

УДК 551.243(571.661)

## КИНЕМАТИКА ВАТЫНО-ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА (ЮЖНАЯ КОРЯКИЯ)

© 2001 г. А. В. Соловьев<sup>1</sup>, М. Т. Брэндон<sup>2</sup>, Дж. И. Гарвер<sup>3</sup>, М. Н. Шапиро<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, 109180, Старомонетный пер., 22

<sup>2</sup>Йельский Университет, Нью-Хевен, США

<sup>3</sup>Юнион Колледж, Скенектади, США

<sup>4</sup>Институт физики Земли РАН

Поступила в редакцию 15.05.2000 г.

Ватыно-Лесновский надвиг, обнажающийся в пределах южной Корякии и северной Камчатки, является одним из крупнейших коллизионных швов Северо-Восточной Азии. Надвиг разделяет комплексы меловой островодужной системы, образовавшиеся в пределах Пацифики, и отложения Евразиатской континентальной окраины. Формирование надвига, завершившее коллизию островной дуги с континентом, произошло в среднем эоцене. Детальный структурный анализ позволил расширить структуру и кинематику шовной зоны, а также предложить модель ее эволюции. В статье предпринята попытка разделить деформации по времени проявления. Формирование структур увязано с общей геодинамикой региона для позднего мезозоя–кайнозоя.

### ВВЕДЕНИЕ

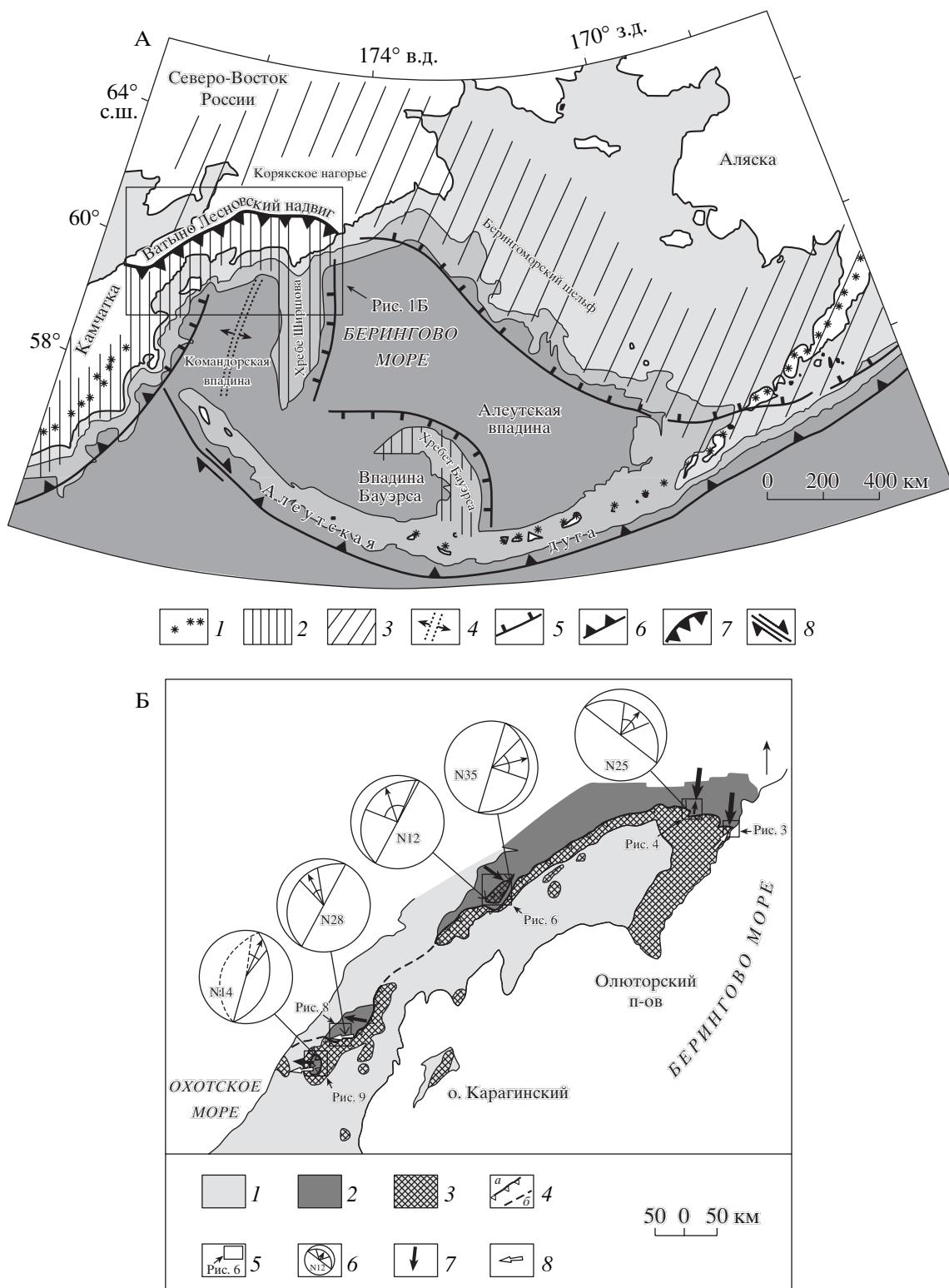
Ватыно-Лесновский надвиг является одной из крупнейших сuture Северо-Восточной Азии и прослеживается более чем на 800 км в пределах южной Корякии и северной Камчатки [15, 19, 28, 31, 33]. Шов разделяет меловые–палеогеновые отложения Евразиатской континентальной окраины [5, 11, 18, 21, 28] и меловые палеоценовые окраинноморские и островодужные комплексы [5, 30], образованные в пределах Пацифики и перемещенные на значительные расстояния [13, 14]. Флишидные отложения континентальной окраины в современной структуре слагают Укэлятско-Лесновский прогиб [11, 18, 21, 28], а окраинноморские и островодужные комплексы вошли в

состав Олюторской зоны, имеющей неоднородный гетерогенный фундамент [6].

Построение моделей коллизии меловой островодужной системы с Евразиатской континентальной окраиной предшествующими исследователями производилось на основании геологических [16, 18, 30, 32] и палеомагнитных данных [13, 32, 40], но структура и кинематика Ватыно-Лесновского надвига ранее не изучалась. В 1994–1999 гг. нами были детально изучены пять участков надвиговой зоны (рис. 1). На каждом из исследованных участков уточнялось положение сместителя надвига, определялась кинематика движений по этому сместителю и изучались особенности структур в аллохтоне и автохтоне надвига.

**Рис. 1.** Ватыно-Лесновский надвиг в структуре Берингоморского региона [15, 27, 28, 35, 48]: А – расположение, Б – данные структурно-кинематического анализа.

А: 1 – Алеутская и Камчатская дуги с активным современным вулканализмом; 2 – Олюторско-Камчатская складчатая область и ее возможное продолжение в акватории Берингова моря; 3 – меловые–палеогеновые вулканические окраинно-континентальные пояса, заложившиеся на разновозрастных блоках, аккрециированных в позднем мезозое к Евразии; 4 – спрединговые центры; 5 – древние и 6 – современные желоба; 7 – Ватыно-Лесновский надвиг; 8 – сдвиги.  
Б: 1 – нерасчлененный кайнозой; 2 – терригенные осадки Укэлятско-Лесновского прогиба (мел–эоцен); 3 – вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения окраинного моря и Олюторской островной дуги (мел–палеоцен); 4 – Ватыно-Лесновский надвиг: *a* – прослеженный, *b* – предполагаемый; 5 – контуры и номера рисунков участков детального изучения; 6 – диаграммы, показывающие направления перемещений аллохтона относительно автохтона в зоне Ватыно-Лесновского шва, полученные методом анализа внутренних осей вращения по структурам Риделя [36]. Сетка Вульфа, проекции на верхнюю полусферу показаны сплошными линиями, на нижнюю – пунктирными. Дуга большого круга соответствует усредненной ориентировке надвига на данном участке. Стрелка – синоптический вектор перемещения висячего крыла, отражающий усредненное региональное направление тектонического транспорта в зоне надвига, дугой показан угол доверия. N – количество структурных элементов (структур Риделя), использованных в расчетах; 7 – ориентировка главной оси сжатия для структуроформирующего этапа автохтона (Флишидные отложения Укэлятско-Лесновского прогиба), направление стрелок отражает преимущественную вергентность структуры, уменьшенная стрелка – вергентность вблизи надвига; 8 – направление вергентности структур в аллохтонных комплексах, в Лесновской части надвига (см. рис. 8, рис. 9) направление стрелок соответствует вергентности мелких асимметричных складок (см. рис. 11, Г), распространенных в близнадвиговой части аллохтона (Шаманкинский купол) и между аллохтонными пластинами (Ватапваймский купол).



## МЕТОДИКА СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

При изучении строения зоны Ватыно-Лесновского надвига проводились структурные наблюдения в комплексах автохтона и аллохтона в непосредственной близости от шва, а также иссле-

довались кинематические индикаторы в зоне сместителя надвига.

Данные о деформациях автохтона и аллохтона опираются на полевые замеры ориентировок поверхностей слоистости, кливажа, разрывных нарушений, осей и осевых поверхностей складок.

Шарниры некоторых складок вычислены как  $\beta$ -оси<sup>1</sup>, а также реконструированы как  $\pi$ -оси<sup>2</sup> [44]. 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); при построении изолиний плотностей распределения точек – метод В. Камба и его модификация [45]; при анализе распределения точек – метод собственных векторов [10, 43].

Направления относительных перемещений по разрывам (надвигам) определялись по методу анализа внутренних осей вращения [36]. Метод основан на предположении, что идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной деформации простого сдвига, имеет моноклинную симметрию (рис. 2, А), т.е. структурные элементы распределены соответственно данному типу симметрии. В качестве кинематических индикаторов используются мезоструктурные элементы, несущие информацию о вращательной компоненте деформации, такие, как асимметричные складки (см. рис. 2, В) и структуры Риделя<sup>3</sup> (см. рис. 2, Б).

Структура Риделя – это парагенез плоскостных мезоструктурных элементов, формирующийся при деформации простого сдвига. Экспериментальное изучение структур Риделя показало, что смещения происходят по трем плоскостным элементам – Y, P, R, формирующими в зоне хрупкого сдвига, а симметрия этих элементов действительно связана с моноклинной симметрией деформации [42]. Плоскость симметрии разломной зоны может быть найдена из геометрии структурных элементов, наблюдавшихся 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. 2, Б, В). Вращение может быть обозначено как “S”- или “Z”-вращение против или по часовой стрелке, если смотреть по направлению падения оси. Для асимметричных складок внутренняя ось вращения эквивалентна оси складки (см. рис. 2, В). Для структур Риделя внутренняя ось вращения параллельна линии пересечения

<sup>1</sup>  $\beta$ -ось – ось (шарнир) складки, вычисленная как линия пересечения слоистости на крыле складки с кливажом осевой поверхности складки [44].

<sup>2</sup>  $\pi$ -ось – ось (шарнир) складки, вычисленная как перпендикуляр плоскости, вдоль дуги большого круга которой расположены полюса слоистости [44].

<sup>3</sup> “Структуры Риделя” – термин используется вслед за [36] для избежания путаницы с различными обозначениями плоскостных элементов, в русскоязычной литературе соответствует термину “сколы Риделя”.

Y-поверхности с P- и R-поверхностями (см. рис. 2, Б). Таким образом, внутренняя ось вращения может быть рассчитана из измеренных ориентировок Y, P и R. На рис. 2, Г 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 пересечения плоскости симметрии и плоскости разломной зоны. Найденный таким образом синоптический вектор показывает среднее направление перемещения в современных географических координатах. Для того чтобы оценить направление перемещения в плоскость разлома, применяют следующую процедуру. Все оси локальных структур, имеющие S-симметрию, представляются как Z-оси. Например, S-ось, проецирующаяся на верхнюю полусферу, при переводе в Z-ось зеркально отобразится на нижней полусфере. Затем Z-трансформированные оси проецируются на плоскость “среднего” разлома<sup>4</sup> – это так называемая диаграмма, параллельная плоскости “среднего” разлома. Максимум распределения Z-трансформированных осей определяет синоптическую ось вращения в плоскости “среднего” разлома, а ортогонально ей в этой же плоскости лежит синоптический (региональный) вектор перемещения висячего крыла относительно лежачего. Более детально методика определения положения зеркальной плоскости и ориентировки вектора перемещения, а также статистические оценки полученных направлений рассматривались в работе [36].

Для определения кинематики разрывов во флишиоидных слоистых толщах применялся метод анализа срезаний слоистости [22].

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВАТЫНО-ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА И РЕЗУЛЬТАТЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Ватыно-Лесновский надвиг прослеживается от бухты Анастасии на севере Олюторской зоны до Лесновского поднятия, расположенного на перешейке полуострова Камчатка (см. рис. 1). Верхнекайнозойские отложения перекрывают надвиг к северу от Лесновского поднятия, разделяя его на две части – Ватыно-Вывенскую и Лесновскую (см. рис. 1, Б). Северная часть надвига впервые была описана в Олюторской зоне как Ватынский надвиг [15], затем он был прослежен южнее, на пере-

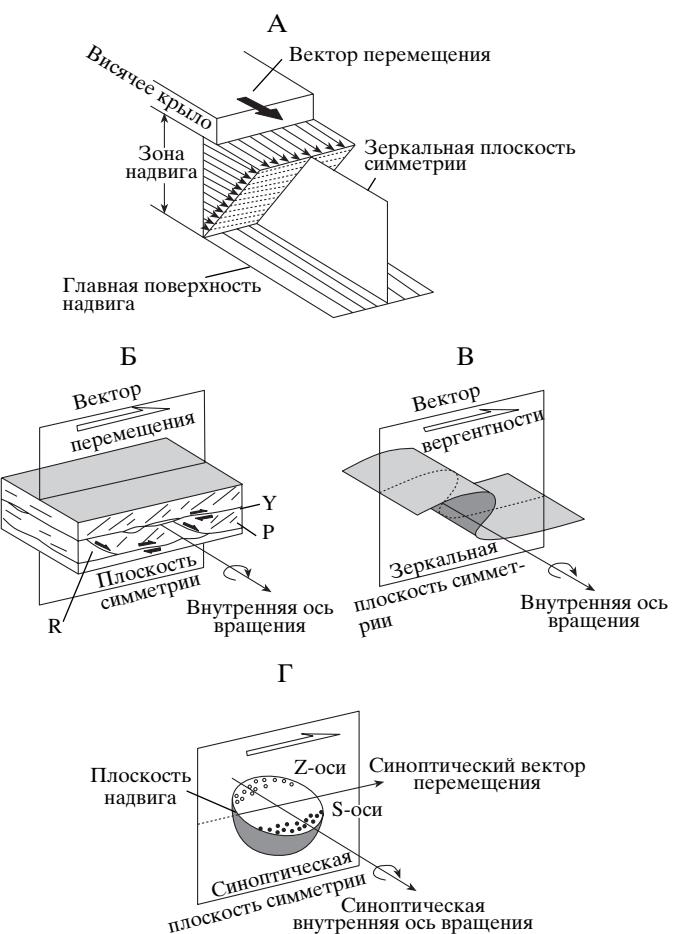
<sup>4</sup> Плоскость “среднего” разлома соответствует дуге большого круга, вокруг которой расположены внутренние оси вращения локальных структур.

шейке Камчатки, где назван Лесновский надвигом [31, 33]. Автохтон представлен верхнемеловыми–среднеэоценовыми флишоидными отложениями Укэлятско-Лесновского прогиба [5, 11, 18, 21, 23, 38], на который шарированы меловые окраинно-морские отложения и верхнемеловые–палеоценовые комплексы, связанные с окраинным морем и островодужной системой [1, 4, 5, 24, 30, 32]. Неавтохтон развит только на перешейке Камчатки, его наиболее древняя толща сложена субэральными вулканитами кинкильской свиты средненеоценового возраста [8].

На севере Олюторской зоны в районе бухты **Анастасии** (рис. 3) автохтон сложен песчаниками, алевролитами и аргиллитами, образующими флишоидное переслаивание, реже гравелитами и конгломератами. Аллохтонные пластины состоят из пород вулканогенно-кремнистого и осадочно-вулканогенного комплексов. Первый комплекс представлен пиллоу-базальтами, гиалокластитами, яшмами с иноцеровыми горизонтами, кремнями, алевропелитами и датирован по радиоляриям как верхнетурон-маастрихтский, второй – сложен базальтами, андезитами, лавобрекчиями, туфами, песчаниками, алевропелитами, кремнями и датирован как кампан-маастрихтский [25]. Зона Ватыно-Лесновского надвига на суше перекрыта четвертичными отложениями и, по-видимому, простирается через акваторию бухты (см. рис. 3, А).

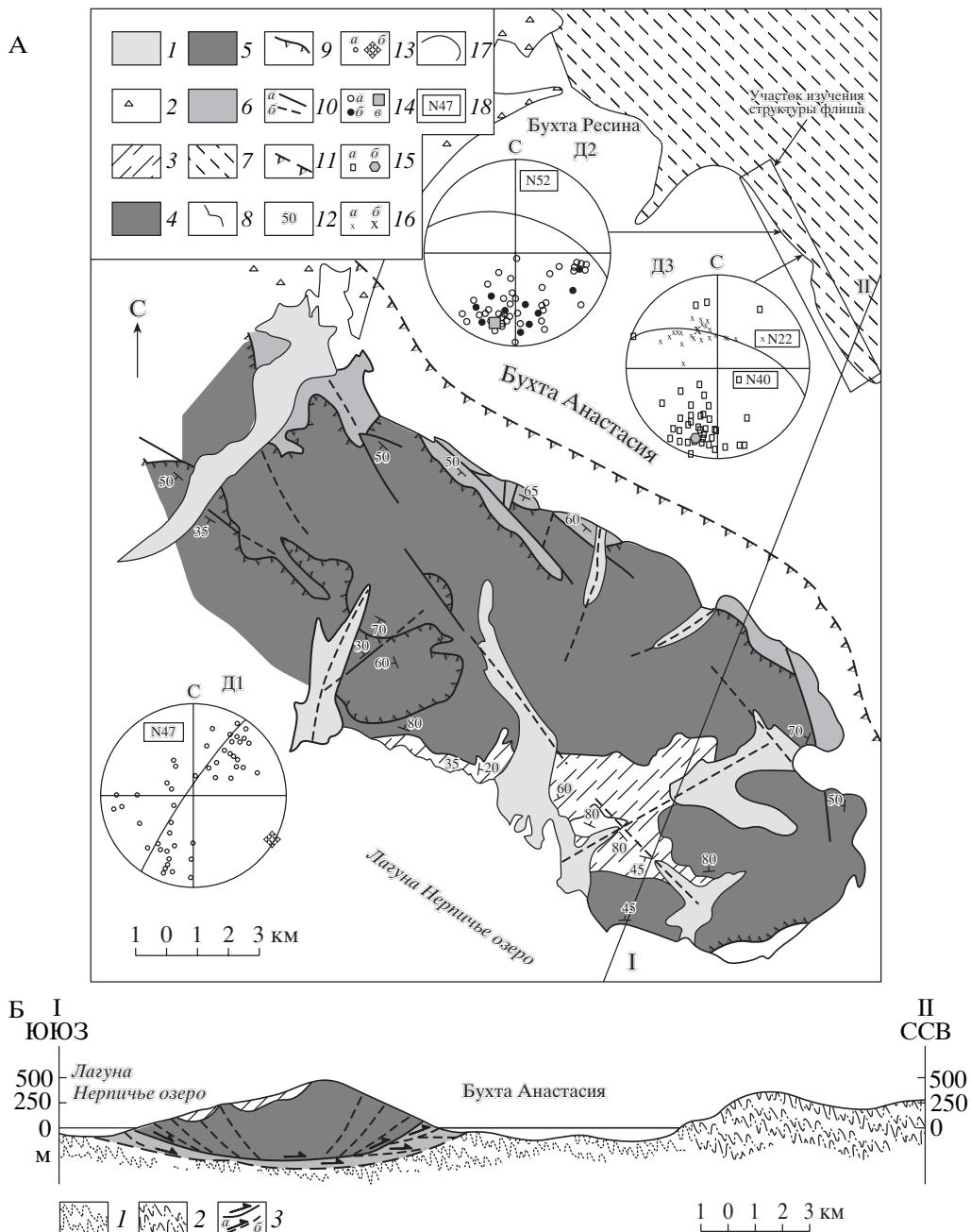
Южнее бухты Анастасия образования аллохтона слагают крупную синформу (см. рис. 3, Б), осложненную мелкими складками;  $\pi$ -ось этой синформы простирается с юго-востока на северо-запад (см. на рис. 3, А Д1). Флишоидные отложения на северной стороне бухты смяты в изоклинальные складки юго-юго-западной vergentности (см. на рис. 3, А Д2; рис. 3, Б). Во флише развит кливаж осевой поверхности складки (см. на рис. 3, А Д3);  $\beta$ -оси складок образуют один максимум с простирианием в северо-западных румбах и достаточно крутым наклоном (см. на рис. 3, А Д3). Анализ всех типов структур аллохтона и автохтона показывает, что они возникли в поле напряжений с ориентировкой оси сжатия в направлении юго-юго-запад–северо-северо-восток [20].

В районе рек **Ильпи** и **Матыскен** (рис. 4) в верхней части автохтона, сложенного флишем, описана интенсивно тектонизированная толща, возможно, первоначально олистостромовой природы. Матрикс сложен черными алевропелитами с редкими маломощными линзами песчаников. Блоки представлены порфировыми и афировыми базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, габброидами и габбродиоритами, редко черными и зелеными кремнями. Возраст автохтона вблизи надвига определен как позднемаастрихт-среднеэоценовый ( $66.1 \pm 6.3$ – $43.9 \pm 3.6$  млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) [21, 38]. Аллох-



**Рис. 2.** Идеализированная схема надвиговой зоны с моноклинной симметрией, сформированной в условиях прогрессивной несосной деформации [36, 47] – А; Б, В – внутренние оси вращения, показывающие ориентировку и асимметрию: Б – структур Риделя и В – склад; Г – стереограмма, показывающая гипотетическое распределение частных внутренних осей вращения (Z и S) около среднего направления, называемого синоптической осью вращения [36]. В структурах Риделя (Б): Y – главная поверхность сместителя; R – вторичные оперяющие разломы, наклоненные в направлении перемещения (сколы Риделя); P – сколовые трещины или кливаж, наклоненные в противоположном направлении.

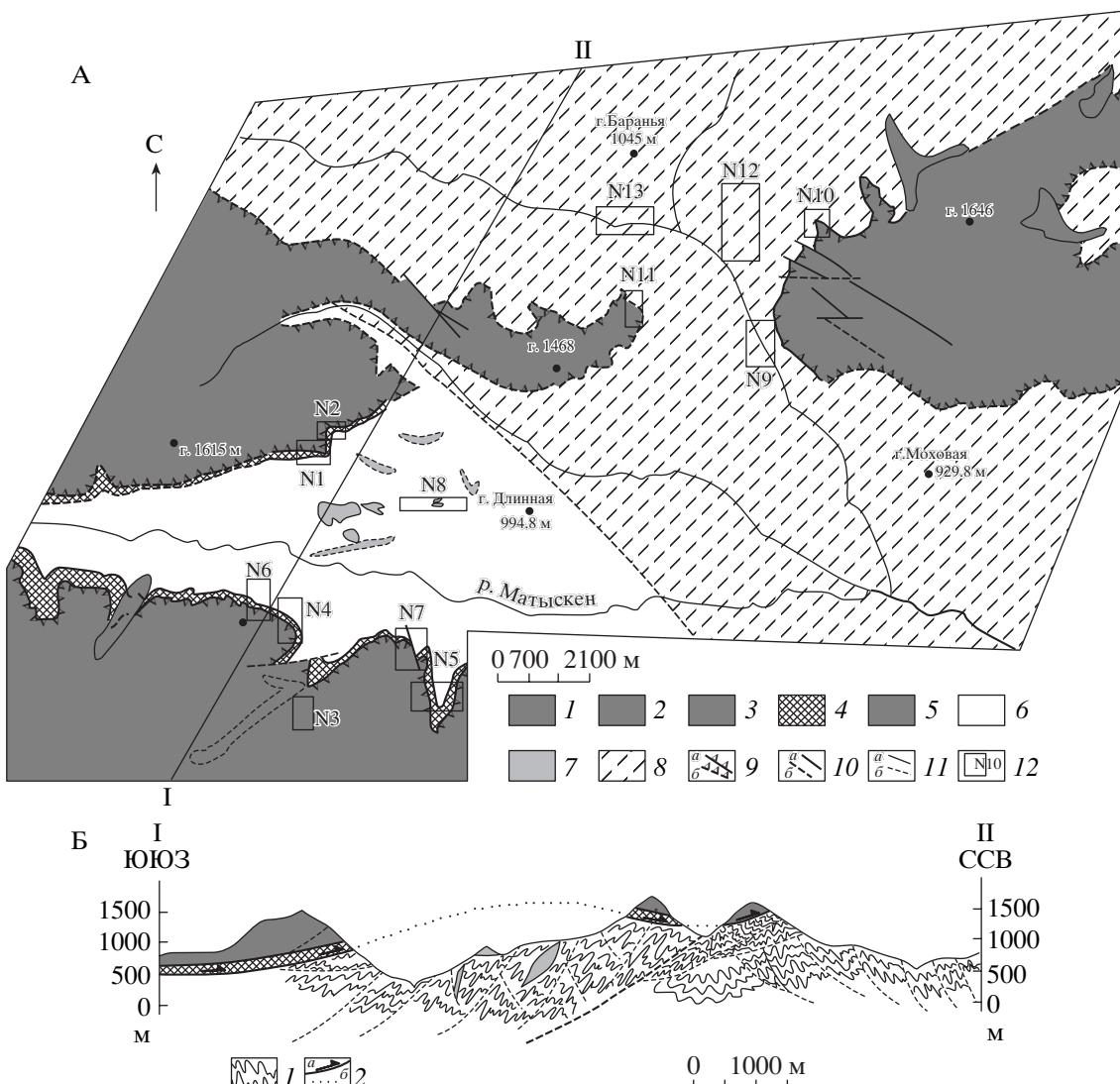
тон сложен пиллоу-базальтами, лавобрекчиями и гиалокластитами базальтового состава, яшмами с ракушей иноцерам, кремнями. Отложения аллохтона по радиоляриям датированы как верхнекампан-маастрихтские [24]. В данном районе Ватыно-Лесновский надвиг представляет собой зону чешуй мощностью до 150 м. Особенно четко данная зона выражена в бортах долины реки Матыскен (см. рис. 4, А), в ее пределах тектонически совмещены пластины, сложенные как породами Олюторской зоны, так и отложениями Укэлятского прогиба. Чешуи, ограниченные поверхностями субгоризонтальных сместителей сверху и снизу, представлены разливованными черными



**Рис. 3.** Геологическое строение района бухты Анастасии: А – геологическая карта района бухты Анастасии (по материалам О.В. Астраханцева, Л.Б. Афанасьевой, А.Д. Казимира, К.А. Крылова, Г.В. Полунина, В.И. Аксенова, А.В. Ландера, Э.В. Фирсовой, с изменениями и дополнениями А.В. Соловьева, Т.Н. Палечек, Р.М. Палечек); Б – схематический геологический профиль.

**А:** 1, 2 – четвертичные отложения: 1 – аллювиальные, 2 – морские; 3–5 – осадочно-вулканогенные отложения (кампан-маастрихт): 3 – кремнисто-терригенная, 4 – вулканогенно-терригенная и 5 – собственно вулканогенная толща; 6 – вулканогенно-кремнистые отложения (турон-маастрихт); 7 – флишиоидные отложения Укэляйтской зоны (мел(?) – эоцен); 8 – стратиграфические контакты; 9 – надвиги; 10 – кругопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – предполагаемое положение главного сместителя Ватыно-Лесновского надвига; 12 – элементы залегания. Д1, Д2, Д3 – диаграммы распределения структурных элементов. Сетка Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. 13 – для диаграммы Д1: а – полюса слоистости, б – π-ось синформы; 14 – для диаграммы Д2: а, б – полюса слоистости: а – с нормальным и б – с опрокинутым залеганием, в – усредненный полюс; 15, 16 – для диаграммы Д3: а – полюса кливажа, 15, б – усредненный полюс, 16, а – β-оси складок, б – усредненная β-ось; 17 – дуги большого круга; 18 – количество структурных элементов, включенных в анализ.

**Б:** 1, 2 – структура флишиоидных отложений Укэляйтской зоны: 1 – предполагаемая, 2 – установленная; 3 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемые. Остальные условные обозначения см. на рис. 3, А. Местоположение рис. 3 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 4.** Геологическое строение района верховий рек Ильпи и Матысken: А – геологическая схема района верховий рек Ильпи и Матысken. Составлена при участии Г.В. Ледневой с использованием материалов А.В. Дитмара, К.С. Агеева, А.С. Финогентова и Э.С. Алексеева; Б – схематический геологический профиль по линии I–II.

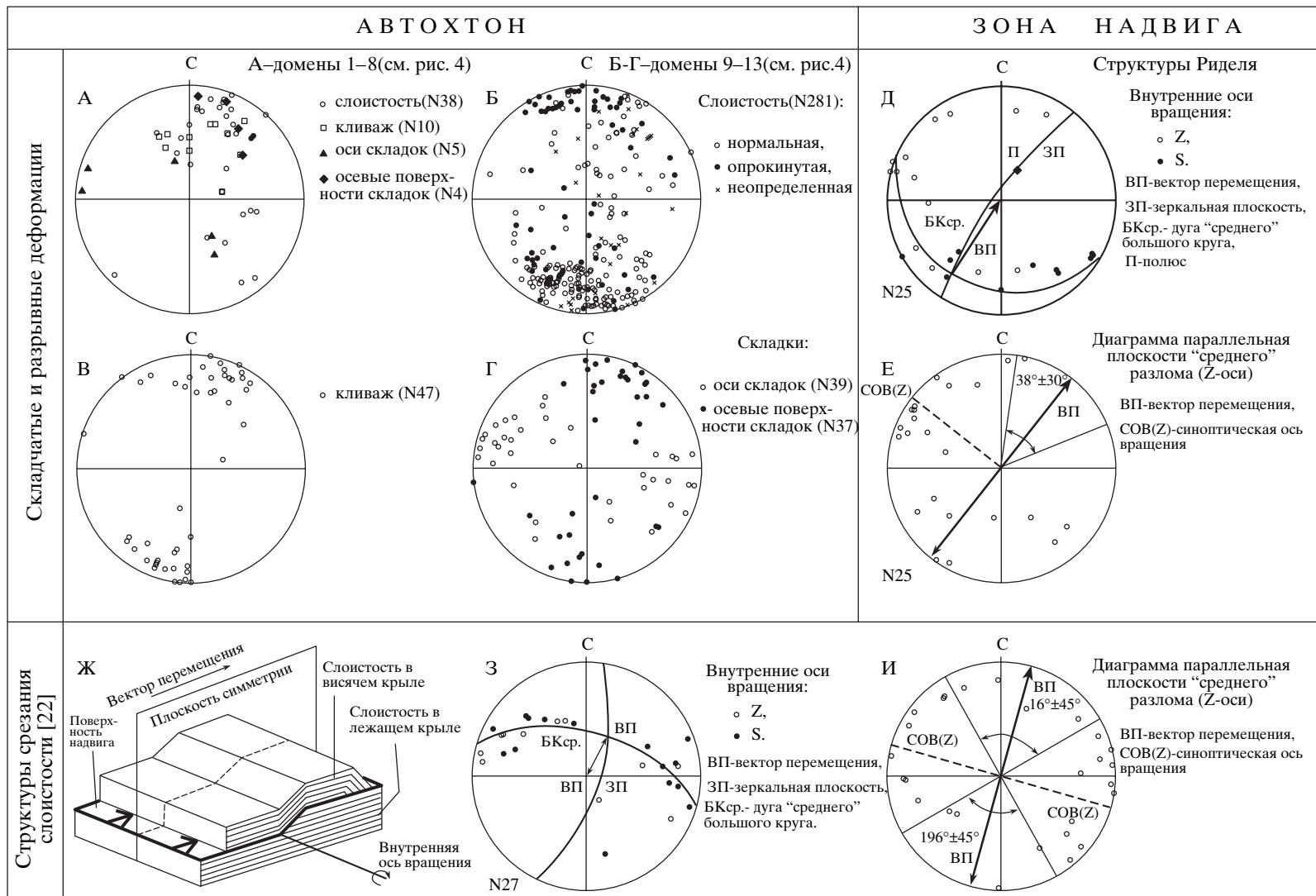
А: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-кремнистые отложения (кампан – маастрихт): 2 – кремни, яшмы; 3 – афировые пиллоу-базальты, кремни, яшмы; 4 – зона Ватыно-Лесновского надвига; 5 – блоки дунитов, верлитов, клинопироксенитов (мел – ?); 6 – олистостромовая толща (палеоцен – средний эоцен); 7 – блоки базальтового состава; 8 – уклэлятские флишоидные отложения (маастрихт); 9 – надвиги: а – установленные, б – дешифрируемые на аэрофотоснимках; 10 – крутопадающие разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 11 – стратиграфические контакты: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – номера доменов, в пределах которых проведены структурные наблюдения.

Б: 1 – складчатые деформации автохтона; 2 – надвиги: а – установленные, б – предполагаемая форма эродированной поверхности надвига. Остальные условные обозначения см. на рис. 4, А. Местоположение рис. 4 см. на рис. 1, Б.

и зелеными кремнистыми породами, афировыми базальтами и лавобрекчиями, катаклазированными черными алевропелитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Зона Ватыно-Лесновского надвига образует пологие синформы и антиформы с амплитудой в первые сотни метров и длиной волны в первые километры (см. рис. 4, Б).

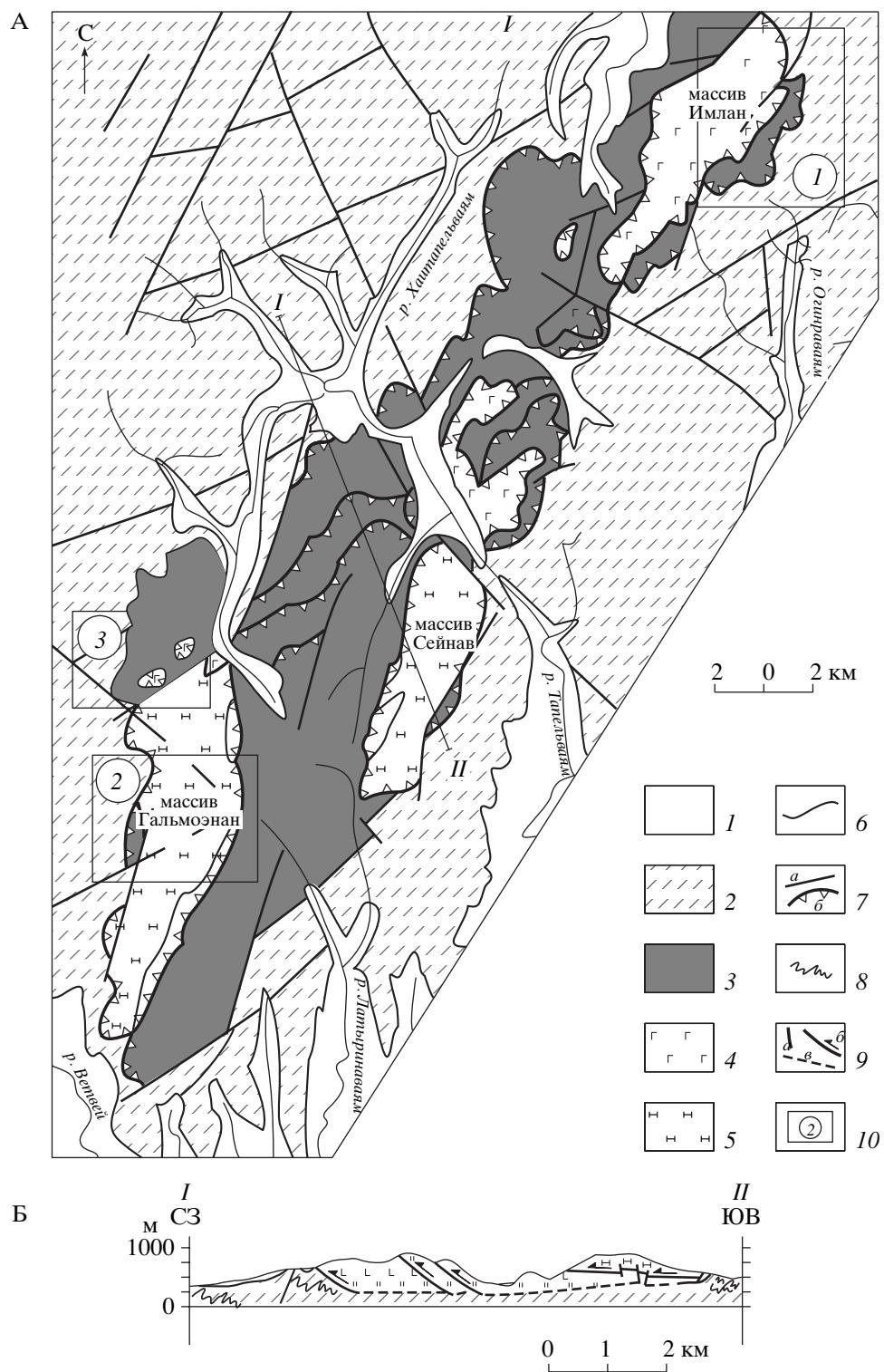
В отложениях автохтона установлено закономерное распределение складок с различной вергентностью (см. рис. 4, А, Б). Северо-северо-восточная

вергентность в поднадвиговой толще автохтона (см. домены 1–8 на рис. 4, А; рис. 5, А) через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига (см. домены 9–13 на рис. 4, А; рис. 5, Б–Г). В пределах доменов 9–13 осевые поверхности складок падают как на северо-северо-восток, так и на юго-юго-запад (см. рис. 5, Г), а оси складок имеют запад-северо-западное и восток-юго-восточное простирание и пологий наклон (см. рис. 5, Г), развит

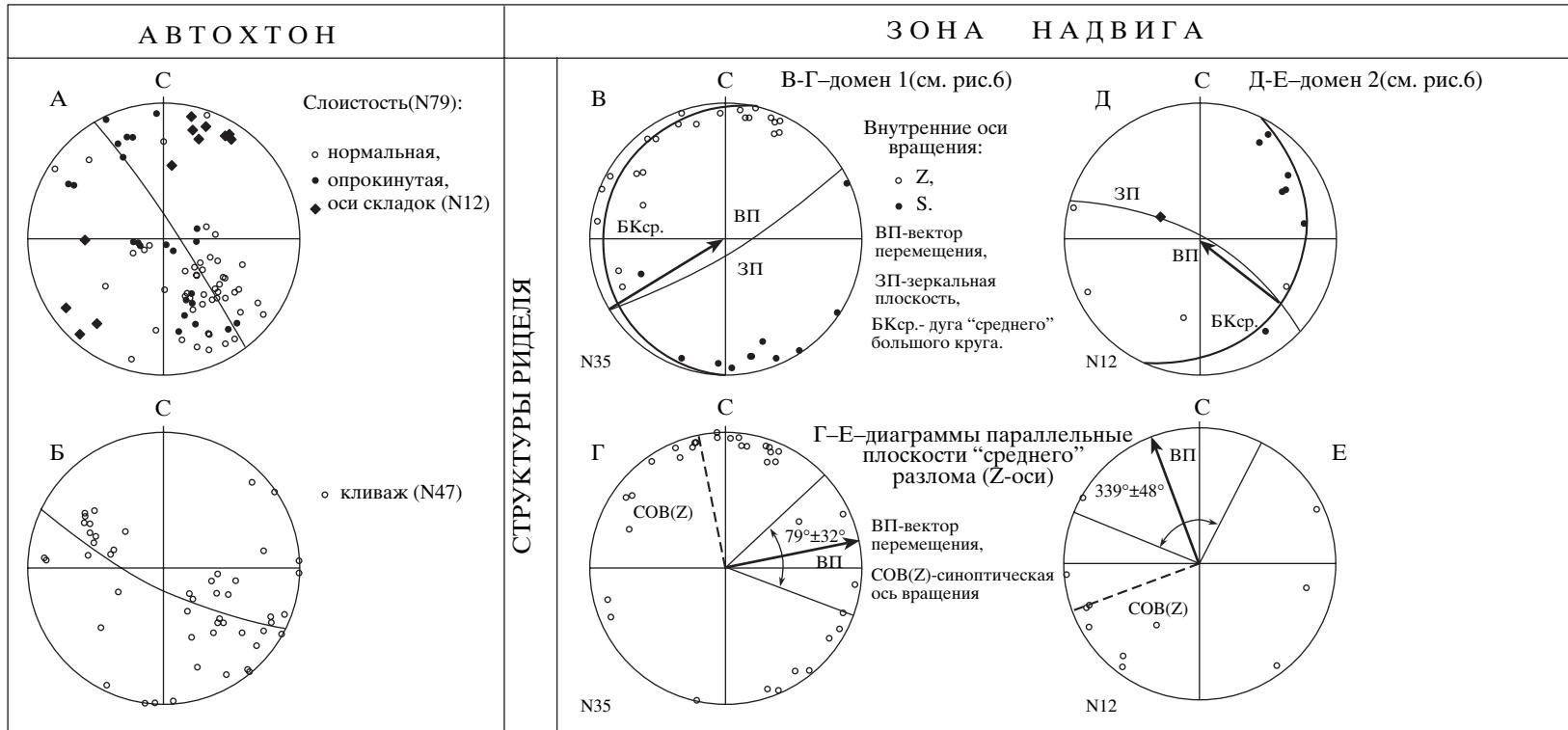


**Рис. 5.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Ватыно-Вывенского надвига (район рек Ильпи и Матысken – см. рис. 4): А–Е – стереограммы различных структурных элементов: А – для доменов 1–8, Б–Г – для доменов 9–13 (см. рис. 4, А): Б – слоистость, В – кливаж, Г – оси и осевые поверхности складок; Д – внутренние оси вращения для структур Риделя; Е – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость “среднего” разлома; Ж – идеализированная модель дуплекс-структуры, по [46] с изменениями авторов. Модель адаптирована для метода анализа структур срезания слоистости, позволяющего определять кинематику разрывов в слоистых толщах [22]; З, И – стереограммы: З – внутренние оси вращения для структур срезания слоистости, И – Z-трансформированные оси вращения в проекции на плоскость “среднего” разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия.

Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу, N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм



**Рис. 6.** Схема геологического строения района р. Тапельвайям: А – выкопировка с карты 1 : 200000 масштаба (лист Р-58-XXIX, по [2], с изменениями авторов); Б – Схематический профиль по линии I-II, по [41], с изменениями авторов. 1 – четвертичные отложения; 2 – флишиоидный комплекс Укэляятской зоны (конъяк – нижний эоцен); 3 – вулканогенно-кремнистый комплекс (кампан – маастрихт); 4 – гипербазиты (мел?); 5 – габброиды (мел?); 6 – стратиграфические контакты; 7 – тектонические контакты:  $a$  – крутопадающие разломы,  $b$  – надвиги; 8, 9 – на профиле (рис. 6, Б): 8 – складчатые деформации автохтона, 9 –  $a$  – крутопадающие разломы,  $b$  – надвиги,  $\sigma$  – предполагаемый сместитель Ватыно-Лесновского надвига; 10 – номера изученных участков. Местоположение рис. 6 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 7.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Ватыно-Лесновского надвига (район р. Тапельваем – см. рис. 6): А–Е – стереограммы: А – слойстость и  $\beta$ -оси складок; Б – кливаж; В–Е – кинематический анализ в зоне надвига: В, Г – для домена 1, Д, Е – для домена 2 (см. рис. 6, А); В, Д – внутренние оси вращения для структур Риделя, Г, Е – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость “среднего” разлома. ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.

кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 5, В). Во флишиоидных отложениях автохтона широко представлены структуры срезания слоистости (см. рис. 5, Ж) [22]. Согласно проведенному анализу формирование внутриформационных надвигов во флишевых толщах происходило в условиях северо-северо-восточного–юго-юго-западного скатия, причем шаръирение происходило в обе стороны – как на юго-юго-запад, так и на северо-северо-восток (см. рис. 5, З, И). Изучение структур Риделя в зоне надвига и подошве аллохтона в данном районе показало, что шаръирение аллохтонных пластин относительно автохтона происходило в северо-восточном направлении (см. рис. 5, Д, Е).

**В бассейне реки Тапельвяям** наблюдения проводились около крупного тектонического останца (рис. 6), залегающего на флишиоидных отложениях Укэлятской зоны, имеющих здесь конъяк-ранне-эоценовый возраст ( $87.9 \pm 4.5$ – $54.8 \pm 2.8$  млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников) [38, 39]. Тектонический останец представляет собой пакет аллохтонных пластин, сложенных кампан-маастрихтскими вулканогенно-кремнистыми отложениями [24, 41] и гипербазит-базитовыми образованиями. Ватыно-Лесновский надвиг выражен зоной тектонического меланжа мощностью до 40 м.

Во флишиоидных отложениях автохтона (см. рис. 6, Б) развиты изоклинальные складки преимущественно юго-восточной вергентности (рис. 7, А), оси складок имеют северо-восток–юго-западное простижение, развит кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 7, Б). Структуры Риделя в наднадвиговых частях аллохтона изучены в пределах двух доменов. Анализ этих структур показал, что на восточном склоне массива Имлан (см. домен 1 на рис. 6, А) пластины аллохтона перемещались относительно автохтона в восток-северо-восточном направлении (см. рис. 7, В, Г), а на западном склоне массива Гальмоэнан (см. домен 2 и 3 на рис. 6, А) – в северо-западном направлении (см. рис. 7, Д, Е). Отметим, что оценка вектора перемещения для первого домена статистически более значима, чем для второго.

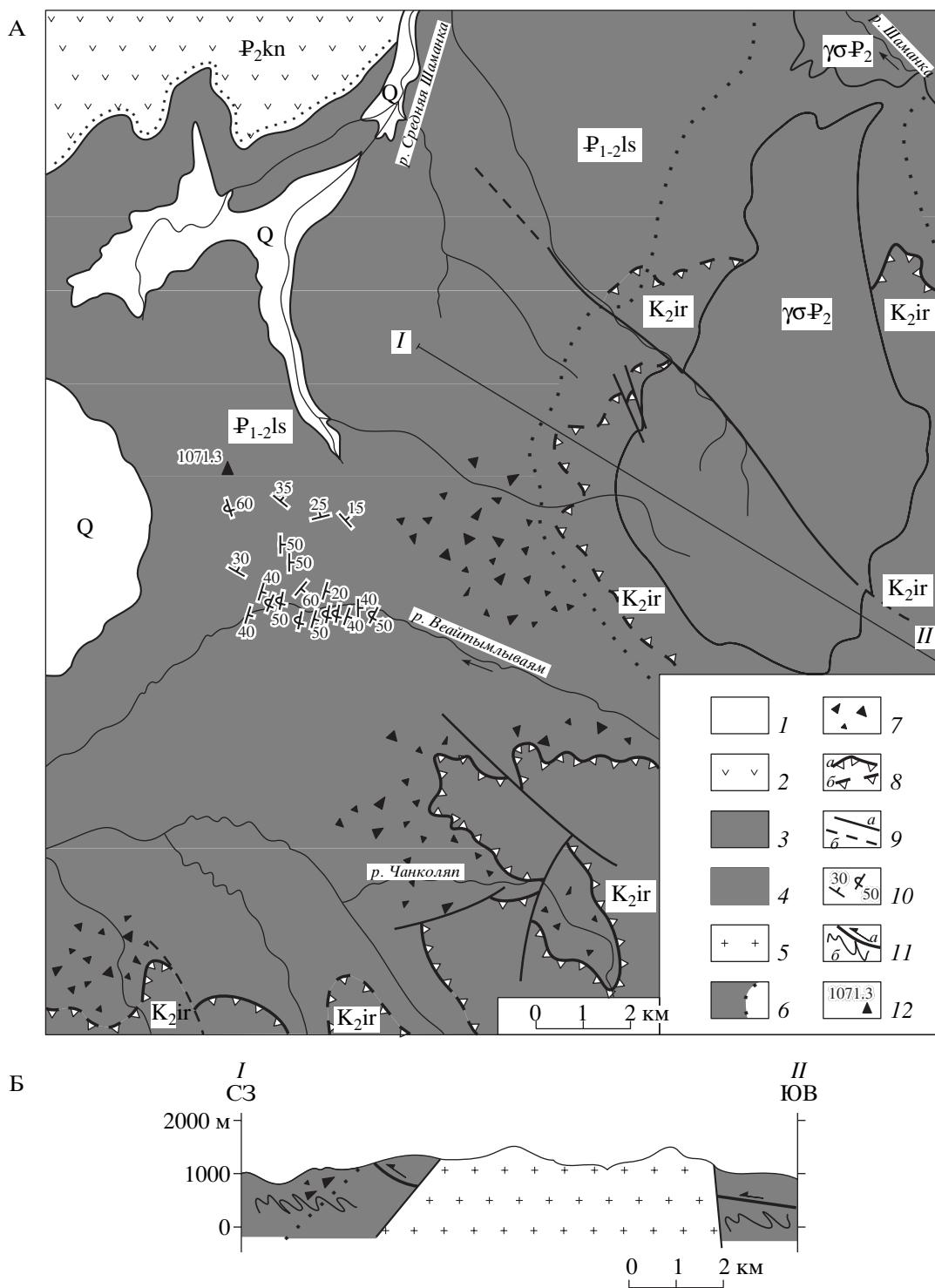
**В пределах Лесновского поднятия** на перешейке полуострова Камчатка выделяются два купола – Шаманкинский (рис. 8) и Ватапвяямский (рис. 9). Автохтон Лесновского надвига сложен флишиоидными породами лесновской серии палеоцен-среднеэоценового возраста ( $43.7 \pm 3.4$  до  $58.1 \pm 4.2$  млн. лет – данные трекового датирования циркона из песчаников; определения нанопланктона Е.А. Щербининой) [23, 34]. Непосредственно под сместьителем Лесновского надвига развита зона меланжа с многочисленными глыбами туфов, песчаников, кремней и базальтов. Из кремней этих глыб собраны иноцерамы и радиолярии позднемелового возраста [7]. Глыбы терригенного состава датированы по нанопланктону как сантон-кампан-

ские [34], возраст наиболее молодой популяции цирконов в них  $86.1 \pm 6.1$  млн. лет [А.В. Соловьев, неопубликованные данные]. Аллохтон сложен, главным образом, кремнисто-вулканогенными отложениями позднемелового возраста (сантон–маастрихт) [7]. В аллохтоне присутствуют тела монцонитов, габбро и, реже, гипербазитов, а также пластины зеленых сланцев неясного возраста (см. рис. 9, А, Б). Протолитом сланцев, по-видимому, служили кремнисто-вулканогенные породы [33].

Аллохтон Лесновского надвига образует тонкую пластину, незначительно нарушенную более поздними крутыми разрывами. Амплитуда надвига в направлении, перпендикулярном к преобладающему простирианию кайнозойских структур, оценивается в 50 км. В обнаженной части надвига современная мощность аллохтонной пластины близка к размаху рельефа и не превышает двух километров. Сместьитель надвига дискордантен относительно мезоструктур автохтона и аллохтона. Он трассируется зоной милонитов мощностью от первых метров до первых десятков метров [31, 33].

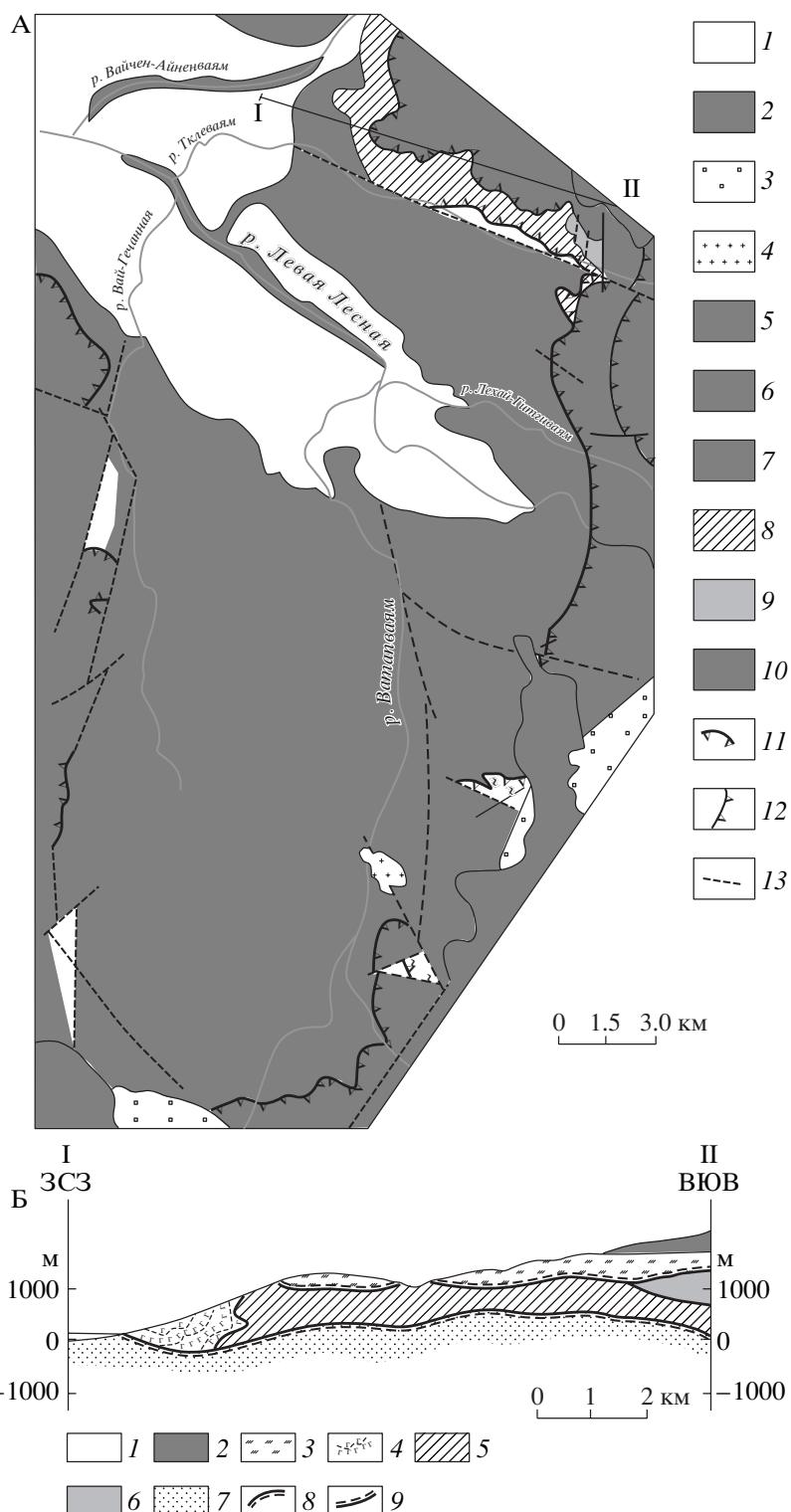
В основании неоавтохтона залегают субаэральные эфузивы кинкильской свиты [7, 8] и развитые локально отложения шаманкинской свиты [31]. Кинкильская свита перекрывает как аллохтонные комплексы, так и автохтонную лесновскую серию. Нижние горизонты кинкильской свиты сформированы в среднем эоцене [31]. Зона Лесновского надвига прорывается средненеоценовым Шаманским массивом биотит-роговобманковых гранодиоритов, окруженным широкой зоной ороговикований, развивающейся по породам как автохтона, так и аллохтона (см. рис. 8). Апофизы массива переходят в субулканические тела кинкильской свиты [31]. Базальные горизонты шаманкинской свиты насыщены галькой гранодиоритов и роговиков. Возраст этих горизонтов на основании определений флоры считается поздненеоценовым (37–34 млн. лет) [31].

В долине реки Веайтымлываям (Шаманкинский купол) (см. рис. 8) флишиоидные отложения автохтона смыты в изоклинальные складки западной вергентности (рис. 10, А), осевые поверхности складок падают на восток (см. рис. 10, Б), оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простижение от северного до восточного (см. рис. 10, Б). Наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюн) указывают на снос обломочного материала в северном и восточном направлениях (см. рис. 10, В). Структура аллохтона изучена в бортах ручья Чанколяп (см. рис. 8). Слоистость в кремнистых породах падает на юго-восток, сланцеватость в кремнистых алевролитах обычно располагается под косым углом к слоистости и имеет юго-юго-восточное падение (см. рис. 10, Г). Локально развитые в кремнистых породах асим-

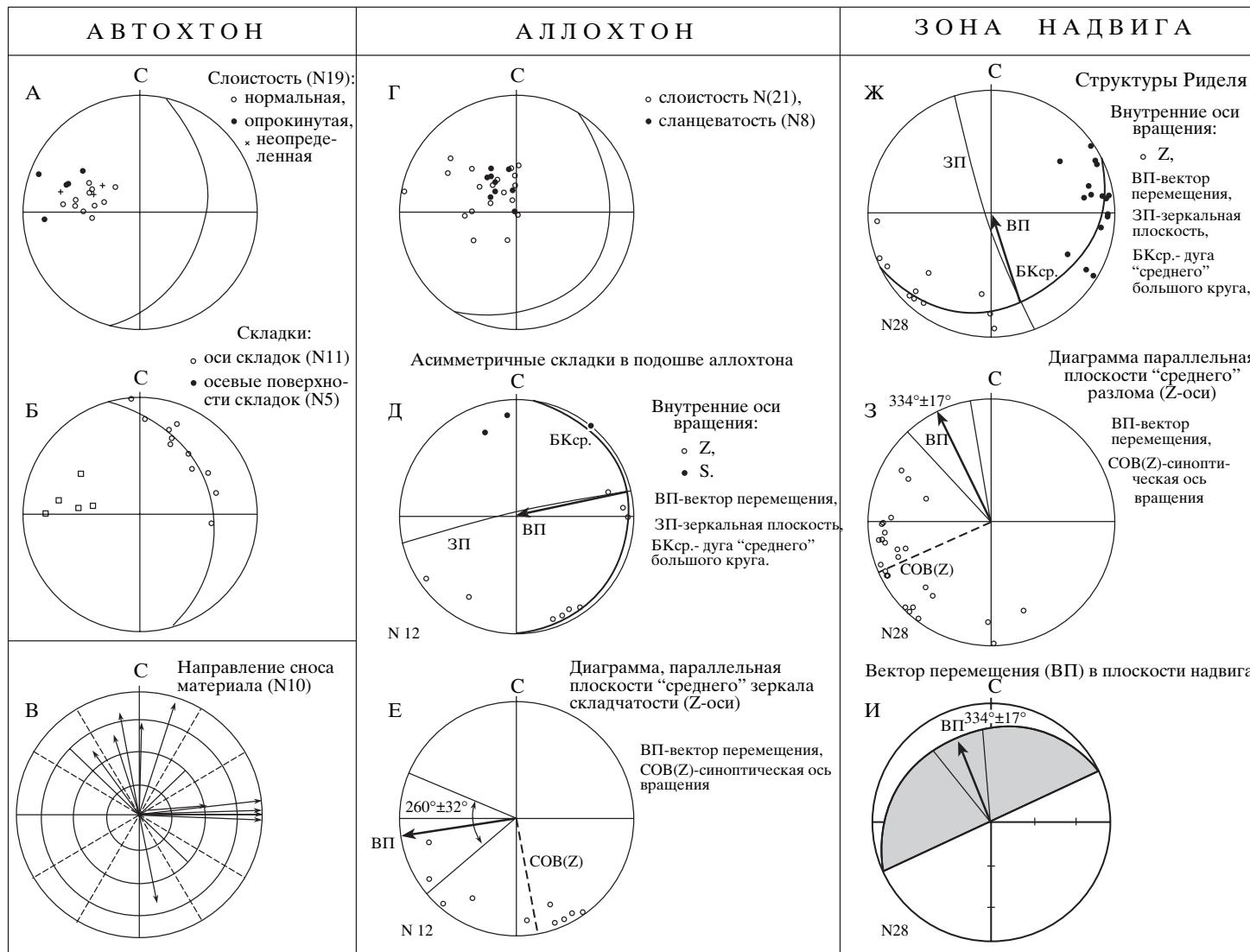


**Рис. 8.** Строение западного и юго-западного обрамления Шаманкинского массива гранитоидов [31, 34]: А – геологическая схема, Б – схематический профиль по линии I–II.

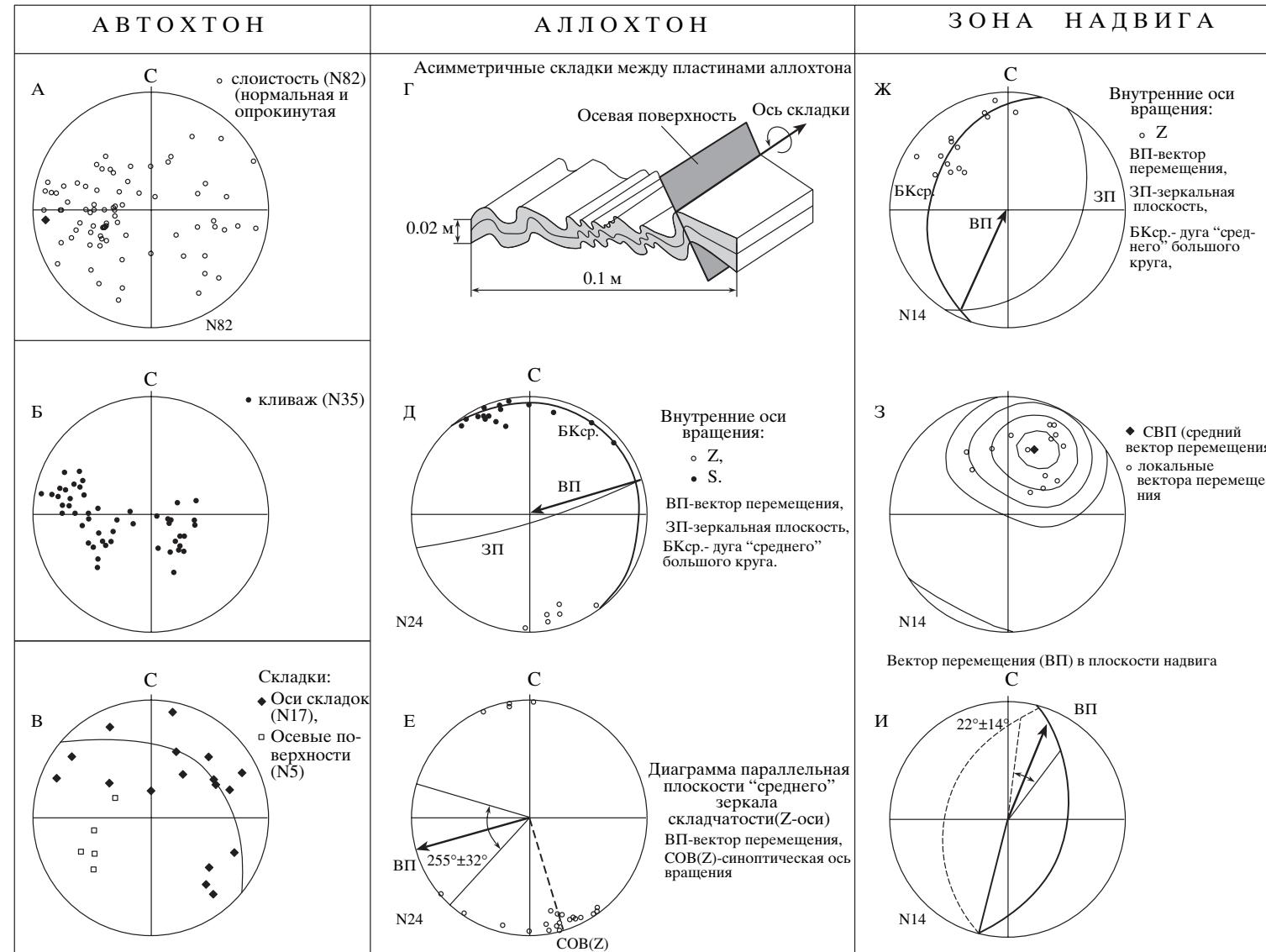
1 – четвертичные образования; 2 – кинкильская свита (средний эоцен); 3 – лесновская серия (палеоцен – средний эоцен); 4 – ирунайская свита (сантон – маастрихт); 5 – гранодиориты; 6 – роговики и их внешняя граница; 7 – наиболее широкие поля меланжа в автохтоне Лесновского надвига; 8 – Лесновский надвиг: а – откартированный, б – предполагаемые в поле роговиков; 9 – прочие разрывы: а – откартированные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – на профиле – рис. 8, Б: а – сместитель Лесновского надвига, б – складчатые деформации автохтона; 12 – топографические высоты в метрах. Местоположение рис. 8 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 9.** Схема геологического строения Ватапваемского купола [33] – А, Б – схематический профиль по линии I–II.  
 А: 1–4 – неоавтохтон: 1 – четвертичный аллювий; 2 – миоплиоценовые субаэральные вулканиты; 3 – средний эоцен, снатольская свита (шельфовые осадки); 4 – миоценовые гранодиориты; 5–9 – аллохтон: 5, 6 – кампан-маастрихт, ирунейская свита: 5 – верхняя (туфы, кремни) и 6 – нижняя (подушечные базальты) подсвиты; 7 – зеленые сланцы и кварциты (возраст не известен), 8 – габброиды, 9 – перидотиты; 10 – автохтон: палеоцен–средний эоцен, лесновская серия (терригенный флиш); 11 – Лесновский надвиг; 12 – прочие надвиги; 13 – разрывы с крутым сместителем.  
 Б: 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 подошве сланцевой толщи. Местоположения рис. 9 см. на рис. 1, Б.



**Рис. 10.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига (Шаманкинский купол – рис. 8): А–И – стереограммы: А – слоистость; Б – осевые поверхности и оси складок; В – направления сноса терригенного материала, приведенные к горизонтальному положению; Г – слоистость и сланцеватость; Д – внутренние оси вращения для асимметричных складок; Е – Z-трансформированные оси вращения для асимметричных складок в проекции на плоскость “среднего” зеркала складчатости; Ж–И – кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 8, А): Ж – внутренние оси вращения для структур Риделя, З – Z-трансформированные оси вращения для структур Риделя в проекции на плоскость “среднего” разлома (ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия), И – синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. рис. 8). Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу (кроме И). N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.



**Рис. 11.** Данные структурно-кинематического анализа в зоне Лесновского надвига (Ватапвяямский купол – рис. 9): А–В – стереограммы: А – слоистость, Б – кливаж, В – осевые поверхности и оси складок; Г – морфология асимметричных складок между пластинами аллохтона; Д–И – стереограммы: Д – внутренние оси вращения для асимметричных складок; Е – Z-трансформированные оси вращения для асимметричных складок в проекции на плоскость “среднего” зеркала складчатости; Ж–И – кинематический анализ в зоне надвига (см. рис. 9): Ж – внутренние оси вращения для структур Риделя, З – распределение векторов перемещения, рассчитанных для локальных структур Риделя, И – синоптический вектор перемещения в плоскости Лесновского надвига на участке изучения (см. рис. 9). ВП – вектор перемещения, дугой показан угол доверия. Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу (кроме И). N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм.

метричные микроскладки (размах крыльев 1–3 см) наднадвиговой части аллохтона указывают на относительные перемещения на запад (см. рис. 10, Д, Е). Анализ структур Риделя, широко развитых в нижних частях аллохтона, показывает, что региональное перемещение аллохтонных комплексов относительно автохтонных происходило в северо-западном направлении (см. рис. 10, Ж, З).

Структурные исследования проведены в юго-западной и северо-восточной части Ватапваемского купола (см. рис. 9) [33]. Флишоидные отложения автохтона смяты в изоклинальные складки преимущественно западной вергентности (рис. 11, А), осевые поверхности складок падают на восток-северо-восток, оси складок распределены вдоль дуги большого круга и имеют простирации от северо-западного до юго-восточного (см. рис. 11, В). Развит кливаж осевой поверхности складки (см. рис. 11, Б). В северо-восточной части купола (см. рис. 9, А, Б) на границе тектонических пластин, сложенных габброидами и зелеными сланцами, наблюдаются субгоризонтальные зоны мелких асимметричных складок, позволяющих определить направление смещения одних аллохтонных пластин относительно других на запад (см. рис. 11, Г–Е). В юго-восточной части купола Лесновский надвиг имеет достаточно крутое падение, на этом участке структуры Риделя в поднадвиговых миллинатах указывают на тектонических транспорта в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 11, Ж–И) [33].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты структурно-кинематических исследований разных участков Ватыно-Лесновского надвига сведены в таблице и на рис. 1, Б.

**Структура аллохтона.** Аллохтон Ватыно-Лесновского надвига представляет собой сложнодислоцированный пакет покровов [4, 5, 19], однако складки мезоструктурного уровня наблюдаются здесь довольно редко. В районе бухты Анастасии отложения аллохтона образуют синформу, ось которой имеет СЗ–ЮВ простирание (см. рис. 3, Б, таблицу); в междуречье Ильпи–Ватына в структуре аллохтона чередуются обширные синформы с узкими антиформами субширотного простирания и северной вергентности [3]; в среднем течение реки Вывенка выделено две генерации складок аллохтона – субмеридионального и юго-запад–северо-восточного простирания [3]. В районе Лесновского поднятия крупные складки аллохтона в целом имеют северо-восточное простирание [33], мелкие асимметричные складки между аллохтонными пластинами и в подошве аллохтона характеризуются западной вергентностью (см. рис. 1, Б, таблицу). По-видимому, простирание крупных складок аллохтона, в целом,

параллельно сместителю Ватыно-Лесновского надвига и повторяет его конфигурацию в плане.

**Внутренняя структура зоны надвига.** Векторы перемещения аллохтона относительно автохтона, рассчитанные по структурам Риделя в зоне Ватыно-Лесновского надвига, направлены к северу (осредненная оценка), хотя имеют достаточно широкий разброс (см. рис. 1, Б, таблицу). Причем на трех участках направление перемещения оценено как северо-восточное, а на двух – как северо-западное. По-видимому, это объясняется сложной эволюцией данного коллизионного шва, где надвиговое перемещение поперек сместителя, направленное на северо-запад, местами сочеталось с левосдвиговым, уже вдоль сместителя, в северо-восточном направлении [21].

**Структура автохтона.** Непосредственно под сместителем Ватыно-Лесновского надвига практически всегда наблюдаются выходы тектонизированного меланжа [18, 31, 33], в котором в песчано-аргиллитовый матрикс (раздробленные породы укэлятской и лесновской серий) погружены многочисленные глыбы кремней, туфов, базальтов, песчаников, лишь незначительная часть которых может быть идентифицирована с породами залегающего выше аллохтона.

Терригенная толща ниже зоны меланжа смята в изоклинальные складки, оси которых параллельны общему простирианию Ватыно-Лесновского надвига и Укэлятско-Лесновской зоны в целом. Непосредственно под надвигом эти складки, как правило, имеют вергентность, соответствующую предполагаемому направлению движения аллохтонных масс (западную на Лесновском поднятии (см. рис. 1, рис. 8, Б, рис. 9, Б) и северо-северо-восточную в поднадвиговой зоне в районе рек Ильпи и Матыскен (см. рис. 1, рис. 4, Б)). Однако на некотором удалении от линии надвига складки Укэлятско-Лесновской зоны наклонены навстречу надвигу. Это наблюдается в районе бухты Анастасии (юго-юго-западная – см. рис. 1, рис. 3, Б) и реки Тапельваем (юго-восточная – см. рис. 1, рис. 6, Б). К юго-западу от Лесновского поднятия на мысе Омгон складки терригенных толщ (омгонская серия), близких по составу к лесновской серии, также характеризуются юго-восточной вергентностью (А.В. Соловьев, неопубликованные данные). О южной и юго-восточной вергентности структур северного обрамления Укэлятского прогиба сообщается в работах [1, 9, 12, 17, 18, 29]. По нашим наблюдениям, вергентность структур зависит не только от их позиции относительно Ватыно-Лесновского надвига, но и от возраста деформированных толщ.

Стратиграфия флишевых толщ Укэлятско-Лесновского прогиба разработана недостаточно из-за значительной дислоцированности разрезов. В основном представления о возрасте флишевого комплекса основаны на точечных определениях

Сводная таблица структурных данных по Ватыно-Лесновской шовной зоне

ГЕОТЕКТОНИКА № 6 2001	Районы	Автохтон			Аллохтон			Зона надвига		
		Возраст	Тип структур; вергентность	Ориентировка оси сжатия	Возраст	Тип структур; вергентность	Ориентировка оси сжатия	Возраст	Тип структур; вергентность	Ориентировка оси сжатия
Район бухты Анастасии	$K_{2(?)}-P_2^2$ [38, 39]	Складки; ЮЮЗ	ЮЮЗ–CCB	$K_{2t-m}$ [25]	Складки; СВ	ЮЗ–СВ	?	?	?	?
Район рек Ильпи и Матыскен	$K_{2m}-P_2^2$ [38, 39]	Складки, структуры срезания споистости ( $16^\circ \pm 45^\circ$ – CCB; $196^\circ \pm 45^\circ$ – ЮЮЗ); веерообразная <sup>1</sup>	ЮЮЗ–CCB	$K_{2km-m}$ [24]	?	?	Структуры Риделя	$38^\circ \pm 30^\circ$	ЮЗ–СВ	
Район реки Тапельвяям	$K_{2k}-P_2^1$ [38, 39]	Складки; ЮВ	ЮВ–СЗ	$K_{2st-km}$ [41, 24]	?	?	Структуры Риделя	$79^\circ \pm 32^\circ$ (Домен 1 на рис. 6) $339^\circ \pm 48^\circ$ (Домен 2 на рис. 6)	ЗЮС–BCB ЮВ–СЗ	
Лесновское поднятие (Шаманкийский купол)	$P_2^1$ [26]	Складки; З	В–З	$K_{2 st-km}$ [7]	Асимметричные микроскладки между аллохтонными пластинами; З	В–З	Структуры Риделя	$334^\circ \pm 17^\circ$	ЮВ–СЗ	
Лесновское поднятие (Ватапвяямский купол)	$P_1^2-P_2^2$ [23, 29]	Складки; З	В–З	$K_{2 st-m}$ [7]	Асимметричные микроскладки в надвиговой части аллохтона; З	В–З	Структуры Риделя	$22^\circ \pm 14^\circ$	ЮЮЗ–CCB	

Примечания. <sup>1</sup>Северо-северо-восточная вергентность в поднадвиговой толще автохтона через зону веерообразной складчатости сменяется на юго-юго-западную при удалении от надвига.

Знаки вопроса означают отсутствие информации для данного района.

фауны [7, 11, 34]. В последние годы использование нового метода – трекового датирования детритового цирконов из песчаников – позволило обосновать возраст флиша на четырех участках, расположенных вдоль Ватыно-Лесновского надвига [21, 23, 38, 39]. Анализ данных о структуре и возрасте отложений показывает корреляцию между ними. Вергентность структур автохтона, совпадающая с региональной вергентностью надвига, характерна для участков (см. рис. 4 – в поднадвиговой зоне; рис. 8, рис. 9), где преобладают верхнепалеоцен–эоценовые породы. С другой стороны, встречная надвигу вергентность встречается в толщах, имеющих преимущественно меловой–раннепалеоценовый возраст (см. рис. 6, рис. 3, рис. 4 – при удалении от надвига).

Согласно опубликованным данным [12, 30], возраст флишевых отложений Укэлятского прогиба удревняется в северо-западном направлении, а в северо-западной части Укэлятского прогиба преобладает юго-восточная вергентность [1].

Таким образом, меловые–нижнепалеоценовые толщи Укэлятско-Лесновского прогиба имеют преимущественно встречную вергентность относительно Ватыно-Лесновского надвига; отсюда следует, что деформация этих толщ, скорее всего, связана с доколлизионной эволюцией флишоидного прогиба. С другой стороны, верхнепалеоценовые–эоценовые отложения деформированы конформно Ватыно-Лесновскому надвигу, что позволяет предполагать синколлизионную историю формирования этой складчатости.

Эволюция структуры Ватыно-Лесновского шва тесно связана с кинематикой движения меловой островодужной системы относительно Северо-Восточной Азии. С кампана до середины палеоцена дуга была активной надсубдукционной внутриокеанической структурой, быстро дрейфовавшей на северо-запад и сближившейся с континентом [32, 37]. В середине палеоцена (около 60 млн. лет назад) вулканализм в дуге прекращается и одновременно в ее южной части формируется флиш, источником которого был Евразиатский континент [32]. Это означает, что Укэлятско-Лесновский бассейн, отделявший дугу от континента, в это время уже не превышал по ширине нескольких сотен километров. Однако существенных деформаций в южной Корякии и северной Камчатке в середине палеоцена не происходит. Они фиксируются только в середине эоцена (около 45 млн. лет) и связываются с коллизией [26, 34]. По всей видимости, в течение 15 млн. лет (с 60 по 45 млн. лет) дуга медленно сближалась с континентом. Это сближение компенсировалось деформациями в самой дуге, но, главным образом, поддвигом дна Укэлятско-Лесновского бассейна под континент, с чем связано формирование складок встречной к Ватыно-Лесновскому надвигу южной, юго-восточной вергентности в его мел-нижнепалеоценовых

осадках. С процессом поддвига, вероятно, ассоциируют малообъемные проявления палеоцен–ранненеоценового вулканализма на крайнем западе Камчатки и появление здесь палеоценовых моласс [7, 16]. В середине эоцена реликт этого бассейна окончательно замыкается, и происходит формирование Лесновского надвига северо-западной вергентности, дискордантно срезающего более ранние структуры дуги и континентальной окраины.

## ВЫВОДЫ

- На изученных участках Ватыно-Лесновский надвиг – это пологая, слабо деформированная поверхность, разделяющая контрастные по составу и строению автохтонный и аллохтонный комплексы. В пределах Лесновского поднятия установлено, что этот надвиг образовался очень быстро, менее чем за 1 млн. лет в середине лютетского века [26, 34]. По структурам Риделя в зоне надвига установлено, что наряду с северо-западными чисто надвиговыми движениями аллохтонных масс, могли происходить северо-восточные левосдвиговые подвижки в обстановке транспрессии.

- В структуре аллохтонного комплекса выделяются шарьяжные пластины, часто сопряженные с относительно крутыми чешуйчатыми зонами. Часть структур аллохтона формировалаась на больших глубинах, достаточных для образования зеленых сланцев по кремнисто-вулканогенным отложениям верхнего мела. Формирование структур аллохтона завершилось к середине лютета, так как сместитель Ватыно-Лесновского надвига дискордантен к ним.

- Отложения автохтона смяты в мелкие изоклинальные складки. Складки в верхнепалеоцен–эоценовых отложениях вблизи надвига имеют вергентность, совпадающую с направлением шарирования по Ватыно-Лесновскому надвигу: северо-западную на юге и северную на севере. На некотором удалении от современной линии надвига в верхнемеловых–нижнепалеоценовых толщах наблюдаются складки с обратной (южной, юго-восточной) вергентностью.

- И в автохтоне, и в аллохтоне Ватыно-Лесновского надвига выделяются деформационные структуры, предшествующие формированию самого надвига. Начало деформаций аллохтона можно связывать с началом коллизии островодужной системы с континентом, приходящимся на середину палеоцена. С этого времени прекратился быстрый дрейф палеодуги к Евразии, сменившийся существенно более медленным ее сближением с окраиной континента. Деформацию доверхнепалеоценовых толщ автохтона можно связать с поддвигом ложа бассейна под континент [17, 18] как механизмом, компенсирующим сближение уже отмершей дуги и континента. Верхне-

палеоцен-среднеооценовые отложения остаточного Укэлятско-Лесновского прогиба остаются не деформированными до формирования Ватыно-Лесновского надвига (середина лютета). Формирование этого надвига – последняя стадия коллизионного процесса.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность Г.В. Ледневой, Т.Н. Палечек за помощь в проведении полевых исследований и конструктивное обсуждение материалов статьи. Авторы благодарят Н.А. Богданова за постоянный интерес к работе и ценные замечания, сделанные при прочтении первых вариантов статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 98-05-64525) и Национального Научного Фонда (США), проекты EAR 94-18990 (М.Т. Брэндон) и EAR 94-18989 (Дж.И. Гарвер) и OPP-9911410.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере позднемезозойской–кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья // Геотектоника. 1987. № 4. С. 102–114.
2. Алексеев Э.С., Кузнецова И.А., Лобунец С.С., Егоров И.А. Геологическая карта СССР. Ветвейская серия. Лист Р-58-XXIX. Масштаб 1 : 2000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1979.
3. Астраханцев О.В. Геология базит-гипербазитовых комплексов Олюторской зоны (Южная Корякия): Автoref. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН, 1996. 22 с.
4. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161–187.
5. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
6. Богданов Н.А., Кепежинская П.К. Неоднородность литосфера обрамления Командорской впадины // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 3–11.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
8. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
9. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения центральной части Корякского нагорья // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 58–80.
10. Девис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. Т. 1 – 31 с.; Т. 2 – 427 с.
11. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
12. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на приме-
- ре юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
14. Левашова Н.А., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.
15. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 // Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хайна, М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
17. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
18. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
19. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье): Автoref. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1997. 24 с.
20. Соловьев А.В. Структура северной части области сочленения Олюторской и Укэлятской зон (Корякское нагорье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 3. С. 23–31.
21. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро 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.
22. Соловьев А.В., Брэндон М.Т. Кинематика разрывных нарушений в слоистых толщах: метод анализа структур срезания слоистости // Геотектоника. 2000. № 4. С. 85–96.
23. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. № 1 (в печати).
24. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.В. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 88–96.
25. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 92–105.
26. Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Оценка скорости формирования Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Исследования литосферы. Материалы конференции. Москва, Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 36–38.
27. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненишайн Л.П. Палинспастические реконструкции

- Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
28. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
  29. Мильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов АД. Тектоника и история развития Корякской геосинклинальной системы // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 5–30.
  30. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
  31. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
  32. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
  33. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
  34. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Шербина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 841–851.
  35. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geological framework of the Bering Sea Crust / Scholl D.V., Grantz A., Vedder J.G. // Geology and resource potential of the continental margin of Western North America and adjacent ocean basins – Beaufort Sea to Baja California: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. 1987. V. 6. P. 73–102.
  36. Cowan D.S., Brandon M.T. A symmetry-based for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones // American Journal of Science. 1994. V. 294. P. 257–306.
  37. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geological Society of America. Special Paper. 1985. V. 206. 59 p.
  38. Garver J.I., Bullen M.E., Brandon M.T., Soloviev A.V., Ledneva G.V., Bogdanov N.A. Age and thermal history of the Ukelayet flysch and its bearing on the timing of collision of the Olutorsky terrane, Northern Kamchatka, Russian Far East // 6th International Zoneshain Conference, Moscow, Russia. Moscow: Geomar, 1998. P. 173–174.
  39. Garver J.I., Soloviev A.V., Bulen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.
  40. Geist E.L., Vallier T.L., Scholl D.W. Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia // Geol. Soc. of Am. Bull. 1994. V. 106. № 9. P. 1182–1194.
  41. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Ledneva G.V., Ivanova E.A., Vishnevskaya V.S. Allochthonous lithotectonic units of the NW Olutor terrane (NE Kamchatka) // Ophioliti. 1993. 18(2). P. 177–180.
  42. Logan J.M., Friedman M., Higgs N., Dengo C., Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones // Proceeding of Conference VIII on analysis of Actual Fault zones in Bedrock. U.S. Geological Survey. Open-file Report. 9–1239. 1979. P. 305–343.
  43. Mardia K.V. Statistics of directional data. London: Academic Press Ltd, 1972. 357 p.
  44. Ramsay J.G., Huber M.J. The Techniques of modern structural geology. Vol. 2: Fold and fractures. London: Academic Press, 1987. 700 p.
  45. 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.
  46. Suppe J. Principles of structural geology. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, Inc., 1985. 537 p.
  47. Twiss R.J., Gefell N.J. Curved slickenfiber: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite // Journal of Structural Geology. 1990. V. 12. P. 471–481.
  48. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering sea and the evolution of the tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // Geological Society of America Special paper. 1991. V. 257. 120 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов,  
Н.А. Богданов, М.Л. Конн

## Kinematics of the Vatyn-Lesnaya Thrust Fault (Southern Koryakia)

A. V. Solov'ev<sup>1</sup>, M. T. Brandon<sup>2</sup>, J. I. Garver<sup>3</sup>, and M. N. Shapiro<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Moscow 109180, Staromonetnyi per., 22

<sup>2</sup>Yale University, 210 Whitney Avenue, P.O. Box 208109, New Haven, US

<sup>3</sup>Union College, Schenectady NY, 12308-2311, US

<sup>4</sup>Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,  
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia

**Abstract**—The Vatyn-Lesnaya thrust fault, exposed in southern Koryakia and northern Kamchatka, is among the largest collisional sutures in northeast Asia. The thrust fault juxtaposes the terrane of a Pacific island-arc system against the deposits of the Eurasian continental margin. Thrusting terminated the arc-continent collision in the Middle Eocene. Based on a detailed structural analysis, the structure and kinematics of the suture zone were deduced and its evolution model was compiled. An attempt to discriminate structural features by age is presented. The origin of structural features is interpreted against the background of the region-scale of Late Mesozoic–Cenozoic geodynamics.