

АКТИВНЫЙ РИФТИНГ В ЯПОНСКОМ И ОХОТСКОМ МОРЯХ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОГО РАЗЛОМА В КАЙНОЗОЕ

В.С. Рождественский

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 26 января 2004 г.

На основе структурного анализа крупномасштабных геологических карт отдельных участков зоны Центрально-Сахалинского разлома и геолого-геофизических карт Сахалина и окружающих акваторий рассматривается тектоническая эволюция зоны Центрально-Сахалинского разлома, обусловленная движениями блоков земной коры при раскрытии рифтовых впадин. Изменение направления горизонтального сжатия складчатой системы Сахалина с диагонального (северо-запад–юго-восток) на субширотное привело к трансформации в позднем миоцене субмеридиональных правосторонних сдвигов во взбросы, что не позволяет рассматривать разломы Сахалина как зону современного правостороннего скола между Евразийской и Охотоморской плитами.

Ключевые слова: активные разломы, сдвиги, взбросы, сбросы, деформация, рифтинг, землетрясения, Центрально-Сахалинский разлом, о. Сахалин.

Большинством геологов Центрально-Сахалинский (Тынь-Поронайский) разлом рассматривался как взбросо-надвиг, вдоль которого верхнемеловые отложения надвинуты на палеоген-неогеновые [14, 18, 22, 34]. Автором разлом был описан как правосторонний палеоген-миоценовый сдвиг [26], трансформированный в позднем миоцене во взбросо-надвиг [28, 30].

По Л. Фурнье и др. [43], структура Сахалина в кайнозойское время формировалась между двумя правосторонними сдвигами, проходящими вдоль западного и восточного побережий острова. После Нефтегорского землетрясения 1995 г. многие геологи стали рассматривать всю систему субмеридиональных разломов Сахалина как зону правостороннего сдвигового скола между Евразийской и Охотоморской плитами [23]. Р.Ф. Булгаков и др. [5] пришли к выводу, что для активных сегментов зоны Центрально-Сахалинского разлома характерны современные взбросовые смещения, а для разломов Северного Сахалина – правосдвиговые.

В данной работе на основе структурного анализа крупномасштабных геологических карт отдельных участков зоны разлома и геолого-геофизических карт Сахалина и окружающих акваторий, с использованием данных неотектонических и сейсмологических исследований, рассматривается эволюция Центрально-Сахалинского разлома, обусловленная активным рифтингом в Японском и Охотском морях. Приводятся

доказательства его трансформации в позднем миоцене из правостороннего сдвига во взбросо-надвиг.

Каркас современной структуры о. Сахалин был заложен в результате правосторонних сдвиговых движений вдоль разломов субмеридионального простираения. Уже в палеогене во время формирования осадков 1-го кайнозойского трансгрессивно-регрессивного цикла осадконакопления (свиты каменная и нижнедуйская континентально-угленосные, краснопольевская прибрежно-морская, такарадайская и аракайская морские, холмская глубоководно-морская, невельская прибрежно-морская, чеховская вулканогенная) наметилось северо-западное простираение и эшелонированное (правая кулисность) расположение конэрозионных горст-антиклинальных горных палеоподнятий восточного Сахалина (Шмидтовского, Восточно-Сахалинского и Сусунайского). Эти поднятия являлись источниками сноса при образовании палеоцен-эоценовых континентальных осадков каменной и нижнедуйской свит. Характерно увеличение мощности этих свит и уменьшение размеров обломочного материала в направлении с востока на запад.

На западном Сахалине вдоль зоны Центрально-Сахалинского разлома в это время происходило формирование эшелонированных (правая кулисность) конседиментационных антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов северо-западного прости-

рания с резко уменьшенной мощностью осадков в сводах антиклиналей [27, 40]. На правый сдвиг указывает кулисообразное расположение конседиментационных складок, ориентированных под углом 25–45° по отношению к общему меридиональному простиранию Западно-Сахалинского антиклинория, что было впервые замечено П.Н. Кропоткиным [19].

Тектонические движения во время формирования осадков второго кайнозойского трансгрессивно-цикла осадконакопления (свиты верхнедуйская континентально-угленосная, сертунайская прибрежно-морская, курабийская и окобыкайская морские) в западной части Сахалина были в основном унаследованными. Продолжалось формирование присдвиговых тектонических структур с уменьшенной мощностью миоценовых отложений в сводах конседиментационных антиклиналей и увеличенной – в мульдах синклиналей. В результате постоянного воздымания зон сжатия, примыкающих к сдвигу, фронт конседиментационной складчатости сместился в западном направлении, а структуры вблизи сдвига приобрели субмеридиональную ориентировку.

В позднем миоцене расположение поднятий и прогибов изменилось. Вдоль осевой зоны Западно-Сахалинского прогиба возникло меридиональное конседиментационное поднятие, соответствующее Западно-Сахалинским горам (рис. 1). Вертикальное выжимание в плиоцене–раннем плейстоцене под воздействием субширотного горизонтального сжатия блока, ограниченного имеющими встречное падение Центрально-Сахалинским и Западно-Сахалинским разломами, привело к формированию Западно-Сахалинского конэрозионного горст-антиклинория и приразломных зон интенсивной постседиментационной складчатости [34].

Палеогеновый рельеф, коррелятивный отложениям нижнедуйской (палеоцен–эоцен) континентальной угленосной свиты, и миоценовый рельеф, коррелятивный отложениям верхнедуйской (нижний миоцен) континентально-угленосной свиты, полностью уничтожены абразией последующих морских трансгрессий. Формирование современного рельефа западного Сахалина связано с третьим позднемиоцен-плиоцен-четвертичным циклом кайнозойского осадконакопления, во время которого образовались осадки молассовой формации, включающей маруямскую, нутовскую, помырскую свиты и четвертичные отложения.

Анализ позднекайнозойского разреза показывает, что в позднем миоцене–раннем плиоцене выделяется эпоха преимущественно подводного развития структур, отразившаяся в формировании тонкозерни-

стых терригенных осадков нижней части маруямской и нутовской свит (морская моласса). Смена в позднем плиоцене–раннем плейстоцене тонкозернистых морских отложений мелководными плохосортированными песчано-глинистыми образованиями с рассеянными валунами и галькой, с линзами континентальных конгломератов и лигнитов (континентальная моласса) и извержения наземных плиоцен-раннечетвертичных базальтов фиксируют начало формирования современного рельефа. К этому времени относится поверхностное проявление Центрально-Сахалинского разлома, вдоль которого ядро плиоцен-плейстоценового Западно-Сахалинского конэрозионного антиклинория надвинуту на Тымь-Поронайскую и Сусунайскую межгорные впадины (рис. 1).

Центрально-Сахалинский разлом прослеживается вдоль восточного борта мелового преддугового прогиба, отделявшего Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс от мезозойских аккреционных комплексов восточного Сахалина [25]. Туфогенно-терригенные толщи преддугового прогиба, видимо, смещенные по Тымскому меловому трансформному разлому типа дуга–дуга, обновленному в кайнозойе, прослеживаются скважинами под кайнозойскими отложениями северо-восточного Сахалина и вновь обнажаются на поверхности Земли на п-ове Шмидта [25].

Палеоген–неогеновые отложения западнее Центрально-Сахалинского разлома в западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория залегают либо согласно, либо с незначительным стратиграфическим перерывом в едином разрезе с верхнемеловыми отложениями, а кайнозойские отложения восточнее разлома налегают на меловые отложения и образования фундамента с резким структурным несогласием, разными горизонтами, возраст которых изменяется от эоценового до плиоцен–четвертичного. Единый разрез слабо консолидированных меловых и палеоген–неогеновых отложений наблюдается также в восточной части северного Сахалина и в западной части п-ова Шмидта.

Непосредственно в зонах Центрально-Сахалинского, Тымского и Северо-Сахалинского разломов и западнее намечаемой этими разломами границы произошли все сильные современные землетрясения с магнитудой от 5.7 до 7.5 и наблюдаются скопления эпицентров слабых землетрясений (рис. 2). Восточнее отмечаются лишь единичные слабые землетрясения. Такая резкая разница в выделении сейсмической энергии, видимо, объясняется разной степенью консолидации отложений в западном и восточном

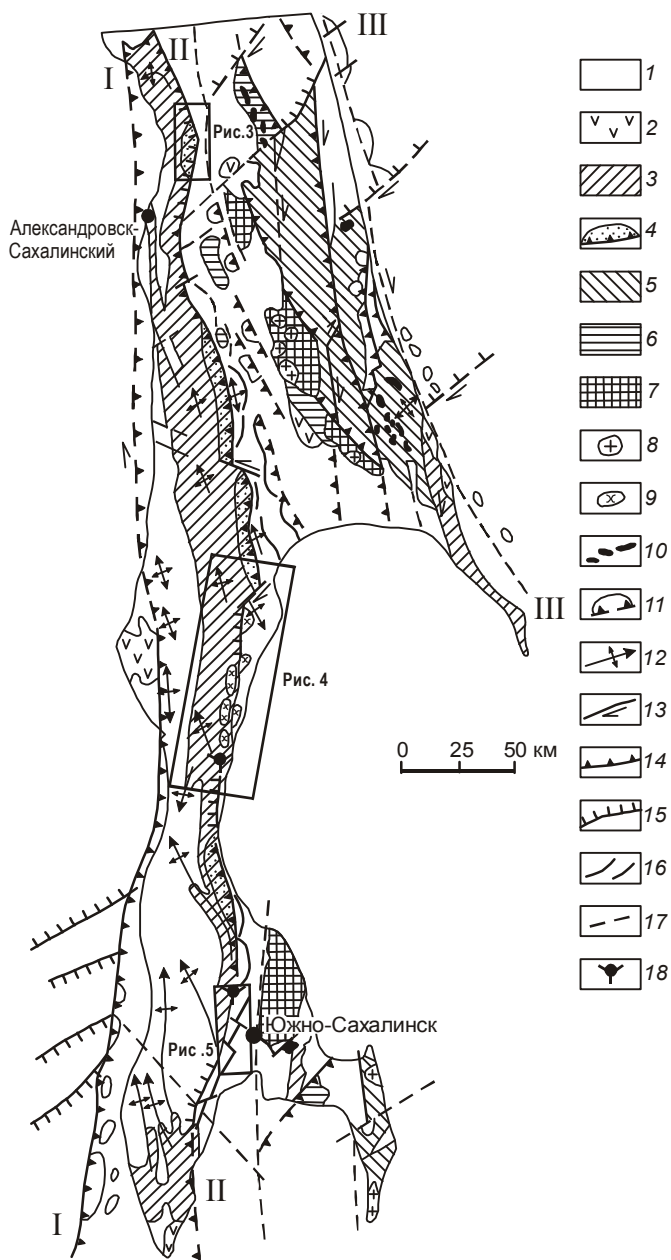


Рис. 1. Геологическая схема центрального и южного Сахалина.

1 – кайнозой; 2 – верхний миоцен–плиоцен (эффузивы и туфы); 3 – верхний мел (терригенные и туфогенно-терригенные отложения); 4 – нижний мел (туфогенно-терригенные и кремнисто-вулканогенные отложения); 5 – верхняя юра–верхний мел (кремнисто-известково-вулканогенные и терригенные отложения); 6 – мезозойско–палеозойские кремнисто-известково-вулканогенные отложения; 7 – зеленые и голубые сланцы и филлиты; 8 – гранитоиды; 9 – долериты, габбродиориты, базальты; 10 – серпентинитовый меланж, гипербазиты; 11 – погребенные конседиментационные антиклинали; 12 – оси антиклиналей; 13 – сдвиги; 14 – взбросы и надвиги; 15 – сбросы, взбросы и разломы неустановленного типа; 16 – активные сегменты зоны Центрально-Сахалинского разлома; 17 – предполагаемые разломы; 18 – грязевые вулканы. Основные разломы: I–I – Западно-Сахалинский; II–II – Центрально-Сахалинский; III–III – Восточно-Сахалинский.

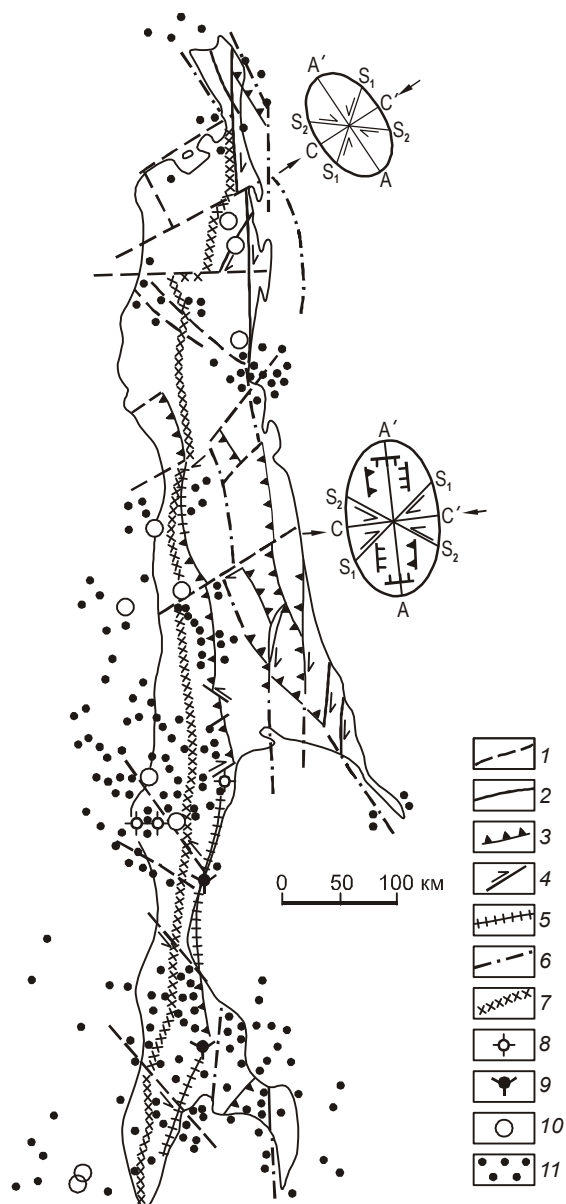


Рис. 2. Схема расположения основных разломов о. Сахалина.

Линия главного водораздела Сахалина и поперечные трансорогенные разломы (по [6]).

1 – поперечные трансорогенные разломы; 2 – продольные разломы; 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги; 5 – взбросы и сбросы; 6 – скрытые разломы; 7 – линия главного водораздела Сахалина; 8 – плиоцен–четвертичные вулканические центры; 9 – грязевые вулканы; 10 – эпицентры коровых землетрясений с M от 5.7 до 7.5; 11 – эпицентры коровых землетрясений с M менее 5.7. Эллипсоид деформации: А – ось максимальной деформации (ось растяжения), С – ось наименьшей деформации (максимального сжатия).

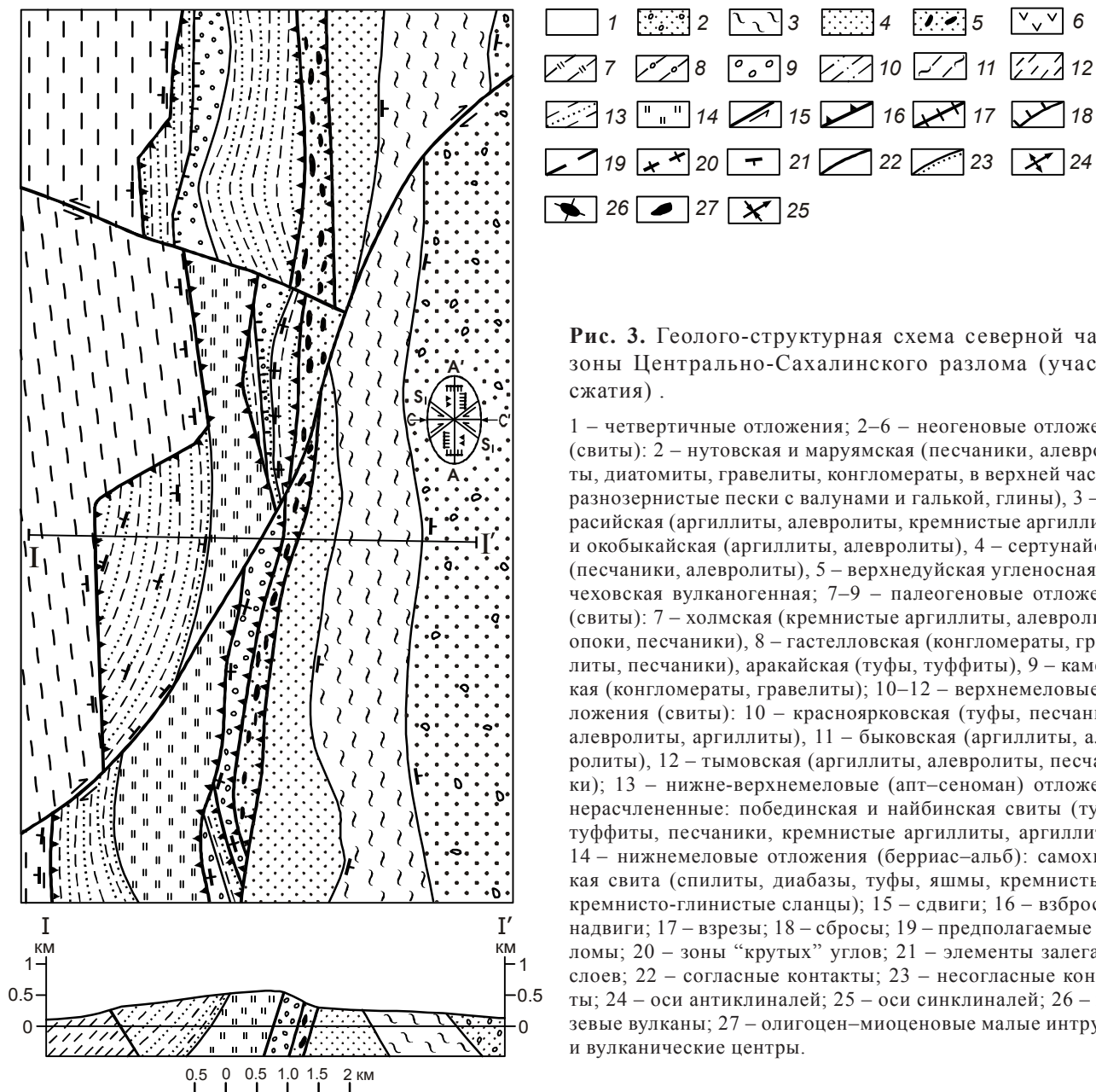


Рис. 3. Геолого-структурная схема северной части зоны Центрально-Сахалинского разлома (участок сжатия).

1 – четвертичные отложения; 2–6 – неогеновые отложения (свиты): 2 – нутовская и маруямская (песчаники, алевролиты, диатомиты, гравелиты, конгломераты, в верхней части – разнозернистые пески с валунами и галькой, глины), 3 – курабийская (аргиллиты, алевролиты, кремнистые аргиллиты) и окобыкайская (аргиллиты, алевролиты), 4 – сертунайская (песчаники, алевролиты), 5 – верхнедудейская угленосная, 6 – чеховская вулканогенная; 7–9 – палеогеновые отложения (свиты): 7 – холмская (кремнистые аргиллиты, алевролиты, опоки, песчаники), 8 – гастелловская (конгломераты, гравелиты, песчаники), аракайская (туфы, туффиты), 9 – каменская (конгломераты, гравелиты); 10–12 – верхнемеловые отложения (свиты): 10 – красноярковская (туфы, песчаники, алевролиты, аргиллиты), 11 – быковская (аргиллиты, алевролиты), 12 – тымовская (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 13 – нижне-верхнемеловые (апт–сенман) отложения нерасчлененные: побединская и найбинская свиты (туфы, туффиты, песчаники, кремнистые аргиллиты, аргиллиты); 14 – нижнемеловые отложения (берриас–альб): самохинская свита (спилиты, диабазы, туфы, яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы); 15 – сдвиги; 16 – взбросы и надвиги; 17 – взрезы; 18 – сбросы; 19 – предполагаемые разломы; 20 – зоны “крутых” углов; 21 – элементы залегания слоев; 22 – согласные контакты; 23 – несогласные контакты; 24 – оси антиклиналей; 25 – оси синклиналей; 26 – грязевые вулканы; 27 – олигоцен–миоценовые малые интрузии и вулканические центры.

крыльях Центрально-Сахалинского разлома, в связи с чем катастрофические землетрясения, следы которых (палеосейсмодислокации) отмечены на площади восточного Сахалина [6, 20, 31], происходят в восточном крыле значительно реже столетнего периода сейсмологических наблюдений. Подобные явления установлены вдоль активных разломов [11].

Остановимся на признаках сдвиговых смещений по Центрально-Сахалинскому разлому. При общем субмеридиональном простирании зона разлома испытывает в плане пологие дугообразные изгибы, вдоль которых ее направление меняется от северо-восточного (10° – 30°) до меридионального и северо-

западного (160° – 180°). Всего вдоль разлома можно выделить три волны изгиба (рис. 1). Наблюдаются резкие различия в строении зоны разлома и в направлении движений блоков вдоль сегментов с разным простиранием.

На участках с северо-западным и меридиональным простиранием разлом хорошо выражен в виде сравнительно узкой (шириной 2–3 км) полосы сближенных взбросов, наклоненных на запад под углом 70° – 80° . Взброс, ограничивающий зону разлома с запада, иногда имеет встречное (восточное) падение (рис. 3). На таких участках выведены на поверхность Земли блоки нижнемеловых отложений (рис. 1). Ос-

новой разрывной зоны, представляющий собой взброс меловых отложений на палеоген–неогеновые, легко прослеживается на аэрофотоснимках и сопровождается тектоническим уступом в рельефе. Кайнозойские отложения восточнее зоны взбросов имеют крутое, до вертикального, или опрокинутое залегание, часто смяты в узкие, сжатые, вплоть до изоклинальных, опрокинутые на восток постседиментационные складки, оси которых параллельны простиранию разлома.

Восточнее основной зоны разлома в Тымь-Поронайской впадине отмечаются своеобразные брахиантиклинали с ядрами, сложенными мезозойско–палеозойскими образованиями, выходящими на поверхность Земли (Онорская, Таулан-Армуданская) или погребенными под неоген–четвертичными отложениями (Боюклинская и др.). Палеогеновые отложения по направлению к осям этих поднятий выклиниваются, а мощность неогеновых отложений резко сокращается. Наблюдается как бы перекачивание неогенового межгорного прогиба в восточном направлении вслед за отступанием на восток конседиментационных поднятий, сложенных мезозойско–палеозойскими отложениями.

На участках с северо-восточным простиранием основной разлом выражен неотчетливо, обычно прослеживается в меловых отложениях. Общая ширина зоны разлома увеличивается до 5–10 км (рис. 4, 5). Между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями наблюдается стратиграфический контакт или разрывы типа взрезов, крутых сбросов и взбросов с незначительной (десятки метров) амплитудой вертикального смещения. Зона разлома сопровождается резким флексурным перегибом палеоген–неогеновых отложений.

Вдоль сегмента северо-восточного простирания от Взморья до Гастелло картируется пояс, протяженностью до 140 км, интрузивных силлов и даек олигоцен–миоценовых долеритов, габбродиоритов, базальтов, андезибазальтов и цепочка миоценовых и плиоценовых вулканических центров, сложенных базальтами, андезитами и андезибазальтами. Отдельные крупные дайки и силлы вытянуты в северо-восточном направлении на расстояние до 10 км. Диаметр вулканических построек достигает 5–6 км [10]. На этом участке широко распространены нижнемиоценовые отложения чеховской свиты, представленные вулканическими брекчиями, туфами и туффитами основного состава. Возраст комплекса долеритов, судя по калий-аргоновым датировкам, – 40–27 млн лет [36]. По петрохимическим и петрологическим свойствам породы комплекса долеритов и эффузивы

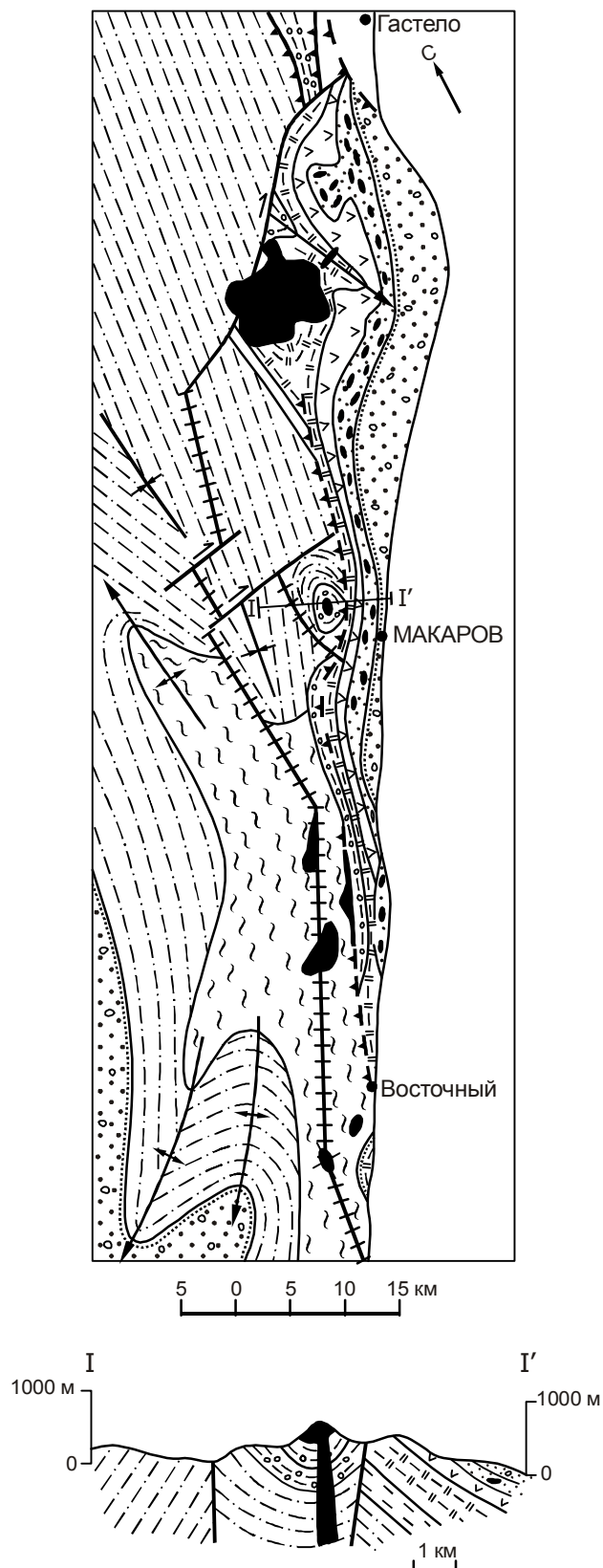


Рис. 4. Геолого-структурная схема зоны Центрально-Сахалинского разлома на участке Пугачево–Гастелло [по 7, 8, 44]. Условные обозначения см. на рис. 3.

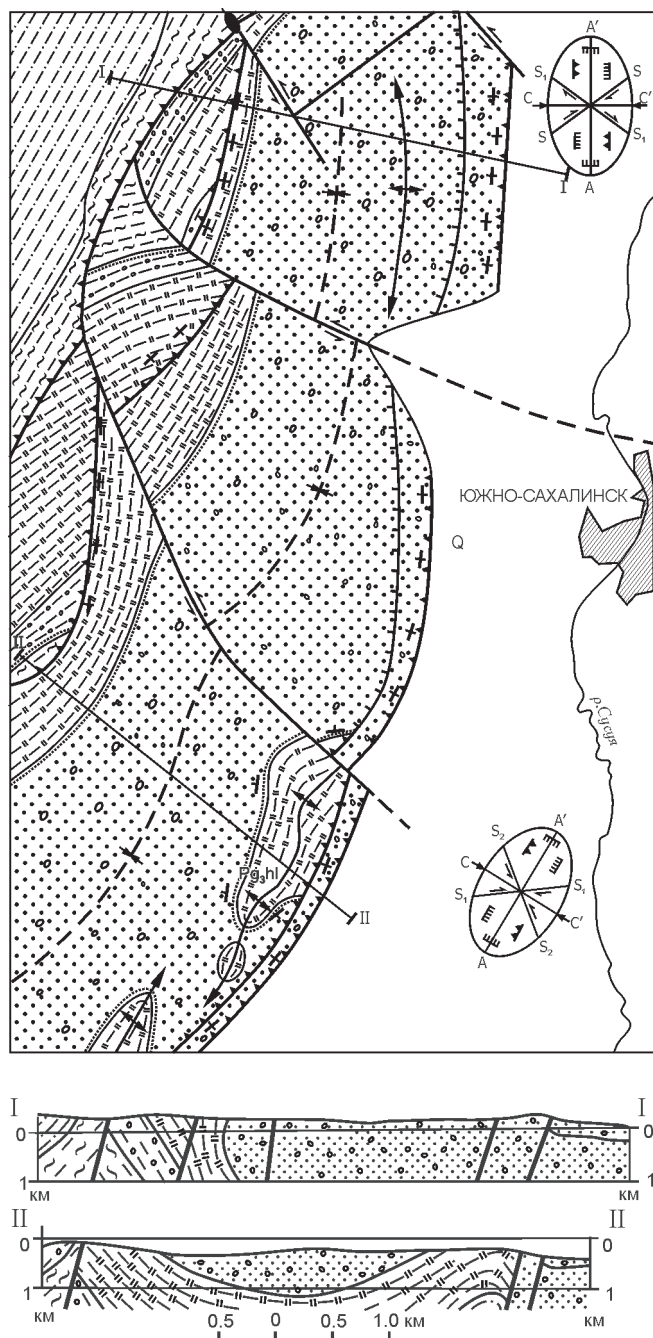


Рис. 5. Геолого-структурная схема южной части зоны Центрально-Сахалинского разлома [по 31]. Условные обозначения см. на рис. 3.

чеховской свиты сходны с толеитовыми базальтами рифтовых зон континентов [35, 36].

К сегментам северо-восточного простирания приурочены также четвертичные грязевые вулканы, образование которых связывается с термометаморфизмом глинистых меловых отложений, вызванным внедрением базальтовых даек [2].

В южной части Сахалина на участке с северо-восточным простиранием зоны разлома дайки базальтов вскрыты бурением на Синегорском месторождении минеральных вод, вблизи от Южно-Сахалинского грязевого вулкана, а миоценовые эффузивы основного состава распространены в южной части п-ова Крильон.

Основной разлом, отделяющий меловые отложения, слагающие Западно-Сахалинские горы, от предгорий, сложенных палеоген–неогеновыми отложениями, представлен здесь двумя ветвями, разделенными линзовидными тектоническими блоками шириной 2–3 км. Плоскости сместителей обеих ветвей разлома наклонены на запад под углами 60°–80°. Западная ветвь разлома либо проходит в верхнемеловых образованиях быковской свиты, либо приводит в соприкосновение верхнемеловые отложения с палеоген–неогеновыми (рис. 5). Восточная ветвь прослеживается в неогеновых отложениях и сопровождается широкой (до 2 км) зоной вертикального и опрокинутого залегания пород, в которую вовлечены верхнемиоценовые отложения нижней части маруямской свиты. Восточный сегмент Центрально-Сахалинского разлома отделен от западного зоной предгорий шириной 5–6 км. Палеоген–неогеновые отложения, слагающие предгорную зону, смяты в пологую синклиналь, срезанную среднечетвертичной поверхностью выравнивания высотой 150–200 м. Сегмент включает два сближенных разрыва, Апрельский и Ключевской, разделенных зоной “крутых углов” шириной от 0,5 до 1,3 км, в которую вовлечены раннечетвертичные отложения верхнемаруямской подсвиты [31].

Апрельский разлом хорошо выражен в рельефе в виде тектонического уступа высотой от 20 до 40 м. По разлому проходит четкая граница между зоной предгорий и аллювиально-озерной аккумулятивной равниной. Восточнее разлома развитые в предгорьях позднеплейстоценовые террасы, высотой 18–20, 10–12 м, и голоценовые, высотой 4–6 м, в пределах аллювиальной равнины не прослеживаются, образуя “ножницы террас”. Разлом смещает на 1–3 м по типу взреза и крутого взброса позднеплейстоценовые и раннеголоценовые террасовые отложения [31]. Вдоль разлома был также отмечен надвиг отложений маруямской свиты на позднеголоценовые [21].

В Александровском районе на участке с северо-восточным простиранием Центрально-Сахалинского разлома образовались несколько эшелонированных грабенов, выполненных раннемиоценовыми угленосными отложениями верхнедуйской свиты, и отмечаются положительные магнитные аномалии, отража-

ющие присутствие “слепых” интрузивных даек долеритов, внедрившихся в зону растяжения разлома.

Таким образом, сегменты Центрально-Сахалинского разлома, имеющие северо-западное простирание, соответствуют для палеоген–раннемиоценового времени зонам сжатия, а сегменты с северо-восточным простиранием – зонам растяжения. Подобное распределение напряжений характерно для правых сдвигов. Вдоль восточных сегментов разлома, отделяющих предгорья от четвертичной озерно-аллювиальной равнины, современных сдвиговых смещений не наблюдается.

На широте южного массива Таулан-Армуданской гряды в восточном крыле разлома отмечаются положительные магнитные и гравитационные аномалии, предположительно созданные погребенными под палеоген–неогеновыми отложениями вулканогенными мезозойскими образованиями. Эти аномалии срезаются разломом. Сходные аномалии появляются в его западном крыле в 30 км севернее, в бассейне реки Рождественки, где на поверхность Земли выходят обладающие высокой магнитной восприимчивостью нижнемеловые эффузивные образования (диабазы, спилиты) самохинской свиты. В случае взаимной увязки этих аномалий амплитуда правостороннего сдвигового смещения по Центрально-Сахалинскому разлому за палеоген–раннемиоценовое время составит 25–30 км.

Севернее г. Александровска, в бассейне реки Виахту, сдвиговые движения по Центрально-Сахалинскому разлому трансформируются в субширотный дугообразный изгиб складчатых структур, сопровождаемый изгибом гравитационных и магнитных аномалий.

Далее на север Центрально-Сахалинский разлом кулисно сочленяется с Западно- и Восточно-Энгизпальским разломами, вдоль которых наблюдается эшелонированное расположение антиклинальных складок. Амплитуды бокового и вертикального смещений резко уменьшаются.

Линейные субмеридиональные сегменты зоны Центрально-Сахалинского разлома, простирающиеся по азимуту 160°–180°, смещены поперечными разломами северо-западного (преимущественно левые сдвиги) и северо-восточного (преимущественно правые сдвиги) простирания, с максимальной амплитудой бокового смещения 5–6 км. Вдоль субмеридиональных сегментов оси постседиментационных складчатых структур в лежачем боку разлома параллельны зоне разлома, а вдоль отрезков северо-восточного простирания срезаются разломом (рис. 1). Анализируя происхождение подобных структур,

М. Фурнье и др. [43] рассматривают сегменты, имеющие северо-восточное простирание, как субмеридиональные сдвиги, продолжающие сдвиги Восточно-Сахалинских гор, сопряженные со сдвигами, ограничивающими Сахалин с запада и востока. Подобное предположение было высказано ранее для Сахалина в целом В.П. Уткиным [39], а для северного Сахалина – Ю.Н. Гололобовым [9]. Однако они считали основные сдвиги, ограничивающие остров, левосторонними.

В экспериментальной модели при сдвиговой деформации квадрата в ромб, если основные сдвиги, ограничивающие блок, – левые, то сопряженные сдвиги – правые, если же основные сдвиги – правые, то сопряженные сдвиги внутри блока – левые. Поэтому сахалинские правосторонние сдвиги северо-восточного простирания неправомерно рассматривать как сопряженные с правосторонними сдвигами, ограничивающими остров. Нет никаких признаков присутствия подобных сдвигов в Тынь-Поронайской межгорной впадине.

Парагенез активных разломов, формирующихся в современное время в зоне Центрально-Сахалинского разлома и на большей части Сахалина в целом, соответствует стереотипу трещин, возникающих при субширотном сжатии складчатой системы (рис. 1, 2, 3, 5), и включает разломы северо-западного (левые сдвиги), северо-восточного (правые сдвиги) и субмеридионального (взбросы и надвиги) простирания. Такие разломы выделяются при геологическом картировании и находят подтверждение при сейсмологических наблюдениях в виде поперечных цепочек эпицентров землетрясений, изосейсты которых вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлениях. Четвертичные поперечные сдвиги подтверждаются также резкими смещениями главного водораздела Западно-Сахалинских гор (рис. 2).

Определенную помощь в изучении кайнозойской тектоники Сахалина может оказать построение деформационных диаграмм или эллипсоидов деформации. Теория эллипсоида деформации создана на основе представлений об упругих напряжениях в гомогенных изотропных породах, поэтому она не применима для количественной характеристики деформаций в анизотропной среде [3], но эллипсоид можно использовать для установления зависимости между расположением главных осей деформации и расположением и типами разломов и складчатых структур. С учетом общей геотектонической обстановки обычно удается определить примерное направление сил, вызывающих деформацию. Поэтому эллипсоид сохраняет прикладное значение и применяется для

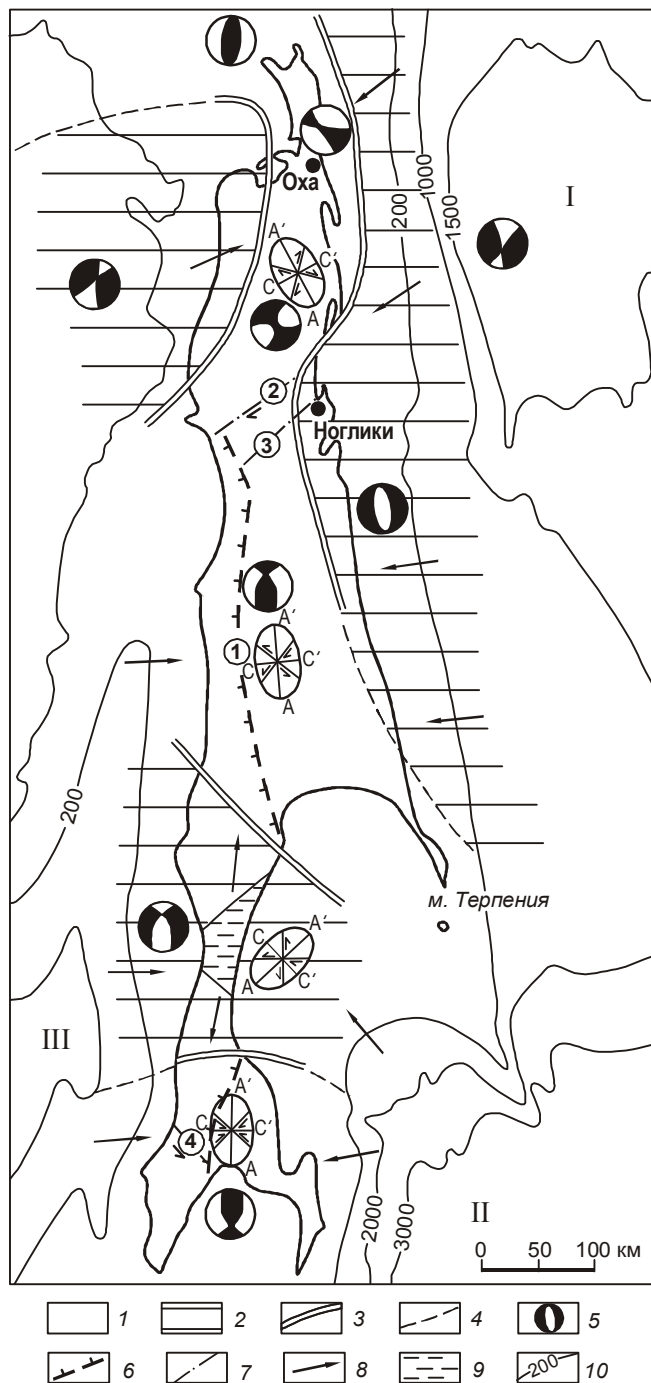


Рис. 6. Системы напряжений в отдельных блоках земной коры о. Сахалин (по [15], с дополнениями автора).

Тип напряженного состояния в очагах землетрясений блока: 1 – преобладает близгоризонтальное сжатие; 2 – преобладает близгоризонтальное растяжение; межблоковые границы: 3 – установленные, 4 – предполагаемые; 5 – стереограммы осредненных механизмов очагов землетрясений; 6 – активные сегменты (взбросы) зоны Центрально-Сахалинского разлома; 7 – поперечные разломы; 8 – предполагаемые направления близгоризонтальных напряжений сжатия; 9 – современная область прогибания и почти полного отсутствия сейсмичности; 10 – изобаты; I – впадина Дерюгина, II – Южно-Охотская глубоководная котловина, III – Татарский пролив. Разломы: 1 – Центрально-Сахалинский, 2 – Виахтинский, 3 – Тымский, 4 – Холмско-Анивский. Эллипсоиды деформации в отдельных блоках соответствуют деформирующим силам, действующим в современное время. А – ось максимального растяжения, С – ось максимального сжатия.

анализа взаимосвязей между складками и разломами разного типа [16, 47].

Оси деформации, определенные по расположению активных разломов и складок, в большинстве случаев соответствуют расположению осей деформации, установленных при сейсмологических наблюдениях. Сопоставление эллипсоидов деформации со стереограммами осредненных механизмов очагов землетрясений в отдельных блоках земной коры Сахалина (рис. 6) показывает, что современные напряжения горизонтального сжатия наследуют палеонапряжения и ориентированы субширотно или диагонально [15].

В ходе сейсморазведочных работ методом общей глубинной точки (МОГТ) обнаружены повышенные на 10–15 % скорости сейсмических волн на широтных трассах по сравнению с меридиональными, что подтверждает субширотно сжатие складчатой системы Сахалина [32, 33].

Данные о взбросовом типе смещений вдоль активных сегментов Центрально-Сахалинского разлома, полученные на южном Сахалине [20, 21, 31], подтверждены при вскрытии зоны разлома траншеями. В Тымь-Поронайской депрессии, так же как и в Сусунайской, активные сегменты разлома протягиваются вдоль восточного подножья предгорной ступени Западно-Сахалинских гор, отделяя предгорья от Поронайской озерно-аллювиальной равнины. В районе пос. Смирных взброс смещает голоценовые отложения. Плоскость сместителя падает на запад под углом примерно 55° . Общая амплитуда смещения – 4.6 м, амплитуда вертикального смещения – 3.8 м. Подвижка произошла 3.8 тыс. лет назад. Скорость движения по разрыву, исходя из возраста последней подвижки, – 1.2 мм в год. Вертикальная компонента движения – 1 мм в год [5].

Согласно карте современных вертикальных движений земной коры о-ва Сахалина [17], суммировавшей наблюдения за 1956–1980 гг., средняя скорость поднятий и опусканий равна 2–4 мм в год.

Размах орогенных (поздний миоцен–голоцен) вертикальных движений земной коры был очень значительным. Сформированная в раннечетвертичное время [1] поверхность выравнивания Западно-Сахалинских гор на участках максимального воздымания поднята на высоту до 1300 м. Мощность верхнемиоцен–четвертичных молассовых отложений изменяется от 3–3.5 км в центральной части Сахалина до 4–6 км (данные МОВ ОГТ) в Татарском проливе и присахалинском борту впадины Дерюгина [12, 13, 25].

Формирование кайнозойских разломов и приразломных структур сжатия и растяжения, видимо, связано с синхронными явлениями растяжения земной коры в Японском и Охотском морях. Характерные для глубоководных впадин этих морей повышенный тепловой поток, уменьшенная мощность земной коры и литосферы, выклинивание “гранитного” слоя, большая мощность рыхлых позднекайнозойских осадков позволяют предполагать их образование в условиях растяжения земной коры в результате внедрения астеносферных диапиров [19, 41].

Максимальная глубина заложения Сахалинских разломов, определяемая по глубине очагов землетрясений, составляет 30–40 км [37]. Большинство очагов землетрясений сосредоточены на глубинах 10–22 км. Глубина 20–22 км соответствует толщине раздвигаемых во впадинах растяжения пластин земной коры. Подобная мощность земной коры отмечается в обрамлении впадины Дерюгина, Татарского пролива и северной части Японского моря. В обрамлении Южно-Охотской впадины с субокеаническим типом строения коры ее мощность резко изменяется от 10 до 20 км [25].

По данным сейсмических исследований подтверждается концепция А.В. Пейве [38] о тектонической расслоенности литосферы. На Сахалине на глубинах 8–15 км и 20–21 км отмечаются насыщенные флюидами зоны высокой трещиноватости с пониженной скоростью распространения сейсмических волн [24, 31], сочленяющиеся с разломами, секущими вышележащие хрупкие породы. На этих глубинах, видимо, и возникают субгоризонтальные сколы, выходящие на поверхность в зонах сжатия складчатой системы.

Первые признаки движений по субмеридиональным разломам Сахалина – это возникновение в палеогене кулисных конседиментационных складок в зонах сжатия и внедрение даек долеритов с изотопным возрастом 40–27 млн лет [36] в зонах растяжения сдвигов.

Предполагается, что формирование впадины Ямато (в восточной части Японского моря) и Татарс-

кого пролива происходило в период 30–10 млн лет назад [46], Южно-Охотской впадины – 17–15 млн лет назад [45].

Возникновение субмеридиональных палеоген–миоценовых сдвигов Сахалина и сдвигов в восточной части Японского моря можно объяснить спредингом во впадинах Дерюгина и Ямато, по отношению к которым систему соединяющих их сдвигов можно рассматривать как трансформную [43]. Распространение в меридиональном направлении зон растяжения впадин Дерюгина и Татарского пролива и возникновение в среднем–позднем миоцене новых зон растяжения в районе Южно-Охотской котловины [29, 45] и, видимо, Амурского лимана, где наблюдается современная зона горизонтального растяжения [15], привели к изменению направления горизонтального стресса с диагонального на субширотный. Коллизия Индии и Азии, возможно, инициировала заложение впадин растяжения, но, видимо, следует отдать предпочтение местному активному рифтингу, связанному с образованием задуговых впадин. Примерно 43 млн лет назад субмеридиональное движение Тихоокеанской плиты относительно Евразийской сменилось на северо-западное, 37 млн лет назад – на субширотное [42], что вызвало образование вулканических островных дуг Курильской и северо-западной Японии (Тохоку) и задуговых впадин растяжения окраинных морей.

Одновременно со структурами растяжения в глубоководных впадинах в краевых частях окраинных морей формируются структуры сжатия. По данным сейсмических исследований МОВ ОГТ, в Японском море, Татарском проливе и во впадине Дерюгина наблюдаются конседиментационные структуры растяжения [12, 13, 25]. В то же время, вдоль восточных прибрежных частей Японского моря отмечается субмеридиональный пояс горст-антиклиналей, ограниченных взбросами, активными в настоящее время. Сейсмологические материалы, полученные в результате определения фокальных механизмов землетрясений, свидетельствуют о субширотной ориентировке максимальных горизонтальных напряжений сжатия, вызвавших образование этой зоны [4, 46].

Юго-западный борт впадины Дерюгина также обрамляется поясом горст-антиклиналей, ограниченных взбросами, наклоненными как в юго-западном, так и в северо-восточном направлениях. К ядрам антиклиналей приурочены протрузии серпентинизированных гипербазитов и офиолитовый меланж. На северном Сахалине, судя по геологическим и сейсмологическим данным, сохранилось боковое сжатие со стороны впадины Дерюгина и продолжается форми-

рование сдвигов субмеридионального [5, 23] и взбросов северо-западного простирания (рис. 2, 6).

Дополнительный свет на происхождение структуры Сахалина вносят данные сейсмологических исследований, позволившие в результате изучения вариаций поля упругих напряжений на территории Сахалина и окружающих акваторий выделить блоки земной коры с преобладанием близгоризонтального сжатия и растяжения [15]. Расположение этих блоков (рис. 6) показывает, что современное сжатие направлено со стороны зон рифтинга, выполненных мощными молассовыми толщами (Татарский пролив, впадина Дерюгина), а со стороны Южно-Охотской спрединговой впадины зона растяжения проникает на Сахалин в район перешейка Поясок–мыса Ламонон, создавая субширотную зону прогибания. Она выражена в районе перешейка субширотным конседиментационным прогибом с повышенной мощностью верхнемиоцен–плиоценовых отложений, резким понижением высоты гор и уровней четвертичных морских террас [1], поперечной цепочкой плиоцен–четвертичных центров андезибазальтового вулканизма и четвертичных дацитовых куполов, поперечной субширотной зоной магнитных аномалий, свидетельствующей о широком присутствии на глубине “слепых” интрузивов основного состава. Миоценовые базальты чеховской свиты вскрыты в скважинах, пробуренных в заливе Терпения. Базальтовое поле залива соединяет поперечную зону растяжения Поясок–Ламонон с Южно-Охотской глубоководной котловиной.

Направления осей деформации для блоков земной коры Сахалина, установленные по стереограммам осредненных механизмов очагов землетрясений, в общем совпадают с направлениями осей деформации, установленными на основе структурного анализа расположения разломов, трещин и складчатых структур для орогенного этапа развития складчатой системы Сахалина (рис. 6).

Большая часть Сахалина находится в зоне субширотного горизонтального сжатия, окаймленной зонами растяжения. При общем субширотном сжатии Сахалинской складчатой системы, вызывающем образование активных субмеридиональных взбросов, левых сдвигов северо-западного и правых – северо-восточного простирания, на границах с поперечными субширотными зонами растяжения типа зоны Поясок могут возникать участки субмеридионального сжатия. На таких участках на детально изученных каменноугольных месторождениях Сахалина закартированы правые сдвиги северо-западного и левые – северо-восточного простирания [28, 30]. Подобный структурный рисунок и такое распределение

современных напряжений не характерны для чисто сдвиговых трансформных границ плит типа зоны Сан-Андреас и свидетельствуют о преобладающем значении для формирования структуры Сахалина раздвига блоков в соседних рифтовых впадинах.

Проведенные исследования подтверждают два основных этапа развития зоны Центрально-Сахалинского разлома: палеоген–миоценовый, когда разлом развивался как правосторонний сдвиг, вдоль которого формировались кулисные конседиментационные складки, и позднемиоцен–плиоцен–современный, в течение которого разлом развивался как продольный взброс, расчлененный трансорогенными поперечными разрывами на отдельные сегменты.

Возникновение подобной структуры, как и структуры Сахалина в целом, объясняется вначале диагональным (северо-запад–юго-восток), а затем субширотным горизонтальным сжатием со стороны активных рифтовых и спрединговых впадин Японского и Охотского морей. Дополнительные осложнения вносит распространение северо-западной апофизы Южно-Охотской спрединговой впадины в сторону залива Терпения и перешейка Поясок, что привело к формированию субширотной поперечной зоны погружений.

На Сахалине наблюдаются самые разнообразные современные движения блоков. Определять по этим смещениям взаимные сдвиговые перемещения Евразийской и Охотоморской плит вряд ли возможно, да и само существование единой Охотоморской плиты, в связи с присутствием в Охотском море многочисленных активных рифтов, вызывает большие сомнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.М. Остров Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего востока. М.: Наука, 1973. 182 с.
2. Аверьев В.В. Вопросы формирования и распределения минеральных вод СССР // Труды совещания курортных институтов по гидрогеологии минеральных вод. СССР. М., 1960.
3. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
4. Балакина Л.М. Механизм очага Монеронского землетрясения и его афтершоков // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ, 1976. С. 88–98.
5. Булгаков Р.Ф., Иващенко А. И, Ким Ч.У. и др. Активные разломы Северо-Восточного Сахалина // Геотектоника. 2002. № 3. С. 66–86.
6. Гальцев-Безюк С.Д. К вопросу о разрывных дислокациях Сахалина и о подвижках по ним в четвертичное время // Труды ВНИГРИ. Вып. 255. Южно-Сахалинск, 1969. С. 31–45.
7. Геологическая карта Сахалина. 1: 500 000. Англия: ИНТЕРА., 1994. (на англ. и рус. яз.).

8. Геология СССР Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.
9. Гололобов Ю.Н. Роль сдвигов в формировании структуры Северного Сахалина // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 11. С. 41–47.
10. Гранник В.М. О проявлении позднеэоценового вулканизма в восточной части Южного Сахалина (Макаровский район) // Геологическое строение о-ва Сахалин: Тр. СахКНИИ, вып. 21. Южно-Сахалинск, 1969 С. 135–140.
11. Губин И.Е. Генезис и прогноз землетрясений // Физика Земли. 1996. № 10. С. 3–15.
12. Журавлев А.В. Сравнительная характеристика впадин Дерюгина и Тинро Охотского моря // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 21–27.
13. Журавлев А.В. Особенности тектонического режима и складчато-блоковых деформаций в кайнозойских отложениях Охотского региона // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 16–25.
14. Занюков В.Н. Центральное-Сахалинское разлом и его роль в тектонике острова // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 4. С. 913–916.
15. Иващенко А.И., Поплавская Л.Н., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. Напряженное состояние земной коры острова Сахалин в периоды подготовки, возникновения и развития очаговых зон сильных землетрясений // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана, Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 5–22.
16. Капфер Д.Г. Деформационные диаграммы, предлагаемые для анализа разломов и складок в орогенических поясах // Геология и геохимия руд. месторождений. М.: Мир, 1971. С. 152–163.
17. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин. 1:2 500 000. М.: ГУГКСССР, 1981.
18. Козырев В.Д. Некоторые данные о региональном тектоническом разрыве Центральной Сахалинской низменности // Труды ВНИГРИ. Нов. сер, вып. 99. 1956.
19. Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с.
20. Кучай В.К., Полуниин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 112–115.
21. Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. №1. С. 50–57.
22. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.
23. Нефтегорское землетрясение 27(28).05.1995 г. // Информационно-аналитический бюллетень ФССН. Экстренный выпуск, октябрь 1995 г. / Гл. ред. Р.П. Лаверов. М.: МЧС России; РАН, 1995. 236 с.
24. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
25. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1: 2 500 000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
26. Рождественский В.С. О сдвиговых смещениях вдоль зоны Тьмь-Поронайского разлома на о. Сахалин // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 3. С. 678–680.
27. Рождественский В.С. О конседиментационных тектонических движениях на рубеже мела и палеогена на юго-западном Сахалине // Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 127–132.
28. Рождественский В.С. О влиянии сдвигов на формирование структуры о-ва Сахалин // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 9. С. 16–27.
29. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
30. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 1. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 80–109.
31. Рождественский В.С., Сапрыгин С.М. Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине // Тихоокеан. геология. 1999. № 6. С. 59–70.
32. Сапрыгин С.М., Соловьев В.Н. Разломы и их глубинная ориентация в земной коре // Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Т. 1. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 102–107.
33. Сапрыгин С.М. Тектоническая цикличность в недрах южного и среднего Сахалина по инструментальным данным // Тихоокеан. геология. 2003. №2. С. 73–80.
34. Сергеев К.Ф. О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 75–84.
35. Сергеева В. Б., Сергеев К.Ф. Трапповая формация Сахалина // Тектоника дна морей, океанов и островных дуг / Девятая сессия научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1972. С. 40–42.
36. Сергеева В.Б. Петрологические особенности комплекса долеритов Западно-Сахалинских гор // Восточно-Азиатские островные системы. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1978. С. 116–129.
37. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине М.: Наука, 1967. 179 с.
38. Тектоническая расслоенность литосферы / Ред. А.В. Пейве (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 343). 1980. 215 с.
39. Уткин В.Д. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М., 1980. 143 с.
40. Федорченко В.И. К истории формирования складчатой структуры северной части Чеховской тектонической зоны Западно-Сахалинского антиклинория // Труды СахКНИИ. Вып. 10. Геология и геофизика. Южно-Сахалинск, 1961. С. 14–23.
41. Харахинов В.В., Кононов В.Э., Альперович Н. М. Глубинная структура Сахалина // Сов. геология. 1979. № 4. С. 50–61.
42. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 1985. P. 1–59.
43. Fournier M., Jolivet L, Huchon Ph. et. al. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan Sea opening // Journal of Geophysical Research. 1994. V. 99, N. B2. P. 2701–2725.

44. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1990. V. 1, N 6. P. 1409–1419.
45. Maeda Jin Ichiron. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido North Japan // *Tectonophysics*. 1990. N 174. P. 235–255.
46. Tamaki K. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // *Bull. Geol. Survey Japan*. 1988. V. 39, N 5. P. 269–365.
47. Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic Wrench Tectonics // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1973. V. 57, N1. P. 74–96.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V. S. Rozhdestvenskiy

Active rifting in the Japan and Okhotsk Seas, and tectonic evolution of the Central Sakhalin fracture zone in the Cenozoic

Using the structural analysis of large-scale geologic maps of separate regions and geologic-geophysical maps of Sakhalin and the adjacent seas, we discuss the tectonic evolution of the Central Sakhalin fracture zone which was conditioned by crustal block movements during the opening of rift basins. The reorientation of horizontal compression forces from diagonal (northwest–southeast) to sublatitudinal resulted in the transformation of meridional dextral strike-slip faults into reversed faults in the Late Miocene. These facts do not allow us to consider Sakhalin faults as a zone of recent right-lateral shear between the Eurasian and Okhotsk Sea plates.

Key words: active faults, strike-slip faults, reversed faults, normal faults, deformation, rifting, earthquakes, Central Sakhalin fault, Sakhalin.