T., A symmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones: American Journal of Science. 1994. V. 294. P. 257-306.
- 22.Engebretson, D.C., Cox, A. and Gordon, R.G., Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pap. 1985. № 206. 59 p.
- 23.Logan J.M., Friedman M., Higgs n., Dengo C. and Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones, in Proceeding of Conference VIII on Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1979-1239. P. 305-343.
- 24.Mardia K.V. Statistics of directional data // Academic Press Ltd. London, 1972. 357 p.
- 25.Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of modern structural geology. v. 2: fold and fractures // Academic press. 1987. P. 700.
- 26.Robin P-Y.F., Jowett E.C. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions // Tectonophysics. 1986. V. 121. P. 207-223.

Поступила в редакцию 2 февраля 1998 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

M.N. Shapiro, A.V. Solovyov

Structure and evolution of the Lesnaya Thrust (North Kamchatka)

The Lesnaya thrust exposed in the Kamchatka Isthmus is a part of a larger collisional thrust dividing the Upper Cretaceous complexes of the Achayavayam-Valaginsky paleoarc from coeval terrigenous complexes of the Northeastern Asia continental slope. The present-day thrust structure originated with the formation of deep thrusts in an allochthonous complex, whose lower nappes are composed of green schists and hyperbasite-gabbroic bodies. Blastomylonitic zones with asymmetric folds indicating westward nappe movements formed at nappe boundaries. Deformations occurred under conditions of high crustal warming inherited from the active stage of the arc development. Later these nappes together with shallower allochthon parts were exhumed and thrust onto the underwater continental margin overlain by terrigenous flysch. The autochthon complex is distinguished by small variously oriented folds forming a complicated system that indicates plastic deformation of a bedded sequence, which resulted from a slightly dominant sublatitudinal stress. Readel structures, well developed in low-temperature mylonites occurring along planes of displacement indicate northeastward movements of the allochthon parallel to the thrust front. Such kinematics is most likely to be the result of change of the northeastward thrusting by sinistral strike-slip motions at the terminal collisional stage.