

**СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В ЗОНЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ФРАГМЕНТА
КОЛУМБИНСКОГО РАЗЛОМА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

А.В. Кудымов

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: alekandrudimov@rambler.ru

Поступила в редакцию 24 марта 2009 г.

Путем реконструкций полей напряжения, а также анализа распределения поясов ориентировок зеркал скольжения и дайковмещающих разломов установлена доминанта левостороннего сдвигового смещения по Колумбинскому разлому. Она была обусловлена региональным юго-восток-юг–северо-запад-северным сжатием. Магматиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса района рассмотрены как синхронные региональному смещению образования. Вслед за В.П. Уткиным, предполагается их рифтовая сдвигово-раздвиговая природа. На основе структурно-тектонического положения вулканитов и сопутствующих интрузивных образований, а также других общегеологических данных, в постаккреционной истории Колумбинского разлома и рассматриваемого района в целом выделено несколько этапов дислокаций. Установлено, что господствующие сдвиговые смещения по разлому и оперяющим его нарушениям в конце этапов сменялись взбросовыми и сбросовыми деформациями.

Ключевые слова: поля напряжения, левостороннее смещение, Колумбинский разлом, Северный Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Впервые на большую роль сдвигов в геологической истории Сихотэ-Алиня указал Б.А. Иванов [6]. Он показал, что главная разрывная структура региона – Центральный Сихотэ-Алинский разлом – является левосторонним сдвигом. Существенный вклад в изучение сдвиговой тектоники Сихотэ-Алиня внес также В.Н. Силантьев [21], обосновав левосдвиговое перемещение на 35–40 км по Меридиональному разлому. Большое значение сдвигам в тектоническом развитии Сихотэ-Алиня придавал И.И. Берсенеv [1]. В последующие годы В.П. Уткин, А.А. Врублевский и другие исследователи подтвердили большое значение сдвигов в геодинамике Сихотэ-Алиня [2, 4, 25–27]. В.П. Уткин отводил сдвигам решающую роль в пространственном размещении магматитов, рудных районов, узлов и месторождений. Кроме этого, он связывает со сдвиговыми дислокациями происхождение главной складчатости Сихотэ-Алиня.

Комплекс работ по изучению сдвигов был проведен в Комсомольском рудном районе [22, 24, 27], а

также в Среднеамурском бассейне по береговым обнажениям р. Амур [8]. На востоке Северного Сихотэ-Алиня сдвиговые деформации практически не изучались. Таким образом, в качестве первой задачи представленные в данной работе результаты исследований призваны в какой-то мере восполнить этот пробел и показать, что в истории Северного Сихотэ-Алиня сдвиговые дислокации играют также немаловажную роль.

Пока еще недостаточно изучены с точки зрения механизма деформаций. Известно, что сдвиги могли формироваться в условиях сложного напряженного состояния как при сжатии, так и при растяжении [28]. Точное знание механизма образования нарушений позволяет прогнозировать связанные с ними современные геологические процессы, в частности, сейсмичность. Из вышеизложенного вытекает вторая важная задача исследований – расшифровка механизма деформаций, приведшего к образованию разрывов.

Решению обеих задач посвящены наши исследования, проводившиеся во второй половине 90-х го-

дов в Буга-Коппинском районе в ходе геолого-съёмочных работ масштаба 1: 50 000. В настоящем сообщении приводятся их результаты. Изученные постагрегационные дислокации определили доминирующий характер региональной разрывной структуры северо-восточного простирания. Она выделена и прослежена нами с территории Приморского края как северо-восточное продолжение Колумбинского разлома или Восточной сдвиговой зоны, по В.П. Уткину [26]. Поскольку Колумбинский разлом под таким названием показан на всех геологических картах Приморья, это же название принято нами и для северо-восточного продолжения этой региональной разрывной структуры.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Постагрегационные дислокации вдоль Колумбинского разлома изучались, прежде всего, с помощью реконструкции и анализа полей напряжений. В его основе лежат известные из механики взаимоотношения между тектоническими напряжениями, разрывами и направлениями перемещений по ним [3]. В междуречье Коппи–Аджалами на двадцати участках разновозрастных образований, расположенных в различных тектонических и литологических условиях, локальные поля напряжения восстанавливались с помощью замеров ориентировок трещиноватости, тектонических зеркал и штрихов скольжений с определенной кинематикой смещения по методикам В.Д. Парфенова [16] и П.Н. Николаева [11–14]. Кроме этого, для восстановления полей напряжения использовалось пространственное положение даек.

Кроме реконструкции полей напряжения, для оценки кинематических характеристик разлома использовался метод поясов распределения зеркал скольжения [5].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Развитые в междуречье Коппи–Аджалами (рис. 1) осадочные отложения сопоставлены в процессе геолого-съёмочных работ В.А. Дымовичем с соавторами в 1998 г. с аналогичными образованиями смежных районов Приморского края. Выделяется готерив-барремская приманкинская, аптская каталевская, альбские дивнинская и светловоднинская свиты, которые с размывом перекрываются вулканогенно-осадочной толщей альб-сеноманского возраста. Докампанские осадки перекрыты и прорваны поздне меловыми–палеогеновыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса [2] (рис. 1, 2), а также континентальными рифтогенными неоген-четвертичными базальтоидами.

Складчатость района весьма напряженная. Складки в основном линейные, с крутыми крыльями и прослеживаются в северо-восточном направлении. Некоторые исследователи [26] происхождение отмеченной складчатости связывают с левосторонними сдвигами. Главным аргументом такого вывода считается косая ориентировка (приблизительно в 45°) осей складок к сдвигам. Однако более предпочтительной представляется другая точка зрения. В результате изучения геометрии складок, статистического анализа деформаций устанавливается многоэтапная складчато-надвиговая структура района [7, 8]. Ее формирование предполагается в геодинамической обстановке поперечного сжатия. Левосторонние сдвиговые дислокации, широко проявленные на Дальнем Востоке, имеют наложенный характер. Отмеченные деформации, изученные в зоне динамического влияния Колумбинского разлома, и составляют предмет нашего рассмотрения.

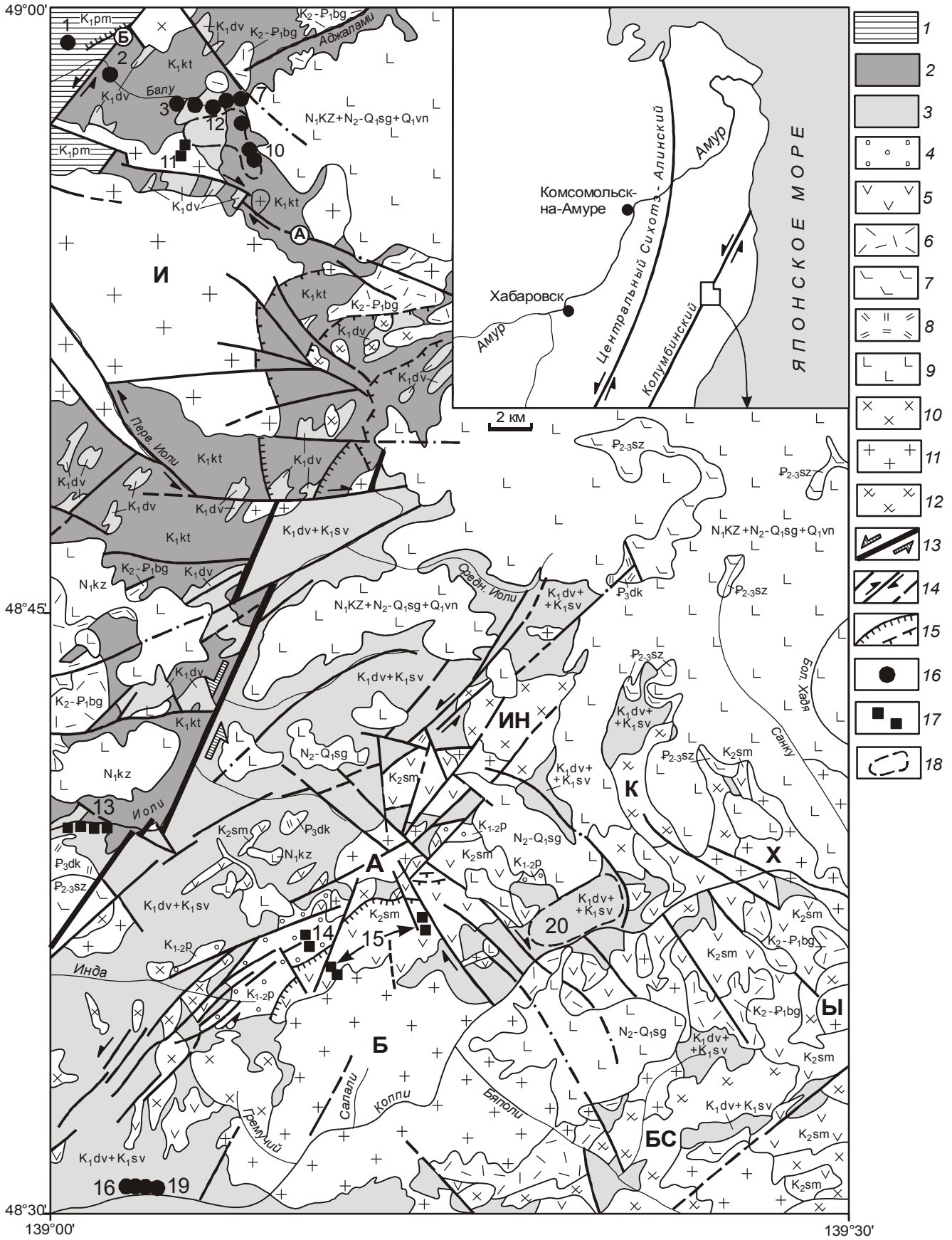
КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛУМБИНСКОГО РАЗЛОМА

Колумбинский разлом, представленный зоной мощностью до 4.0 км субпараллельных разрывов, прослеживается от бассейна верхнего течения р. Джауса до приустьевой части р. Иоли (рис. 1) и далее, в пределах изученной территории, контролируется прямолинейным отрезком долины р. Иоли. В геофизических полях он выделяется субмеридиональной гравитационной ступенью, разделяющей региональные Центрально-Сихотэ-Алинский минимум и Восточно-Сихотэ-Алинский максимум поля силы тяжести, а также резким подъемом поверхности Мохоровичича и сокращением мощности гранитно-метаморфического слоя, по данным ГСЗ (Дымович В.А. и др., 1998 г.).

На значительную глубину заложения описываемой зоны разлома указывает приуроченность массивов габбро, габбродiorитов, кварцевых диоритов и кварцевых монцодиоритов баппинского комплекса к оперяющим его северо-восточным разрывам. К зоне разлома тяготеют также интрузии гранитоидов июлийского комплекса.

РАСШИФРОВКА КИНЕМАТИКИ РАЗЛОМА

Для расшифровки постагрегационной кинематики описываемого разлома, как отмечалось выше, реконструировались и анализировались поля напряжения, а также применялся анализ распределения поясов зеркал скольжения. Предполагается,



Отдел	Возраст млн л.	Ярус	Г е о л о г и ч е с к и е ф о р м а ц и и						
			В у л к а н о г е н н ы е		И н т р у з и в н ы е				
Голоцен			А н д е з и б а з а л ь т - б а з а л ь т о в а я						
Плейстоцен (Q)	0.01			Субщелочные оливиновые базальты и лейкобазальты, трахибазальты, гавайиты, базаниты, муджириты, шлаки субщелочных оливиновых базальтов и базанитов (ванинская толща; Q ₁ vp), мощность 50–250 м	комагматические субвулканические образования				
Плиоцен (N ₂)	1.6			Базальты, лейкобазальты, андезитобазальты, редко лавобрекчи базальтов, супеси с щебнем, суглинки, линзы гравелитов и аргиллитов (совгаванская свита; N ₂ - Q ₁ sg), мощность 100–330 м	комагматические субвулканические образования				
Миоцен (N ₁)	7			Андезитобазальты, базальты, долериты, оливиновые базальты, редко лавобрекчи базальтов, алевроиты, пески с гальками, глины (кизинская свита; N ₁ kz), мощность более 300 м	комагматические субвулканические образования				
		26			Р и о л и т - р и о д а ц и т о в а я				
Олигоцен (P ₃)	26	Хаттский		Риодациты, туфы дацитов, риодацитов и трахириодацитов; реже риолиты, дациты, туфы риолитов; иногда тефроиды дацитов и риодацитов, туфоалевролиты (де-кастринская свита; P ₃ dk ?), мощность 50 - 120 м	комагматические субвулканические образования	× × × × × × × × × × × × × × ×			
		Рюпельский					А н д е з и т - а н д е з и б а з а л ь т о в а я		
Эоцен (P ₂)	38	Приабонский		Андезитобазальты, андезиты, трахиандезиты пироксеновые, редко лавобрекчи и туфы андезитобазальтов (сизиманская толща; P ₂₋₃ sz ?), мощность 100–150 м	комагматические субвулканические образования	× × × × × × × × × × × × × × ×			
		Лютетский					Д а ц и т - р и о л и т о в а я		
		Ипрский							
Палеоцен (P ₁)	54	Танетский		Игнимбриды и туфы риодацитов, дацитов, риолитов; риодациты, дациты, редко риолиты, туффиты, туфопесчаники (богопольская свита; K ₂ -P ₁ bg), мощность 150–350 м	комагматические субвулканические образования	+ + + + + + + + + + + +			
		Момский					А н д е з и т о в а я		
Поздний мел (K ₂)	66	Датский		Андезиты, туфы и лавобрекчи андезитов, реже андезитобазальты, базальты, иногда лавобрекчи дацитов (самаргинская свита; K ₂ sm), мощность 250–690 м	комагматические субвулканические образования	× × × × × × × × × × × × × × ×			
		Маастрихтский					Г а б б р о - м о н ц о д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я , п р и б р е ж н ы й к о м п л е к с		
	74	Кампанский	Г а б б р о - д и о р и т - г р а н о д и о р и т о в а я , б а п п и н с к и й к о м п л е к с						

Рис. 2. Магматические формации междуречья Коппи–Аджалами (Дымович В.А. и др., 1998 г.).

Рис. 1. Геолого-структурная карта междуречья Коппи–Аджалами.

1–3 – готерив-альбские турбидиты: 1 – готерив-барремские (приманкинская свита, K₁pm), 2 – аптские (каталевская свита, K₁kt); 3 – альбские (дивнинская, K₁dv, и светловоднинская, K₁sv, свиты); 4 – альб-сеноманская песчаниковая толща, K₁₋₂p; 5–8 – поздний мел–палеогеновые вулканогенные формации: 5 – кампан-маастрихтская андезитовая (самаргинская свита, K₂sm), 6 – маастрихт-датская дацит-риолитовая (богопольская свита, K₂-P₁bg), 7 – эоцен-олигоценная андезит-андезитобазальтовая (сизиманская толща, P₂₋₃sz), 8 – олигоценная риолит-риодацитовая (де-кастринская свита, P₃dk); 9 – континентальные неоген-четвертичные вулканиты андезитобазальт-базальтовой формации (кизинская, N₁kz, совгаванская, N₂-Q₁sg, свиты и ванинская толща, Q₁vp); 10–12 – поздний мел–палеогеновые интрузивные комплексы (формации): 10 – кампан-маастрихтский баппинский габбро-диорит-гранодиоритовый, 11 – маастрихт-датский иолийский лейкогранитовый, 12 – эоцен-олигоценный прибрежный габбро-монцодиорит-гранитовый. Буквами обозначены наиболее крупные массивы, имеющие собственные названия: И – Иолийский, А – Адинский, Б – Бяполинский, К – Комку, Х – Ходяйский, Ы – Ыйский, БС – Бунича-Сытылийский, ИН – Инский. 13 – Колумбинский разлом с указанием направлений смещения; 14–15 – прочие дизъюнктивы: 14 – крутые (со стрелками – сдвиги; А – Аджаламинский, Б – Баппинский), 15 – наклонные (взбросы-надвиги или сбросы). Разрывные нарушения, показанные пунктиром, – предполагаемые; пунктиром с точкой – скрытые под вышележащими образованиями; 16–18 – пункты наблюдения, участки и их номера, где проведены реконструкции локальных полей напряжений: 16 – по замерам зеркал и борозд скольжений, 17 – по замерам трещин скалывания, 18 – анализом пространственного положения даек.

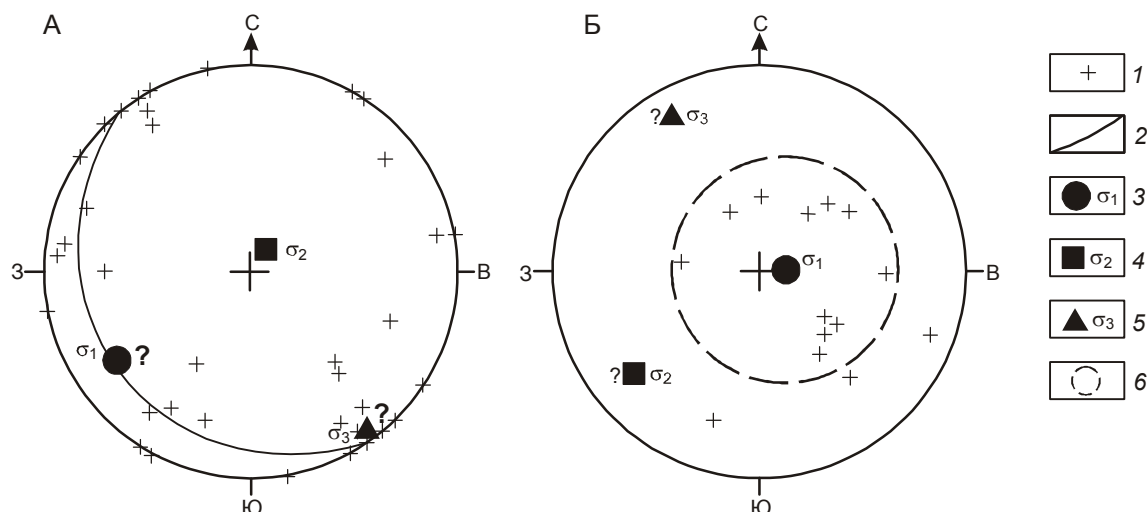


Рис. 3. Реконструкция осей поля напряжения по пространственному положению позднемеловых даек андезитов на левобережье р. Коппи, между устьями ручьев Силанку и Комку (участок 20 на рис. 1) (А) и – даек субщелочных лейкогранит-порфиров иолийского комплекса в бассейне рек Аджалами и Бапу. (Участок 12 на рис. 1) (Б) (стереографические проекции на нижнюю полусферу).

1 – полюса даек, 2 – пояс распределения полюсов даек; 3–5 – ориентировки осей поля напряжения: 3 – растяжения, 4 – промежуточной, 5 – сжатия, 6 – круг, максимально ооконтуривающий полюса даек.

кроме этого, генетическая связь Колумбинского разлома с проявлением магматизма. Анализом пространственного положения тел магматитов устанавливается их рифтовая сдвигово-раздвиговая природа [9, 10, 20, 27]. То есть, постааккреционные подвижки по разлому маркируются синхронным магматизмом. Конкретные смещения фиксируют в истории района образования определенного типа магматизма и соответственно определенные тектонические этапы. Изученные магматиты широкого возрастного диапазона на исследованной территории дают возможность выделить четыре основных тектонических этапа: кампан-маастрихтский, маастрихт-палеоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-раннечетвертичный (рис. 1, 2). Полями напряжения в разной степени удалось охарактеризовать первые три этапа.

Кампан-маастрихтскому этапу, согласно ориентировкам даек андезитов кампан-маастрихтского возраста в бассейне р. Коппи (рис. 1), свойственно поле напряжения сдвигового типа [29] (рис. 3 А: крутое положение промежуточной оси и пологие оси сжатия и растяжения). Дайки, использующиеся для реконструкции поля напряжения из-за их прямолинейности, малой мощности и разноориентированности, рассматривались как обычные трещины скола. Ось пояса большого круга полюсов даек отвечает положению промежуточной оси (σ_2). В период существования этого поля напряжения в кампан-маастрихтское время в междуречье Коппи–Иоли образова-

лись дизъюнктивные структуры, которые и контролировались дайками.

Маастрихт-палеоценовый этап геологического развития региона характеризуется лишь полем напряжения в палеоценовое время. Для этого использовалось пространственное положение палеоценовых даек субщелочных лейкогранит-порфиров заключительной фазы иолийского комплекса на севере изученной площади, в бассейне р. Аджалами (рис. 1). В этом случае полученное поле напряжений относится к взбросовому типу [17–19, 29] и характеризуется крутой ориентировкой оси растяжения и пологой – оси сжатия (рис. 3 Б). В связи с этим разрывные нарушения, закартированные там, в раннем палеоцене имели черты взбросов и надвигов.

Эоцен-олигоценый этап наиболее полно охарактеризован полями напряжения. Реконструированные локальные поля напряжений укладываются в три типа: сдвиговые (крутые положения средних осей [17–19, 29]), взбросовые и сбросовые (пологие ориентировки промежуточных осей). Отмеченные локальные поля напряжения восстановлены на основе ориентировок трещин, а также тектонических зеркал и штрихов скольжений (рис. 4, 5). По пересекающимся штрихам на зеркалах скольжения в бассейне верхнего течения р. Аджалами и в бассейне среднего течения р. Коппи установлено, что в пределах этапа сдвиговый тип поля напряжения является наиболее ранним. Нижняя возрастная граница – эоцен – опи-

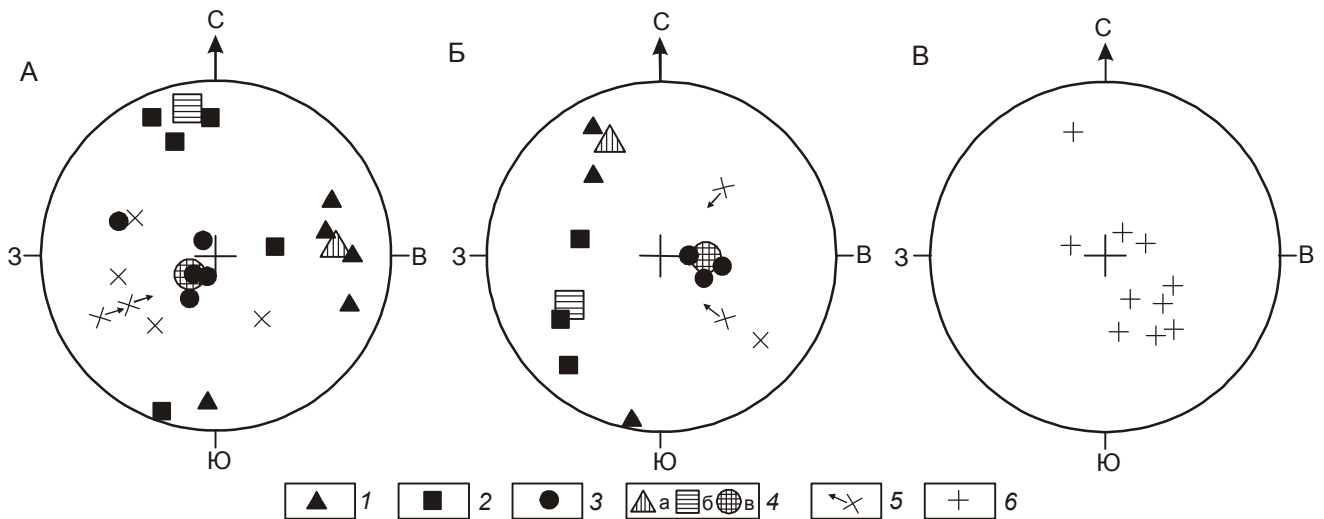


Рис. 4. Диаграммы ориентировок осей локальных полей напряжения (А, Б) и полюсов кварцевых прожилков (В) в готерив-барремских отложениях приманкинской свиты и в аптских образованиях каталевской свиты (стереографические проекции на нижнюю полусферу).

А – левобережье руч. Бапу, в 0.75 км выше устья руч. Открытый (точка 1 на рис. 1); Б – правобережье руч. Бапу, в 0.5 км ниже устья руч. Чистый (точка 2 на рис. 1).

1–3 – ориентировки квазиглавных осей напряжений: 1 – сжатия (σ^1_3), 2 – промежуточной (σ^1_2), 3 – растяжения (σ^1_1); 4 – ориентировки среднестатистических осей напряжений сжатия (а), промежуточной (б) и растяжения (в); 5 – ориентировки тектонических штрихов скольжения и направление смещения висячего крыла скола; 6 – полюса кварцевых прожилков в береговых обнажениях руч. Бапу (между точками 1 и 2 на рис.1).

сываемого этапа и собственно сдвиговых полей напряжения оценивается следующим образом. После завершения в палеоцене вулканизма дацит-риолитовой формации и интрузивного магматизма иолийского комплекса предыдущего, описанного выше этапа (маастрихт-палеоценового), устанавливается режим затишья (рис. 2). С возобновлением в эоцене вулканизма андезит-андезибазальтовой формации и интрузивного магматизма габбро-монцодиорит-гранодиоритовой формации прибрежного комплекса связывается формирование зеркал скольжения, послуживших основой для реконструкции полей напряжения сдвигового типа.

Для локальных полей напряжений описываемого типа методом В.Д. Парфенова [16] восстановлено поле напряжения регионального уровня (рис. 6). Оно характеризовалось субвертикальной ориентировкой промежуточной оси и пологими осями: сжатия юго-восток-юг-северо-запад-северной и растяжения юго-запад-запад-северо-восток-восточной направлений.

Таким образом, для главного Колумбинского разлома основное смещение расшифровывается как левосдвиговое.

Левосдвиговую кинематику Колумбинского разлома данного периода на юге изученной территории подтверждает и анализ поясов распределения

зеркал скольжения по методу В.Н. Даниловича [5]. Так, в альбских осадочных породах береговых обнажений р. Коппи, выше устья руч. Гремучий, установлены два пояса распределения зеркал скольжения. Они отражают разновременные движения по разным сместителям вдоль описываемого разлома (рис. 7 А). Согласно наиболее значимому первому поясу распределения зеркал скольжения, сдвиговые смещения вдоль Колумбинского разлома осуществлялись по крутому сместителю (под углом 70° ; рис. 7 А). Второй пояс распределения зеркал скольжения менее четкий и формировался в результате смещения также вдоль Колумбинского разлома, но по более пологому (под углом 47°) сместителю (рис. 7 А), наклоненному в северо-западном направлении. Движение по нему было также горизонтальным и сдвиговым.

Для северной части изученной площади (береговые обнажения руч. Бапу и р. Аджалами) анализ поясов распределений зеркал скольжений свидетельствует о том, что преобладающее их количество (пологопадающий на северо-восток пояс) своим происхождением обязано движению не вдоль главного Колумбинского разлома, а вдоль второстепенного Аджаламинского разрыва. Он имеет запад-северо-западное направление и параллелен северному контакту Иолийского плутона (рис. 1, 8 А). Плоскость его

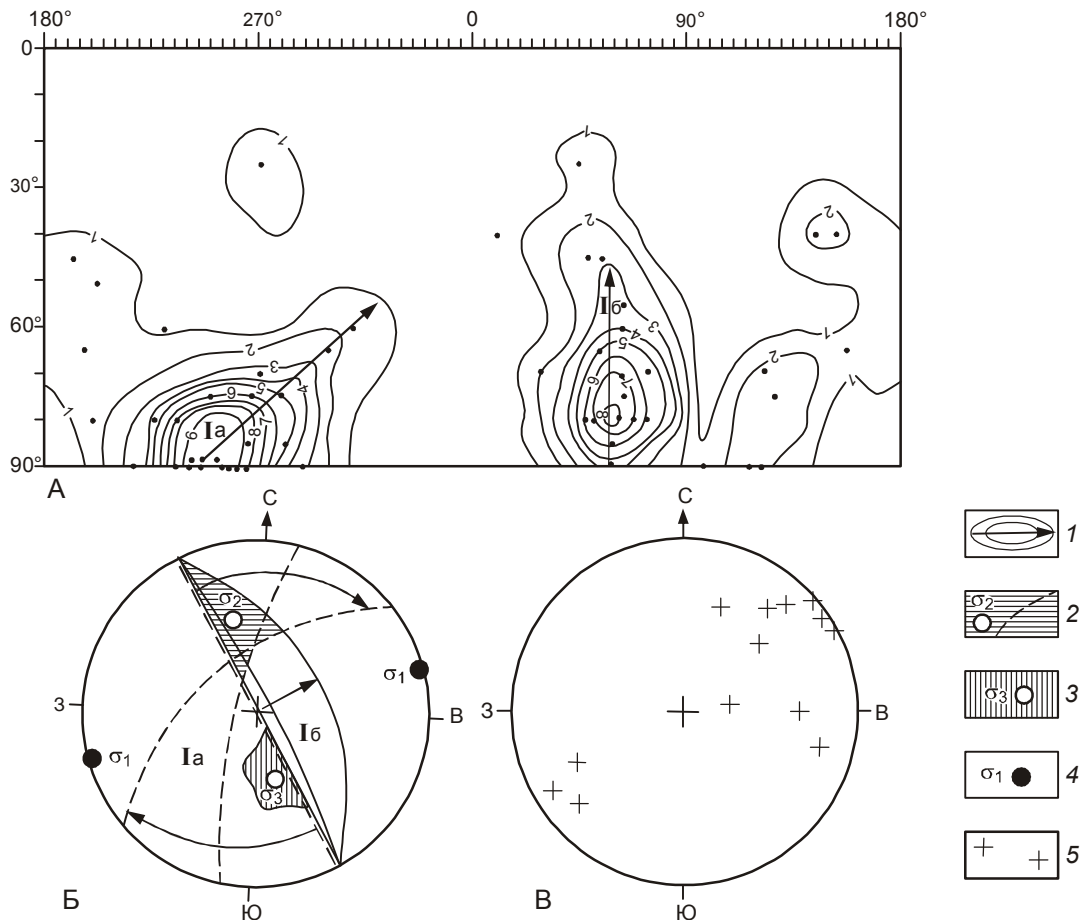


Рис. 5. Реконструкция локального поля напряжения, по Н.П. Николаеву [13], в вулканитах самаргинской свиты в бассейнах верхних течений руч. Салали и Силанку (участок 15 на рис. 1).

А – диаграмма-матрица ориентировок трещин скалывания; Б – диаграмма ориентировок осей локального поля напряжения; В – диаграмма полюсов эпидотовых, эпидот-кварцевых прожилков. Стереографические проекции на нижнюю полу-сферу.

I – изолинии трещиноватости (в %) и направление (стрелочка) разброса трещиноватости, 2 – системы плоскостей, отражающих максимумы трещиноватости, направление разброса и выход промежуточной оси (σ_2), 3–4 – ориентировки других осей: 3 – сжатия (σ_3), 4 – растяжения (σ_1); 5 – полюса прожилков.

сместителя круто (80°) падает в юг–юго-западном направлении, а вектор движения ориентирован на восток–юго-восток. Другая часть зеркал скольжения (пояс, погружающийся на запад) отражает смещение вдоль другого второстепенного разрыва – северо-восточного Баппинского, разграничивающего готерив-барремские и аптские отложения (рис. 1). Плоскость сместителя последнего круто (65°) падает в восток–юго-восточном направлении, а вектор движения полого (13°) погружается на юго-запад. С установленными направлениями векторов движения Аджаламинского и Баппинского разрывов хорошо согласуются ориентировки тектонических штрихов (рис. 8 Б). С учетом зеркал скольжения для Аджаламинского нарушения принимается кинематика правый взбросо-сдвиг, а для Баппинского – левый взбросо-сдвиг.

Локальные поля напряжения последующего периода описываемого этапа характеризуются, как было отмечено ранее, пологими ориентировками промежуточной оси. В условиях данных полей напряжения меняют кинематику и разрывы. Так, согласно этим частным полям напряжений, реконструированным для альбских отложений береговых обнажений р. Коппи (точки 16 и 17 на рис. 1), северо-восточные разрывные нарушения являются взбросами с незначительной левосдвиговой составляющей, а дизъюнктивы северо-западных направлений – сбросами с правосдвиговой компонентой. По полю напряжения, реконструированного в альб-сеноманских вулканогенно-осадочных отложениях и в вулканитах самаргинской свиты, в верховьях руч. Салали и руч. Силанку (участки 14 и 15 на рис. 1) установ-

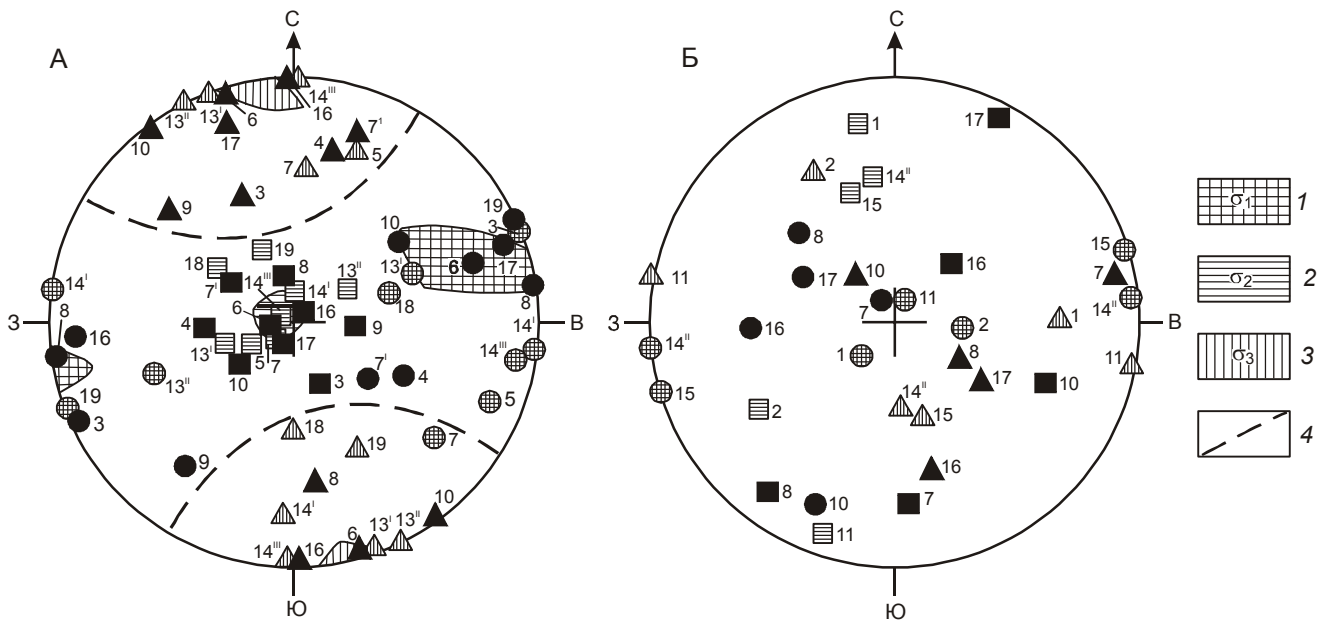


Рис. 6. Сводные диаграммы осей тектонических полей напряжений локального и регионального уровней, раннего (А) и последующего (Б) этапов деформаций междуречья Копи–Аджалами, реконструированные с помощью ориентировок трещиноватости, тектонических зеркал и штрихов скольжения (стереографические проекции на нижнюю полусферу).

1–3 – области ориентировок осей напряжений регионального поля: 1 – растяжения (σ_1), 2 – промежуточной (σ_2), 3 – сжатия (σ_3); 4 – след конической поверхности, ограничивающей возможные выходы осей сжатия локальных полей, по А.Н. Осокиной [15]. Остальные условные обозначения на рис. 5. Цифры у фигур осей напряжения соответствуют номерам пунктов и участков, приведенных на рис. 1, где были проведены реконструкции локальных полей напряжений. Цифры со степенью – в этом случае в пункте или на участке восстановлено более двух разных локальных полей напряжений.

ливаются сбросы, причем для север-северо-восточных разрывов с левосдвиговой компонентой, а для северо-западных – с незначительной правосдвиговой составляющей.

На севере района реконструкции (бассейн руч. Бапу) в условиях этого поля напряжения сдвиговое смещение по северо-восточному Баппинскому нарушению трансформируется во взбросовое движение, о чем свидетельствуют локальные взбросовые поля напряжений, реконструированные в точках 1 и 2 (рис. 1). Правосдвиговое смещение по Аджаламинскому нарушению также сменяется взбросом с левосдвиговой компонентой (взбросовое поле напряжений на участке 11; рис. 1). К югу от Аджаламинского нарушения в результате этого смещения произошло общее поднятие водораздельной области (Первая Йоли-Бапу) (рис. 1). К северу – происходило опускание, которое выразилось в образовании сбросов (сбросовое поле напряжений в точках 8 и 10, рис. 1).

Для оценки возраста локальных полей напряжения с пологими ориентировками промежуточной оси, т.е. завершающего периода описываемого этапа,

отметим прежде всего то, что трещины, которые послужили основой реконструкции этих полей напряжения развиты в маастрихт-датских вулканитах самаргинской свиты и в лейкогранитах иолийского комплекса. Кроме этого, крутым реконструированным квазиглавным осям растяжения в верховьях руч. Бапу (точки 1 и 2 на рис. 1) соответствуют крутые ориентировки полюсов наблюдавшихся там кварцевых прожилков (рис. 4), а в вулканитах самаргинской свиты в бассейнах верхних течений Салали и Силанку (участок 15 на рис. 1) горизонтальной юго-западно-северо-восточной оси растяжения в целом соответствуют ориентировки полюсов эпидот-кварцевых прожилков (рис. 5). Поскольку отмеченные поля напряжения взбросового и сбросового типов, реконструированные в разных местах, маркируются однотипными прожилками, мы полагаем, что они синхронны. Прожилки являются продуктом гидротермальных растворов интрузивных образований предположительно габбро-монцодиорит-гранодиоритовой формации эоцен-олигоценового прибрежного комплекса. Учитывая вышеизложенное, а также тот факт, что локальные поля с пологими ориентировками промежуточной оси завершают описанный этап,

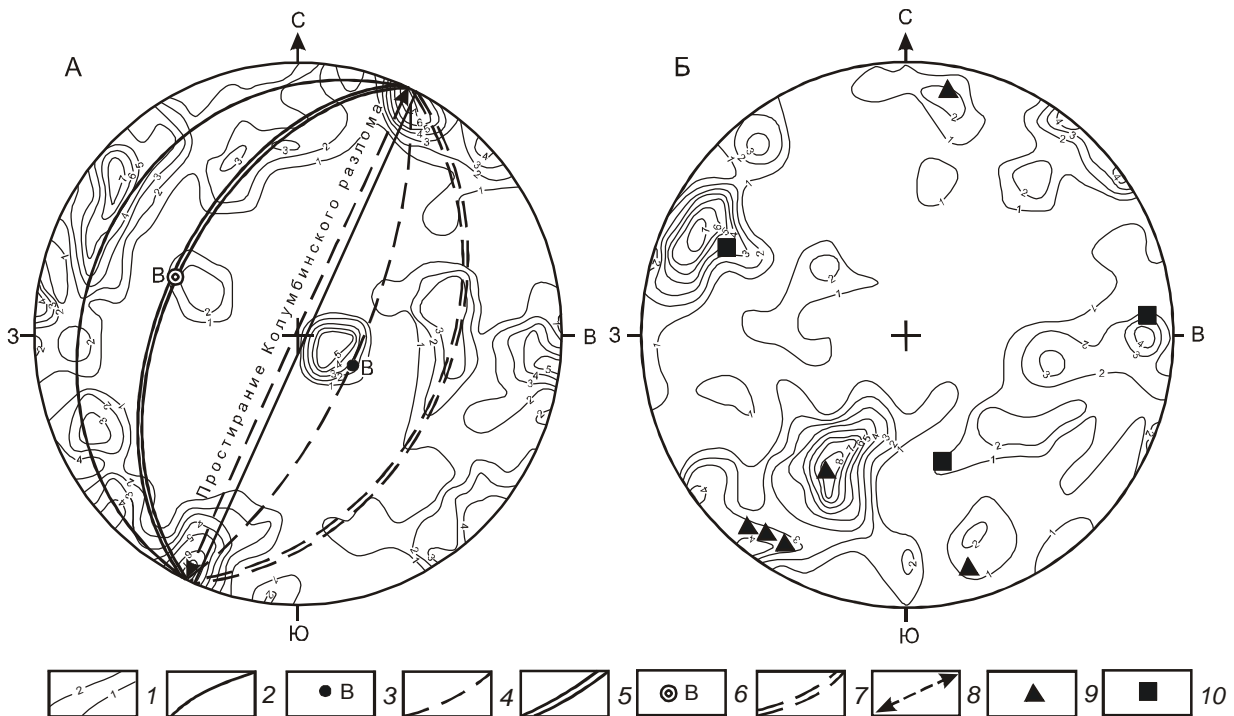


Рис. 7. Изолинии равных концентраций полюсов зеркал (А, 128 замеров) и штрихов скольжений (Б, 122 замера) в альбских отложениях береговых обнажений р. Коппи выше устья руч. Гремучий (стереографические проекции на нижнюю полусферу).

1 – изолинии концентраций, в %; 2 – первый пояс зеркал скольжения; 3 – проекция оси первого пояса; 4 – проекция плоскости сместителя первого пояса; 5 – второй пояс зеркал скольжения; 6 – проекция оси второго пояса; 7 – проекция плоскости сместителя второго пояса; 8 – ориентировка движения по обоим сместителям; 9–10 – ориентировки штрихов скольжения с определенными кинематиками: 9 – взбросо-левосдвиговой, 10 – взбросо-правосдвиговой.

возраст нового реконструированного поля напряжения принимается как поздний олигоцен.

Миоцен-раннечетвертичный этап геологического развития района полями напряжения не охарактеризован.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

На основе структурно-тектонического положения вулканитов и сопутствующих им интрузивных образований, а также реконструированных полей напряжений, в постаккреционной истории района (междуречье Коппи–Аджалами) выделено четыре основных этапа: кампан-маастрихтский, маастрихт-палеоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-раннечетвертичный.

В *кампан-маастрихтский этап* в условиях сдвигового поля напряжений (рис. 3 А) формировались дизъюнктивные структуры, которые контролировали дайки и дайкообразные тела среднего состава. Разрывы служили, вероятно, подводными каналами для образования полей вулканитов и туфов андезитовой формации (самаргинская свита; рис. 1, 2). Синхронно с образованием андезитовой формации

внедрялись интрузии габбродиорит-гранодиоритовой формации (баппинский комплекс) (рис. 1, 2). Стратиграфический перерыв между вулканитами самаргинской и богопольской свит свидетельствует о наступлении некоторой тектонической стабилизации района в позднемаастрихтское время.

В *маастрихт-палеоценовое время* синхронно левосторонним смещениям вдоль Колумбинского разлома формировались вулканиты дацит-риолитовой формации (богопольская свита) и внедрялись субвулканические тела и дайки риодацитов, риолитов и дацитов, а также образовывалось основное количество гипабиссальных интрузивов лейкогранитовой формации июлийского комплекса (рис. 1, 2).

Пространственное положение интрузивов комплекса указывает на сдвиго-раздвиговые условия их формирования. Так, Июлийский плутон, расположенный на простирании Колумбинского разлома, в плане имеет широтное удлинение. Судя по гравиметрическим данным, массив имеет значительную (до 8.0 км) вертикальную протяженность (Дымович В.А. и др., 1998) и приближается к батолитоподобной форме.

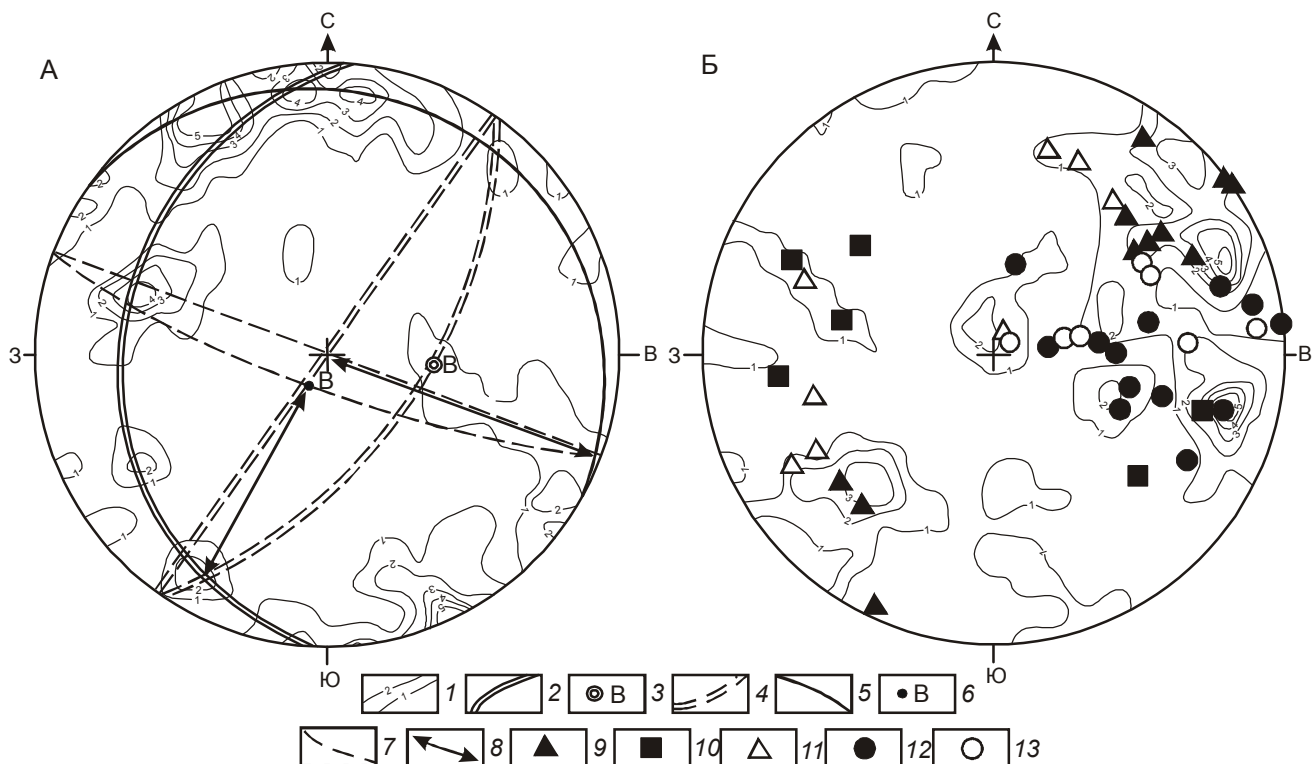


Рис. 8. Изолинии равных концентраций полюсов зеркал (А, 140 замеров) и штрихов скольжений (Б, 150 замеров) в аптских отложениях береговых обнажений рек Бапу и Аджалами (стереографические проекции на нижнюю полусферу).

1 – изолинии концентраций, в %; 2–4 – элементы Баппинского разрыва (рис. 1): 2 – пояс зеркал скольжения, 3 – проекция оси пояса, 4 – проекция плоскости сместителя; 5–7 – элементы Аджаламинского разрыва (рис. 1): 5 – пояс зеркал скольжения, 6 – проекция оси пояса, 7 – проекция плоскости сместителя; 8 – ориентировки движения; 9–11 – ориентировки штрихов скольжения с установленными направлениями смещения: 9 – взбросо-левосдвиговой, левосдвиговой, 10 – взбросо-правосдвиговой, 11 – взбросовой; 12 – ориентировки удлинений будин; 13 – ориентировки шарниров складок.

Широтное удлинение массива обусловлено, вероятно, разрывной структурой разуплотнения (растяжения), сформировавшейся синхронно левому сдвиганию вдоль разлома.

Бяполинский интрузивный массив иолийского комплекса, на юго-восточном крыле Колумбинского разлома, внедрялся в несколько иной тектонической обстановке. Особенности геодинамической обстановки его внедрения можно понять из анализа его пространственного положения (рис. 1). Особенно важно его расположение в центре треугольного тектонического блока. Блок ориентирован вершиной на север. Для северо-западного ограничения тектонического блока установлена взбросо-левосдвиговая кинематика, для северо-восточного – взбросо-правосдвиговая. В северной части блока на водоразделе Инда–Салали изучен надвиг кампан-маастрихтских вулканитов самаргинской свиты на альб-сеноманские отложения песчаниковой толщи, с наклоном сместителя на юг–юго-восток (Дымович В.А. и др.,

1998). Таким образом, устанавливается с юга на север смещение и выведение по пологой траектории на дневную поверхность масс средней части отмеченного тектонического треугольника. Лакколитообразная форма массива (Дымович В.А. и др., 1998), расположенного в центре вышеотмеченного тектонического “треугольника”, свидетельствует о том, что образование его связано с заложением субгоризонтальной зоны разуплотнения. Горизонтальные ориентировки сжимающих напряжений квадранта сжатия тектонического треугольника в его северной вершине трансформируются в субвертикальное растяжение. Таким образом, формируется субгоризонтальная зона растяжения и создаются благоприятные условия для внедрения Бяполинского массива. После внедрения лейкогранитов Бяполинского массива на северо-западном крыле Колумбинского разлома в геодинамической обстановке взбросового поля напряжения (восстановленного анализом пространственного положения даек в бассейне р. Аджалами, рис. 1, 2, 3 А)

внедрились дайки и дайкообразные интрузии субщелочных лейкогранит-порфиров, лейкогранитов и аплитов завершающей фазы иолийского комплекса (Дымович В.А. и др., 1998).

В *эоцен-олигоценый* этап возобновляются левосторонние смещения вдоль Колумбинского разлома. Они обусловили активизацию старых и образование новых оперяющих разлом разрывных нарушений. Этап характеризовался региональным полем напряжения сдвигового типа, реконструированным с помощью тектонической трещиноватости, а также зеркал и штрихов скольжения (рис. 1, 6 А). В этот этап “оживает” отмеченный выше треугольный тектонический блок. В результате этого Бяполинский массив с юга на север выводится на дневную поверхность. А на левобережье р. Бяполи, в районе устья руч. Сытыли (южнее массива) лейкограниты и субщелочные гранит-порфиры четвертой и пятой фаз прибрежного комплекса (рис. 1; Дымович В.А. и др., 1998) контролируют тыловую восток-северо-восточную зону растяжения. В конце олигоцена сдвиговое поле напряжения сменяется синхронными полями напряжения сбросового и взбросового типов. Так, на водоразделе Инда–Салали и в верховье руч. Салали и руч. Силанку (точки 14 и 15 на рис. 1) они тяготеют к сбросовому типу, а в береговых обнажениях р. Коппи (точки 16 и 17 на рис. 1) – к взбросовому типу.

Севернее (реконструкции в междуречье Иоли–Аджалами) в *эоцен-олигоценый* этап осуществлялось смещение с юго-востока – востока на северо-запад – запад блока Иолийского массива и выведение его на дневную поверхность. С восточного торца массива в обстановке сброса внедрились малые интрузии субщелочных гранитов прибрежного комплекса (рис. 1). В конце олигоцена севернее Иолийского плутона устанавливались геодинамические условия взбросового типа (точки 2, 7, 11 на рис. 1). Баппинский разрыв в этих условиях приобретал черты взброса. Восточнее (точки 8, 10 на рис. 1) реконструированы синхронные сбросовые локальные поля напряжения.

На *миоцен-раннечетвертичном* этапе опять устанавливается сдвиговое поле напряжения и опять возобновляется левостороннее смещение по главному Колумбинскому разлому. Синхронно смещению формируются базальтоиды кизинской, совгаванской свит и ванинской толщи. Для примера можно прокомментировать одну из возможных геодинамических обстановок формирования отмеченных базальтоидов. К востоку от разлома (междуречье Коппи–Сред. Иоли), в секторе растяжения между оперяющими Колумбинский разлом нарушениями – северо-

восточным левым сдвигом и северо-западной правосторонней сдвиговой зоной (рис. 1) – дуговые сбросо-раздвиговые структуры контролировали ареалы распространения базальтов.

В заключение этапа левостороннее смещение по разлому прекращается, и в дальнейшем разлом рассекается последующими разрывами (рис. 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для главной разрывной структуры района установлено наиболее значимое левостороннее смещение. Причем оно было обусловлено региональным юго-восток-юг – северо-запад-северным сжатием.

Структурно-тектоническое положение вулканитов и сопутствующих интрузивных образований Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса предполагает их рифтовую сдвигово-раздвиговую природу, т.е. магматиты рассматриваются как синхронные региональному смещению образования. Широкий возрастной диапазон магматитов на исследованной территории дает возможность выделить четыре тектонических этапа: кампан-маастрихтский, маастрихт-палеоэоценовый, эоцен-олигоценый и миоцен-раннечетвертичный. Причем на примере некоторых этапов установлено, что господствующее сдвиговое поле напряжения сменялось в конце этапов синхронными взбросовыми и сбросовыми полями.

Предпринята попытка увязать полученные материалы по кинематическим характеристикам Колумбинского разлома с геодинамикой магматизма района. Она может быть полезной при создании модели возникновения и развития Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и континентального базальтоидного магматизма.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО (12-1-0-ОНЗ-07). Автор благодарен за ценные замечания и советы В.А. Дымовичу, А.В. Прокопьеву, П.Л. Неволину, Г.Л. Кириловой, а также О.М. Меньшиковой за оформление рисунков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенева И.И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1964. Т. 158. № 4. С. 846–849.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 536 с.
4. Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточного борта Сучанского прогиба // Геология и геофизика. 1971. № 10. С. 124–129.
5. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47 с.

6. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
7. Кудымов А.В. Складчатые дислокации северной части Восточно-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 130–134.
8. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. Препринт. Владивосток, 1989. 57 с.
9. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др. Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73–86.
10. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафунский гранитный массив (Южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64–81.
11. Николаев П.Н., Лебедева О.А. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры района строительства ИНГУРИ ГЭС (Западный Кавказ) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
12. Николаев П.Н. Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 5. С. 106–116.
13. Николаев П.Н., Шанов С.Б. Опыт оценки полей напряжений и механизма формирования новейших структур центрального Предбалкана (Болгария) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1983. № 1. С. 16–23.
14. Николаев П. Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
15. Осокина Д. Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–150.
16. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. С. 60–72.
17. Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР, 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.
18. Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций в земной коре // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 171–181.
19. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических напряжений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М., 1987.
20. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 338 с.
21. Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 2. С. 39–49.
22. Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 46–56.
23. Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях. М.: Наука, 1994. 256 с.
24. Митрохин А.Н., Уткин В.П., Неволин П.Л. Структурно – динамические особенности проявления магматизма в Комсомольском рудном районе (КРР) // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли: Материалы междунар. науч. конф. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 218–227.
25. Уткин В.П. Разломы и некоторые особенности тектонического развития Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 118–126.
26. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
27. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 164 с.
28. Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 5–26.
29. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd., 1951. 206 p.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

A. V. Kudymov

Structure forming processes in the north-eastern zone of the Kolumbinsky fault (the Northern Sikhote-Alin)

The dominant sinistral strike-slip movement along the Kolumbinsky fault was recognized through the reconstruction of stress fields as well as using the method of belts in distributing orientations of slickensides and dyke-hosting faults. This movement was triggered by the regional-scale SES-NWN-oriented compression. Migmatites of the Eastern Sikhote-Alin volcano-plutonic belt are considered as formations synchronous with the regional displacement. In line with V.P. Utkin, they are inferred to be of rifting strike-slip and pull-apart nature. Based on the structural and tectonic position of volcanic rocks and accompanying intrusions as well as other general geological data, several stages of dislocation are recognized in the postaccretionary history of the Kolumbinsky fault and the area under consideration. At the end of these stages, the predominant strike-slip motion along the fault and feathering it displacements were replaced by synchronous transpressional and normal faulting.

Key words: stress fields, sinistral strike-slip movement, the Kolumbinsky fault, the Northern Sikhote-Alin, the Far East of Russia.