

УДК 551.24.055 (551.53 + 551.54)

В. С. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ

СДВИГИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО САХАЛИНА

Многие особенности тектонического строения северо-восточного Сахалина объясняются развитием сопряженной системы сдвигов, сбросов и взбросо-надвигов, с формированием которой связано образование кайнозойских складчатых структур. Для всех районов северо-восточного Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального, надвигов и взбросов северо-западного, сбросов северо-восточного простирания. Оси складок имеют северо-западное простирание, а при приближении к сдвигам приобретают субмеридиональное простирание. В зонах сдвигов, на участках их изгибов к северо-востоку отмечены грабены растяжения, а к северо-западу — системы надвигов. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в направлении северо-восток — юго-запад перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов. Сдвиги контролируют размещение газонефтяных месторождений, приуроченных к складкам волочения в неогеновых отложениях, и ртутных проявлений, локализованных в зонах дробления в метаморфизованных породах мезозойско-палеозойского фундамента.

Особенности тектонического строения северо-восточного Сахалина, в пределах которого сосредоточены все основные нефтяные месторождения острова, с давних пор привлекали внимание геологов. Отдельные вопросы формирования тектонической структуры этого района рассмотрены в работах Н. Н. Тихоновича и П. И. Полевого (1915), Е. М. Сметхова (1953), И. Б. Плешакова (1956), А. А. Капицы (1963), С. Н. Алексейчика, В. С. Ковальчука, С. Д. Гальцева-Безюка, П. М. Сычева (1963), Ю. М. Пушаровского (1964) и др.

Первоначальное предположение о горстово-грабеновом строении Сахалина (Тихонович и Полевой, 1915) сменилось представлением о складчато-надвиговой его структуре, обусловленной движением горных масс при складчатости с запада на восток (Сметхов, 1953).

В последнее время все большее внимание привлекает гетерогенность кайнозойской структуры восточной части острова, выражающаяся в чередовании горст-антиклинальных поднятий, сложенных палеозойско-мезозойскими эвгеосинклинальными образованиями с грабен-синклинальными впадинами, выполненными неогеновыми отложениями (Пушаровский, 1964).

В пределах северо-восточного Сахалина выделяются три резко различные в геологическом отношении площади: складчато-блоковые структуры п-ова Шмидта, Северо-Сахалинская складчатая зона и складчато-блоковые структуры Восточно-Сахалинских гор (Пушаровский, 1964; Русаков и др., 1967). Распространенные на этой территории палеозойские, мезозойские и неогеновые отложения слагают три структурных этажа, разграниченных значительными угловыми несогласиями.

Нижний структурный этаж сложен трудно расчленимым комплексом эвгеосинклинальных образований спилито-диабазово-яшмового и кремнисто-грауваккового состава, включающим далдаганскую (верхний палеозой — мезозой) и набильскую (юра — нижний мел) серии, общей мощностью около 10000 м. Несогласий внутри этого комплекса по-

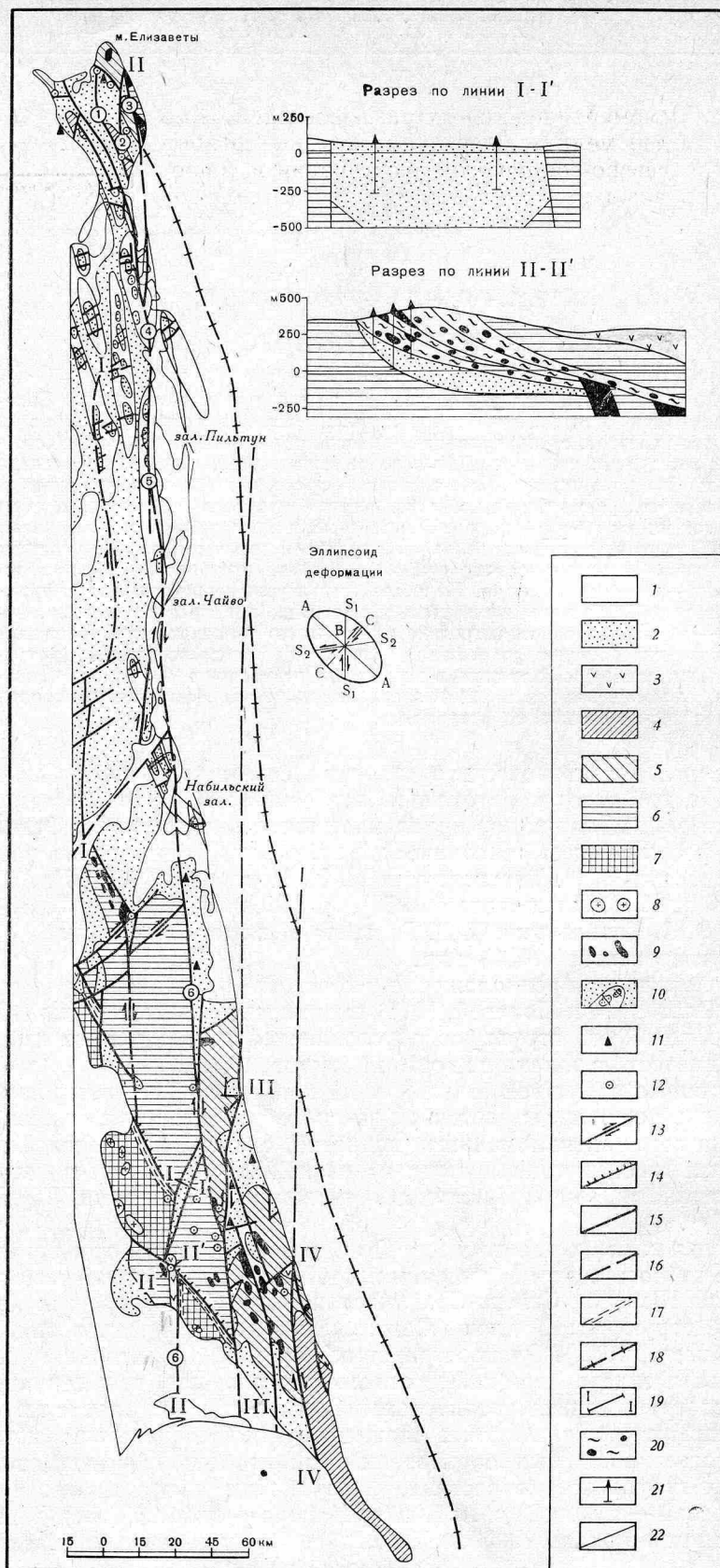


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточного Сахалина

1 — четвертичные отложения, 2 — неоген (осадочные отложения), 3 — неоген (эффузивы и туфы), 4 — верхний мел (терригенные отложения), 5 — верхний мел (кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения), 6 — мезозой (юра — нижний мел), 7 — палеозой, 8 — гранитоиды, 9 — базиты и гипербазиты, 10 — антиклинальные газонефтеносные зоны в неогеновых отложениях, 11 — нефтепроявления, 12 — проявления ртути, 13 — сдвиги, 14 — надвиги, 15 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 16 — предполагаемые разломы и разломы, перекрытые четвертичными отложениями, 17 — зоны динамометаморфизма, 18 — предполагаемое положение Восточно-Сахалинского глубинного разлома, 19 — линии поперечных разрезов через зону Центрального разлома, 20 — тектоническая брекчия мезозойских пород с линзами серпентинитов, 21 — буровые скважины, 22 — геологические границы.

Сдвиговые зоны: I—I — Гыргылань-Осскойская, II—II — Северо-Сахалинская, III—III — Прибрежная, IV—IV — Лиманская. Разрывы, входящие в состав Северо-Сахалинской сдвиговой зоны (глубинного разлома): 1 — Тунский, 2 — Хейтонский, 3 — Лонгрийский, 4 — Восточно-Эхабинский, 5 — Пильтунский, 6 — Центральный

ка не обнаружено. Местами породы изменены до филлитов или зеленых сланцев.

Метаморфические сланцы вальзинской серии (палеозой) ранее выделявшиеся в отдельный (нижний) структурный этаж, также являются частью эвгеосинклинального комплекса. Они метаморфизованы в разной степени (пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая, глаукофановая, эпидот-амфиболитовая фации), но исходные образования представлены граувакками, алевролитами, основными вулканитами, кремнистыми породами, серпентинитами и габброидами в пропорциях, сходных с неметаморфизованной частью эвгеосинклинального разреза.

Породы этого этажа смяты в линейные, часто близкие к изоклинальным, опрокинутые складки и рассечены многочисленными надвигами. В основании эвгеосинклинального разреза на п-ове Шмидта и в северной части Восточно-Сахалинских гор выявлена мощная толща тектонических брекчий, состоящих из глыб габброидов, спилитов, диабазов, яшм, известняков, алевролитов, граувакк, метаморфических сланцев, амфиболитов и габбро-амфиболитов, погруженных в серпентинитово-глинистый цемент и прослоенных линзами серпентинизированных перидотитов. Толща брекчий по своему внутреннему строению, составу и тектонической позиции весьма напоминает типичный альпийский серпентинитовый меланж, широко развитый в эвгеосинклинальных зонах Альпийского и Тихоокеанского складчатых поясов, обычно в основании крупных аллохтонных блоков (Пейве, 1969; Казьмин, (1971; Книппер, 1971).

По отношению к вышележащим слабометаморфизованным верхнемеловым и неогеновым отложениям комплекс палеозойско-мезозойских эвгеосинклинальных образований может быть назван «складчатым основанием» или фундаментом.

Меловые отложения, слагающие средний структурный этаж, в Восточном хребте п-ова Шмидта представлены флишевым переслаиванием туфов и граувакк с алевролитами и глинистыми сланцами и относятся к верхнему альбу (?) — сенону. В последнее время в Восточно-Сахалинских горах из состава набильской серии выделены верхнемеловые сенон-маастрихтские образования рымникской серии, представленные граувакками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, андезитами, андезитобазальтами, спилитами, диабазами и их туфами, яшмами, известняками. На п-ове Терпения и в западной части п-ова Шмидта издавна выделяется мощная верхнемеловая сенон-маастрихтская толща (котиковская серия, славянская свита), сложенная конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда с линзами каменных углей (Геология, СССР, т. XXXIII, 1970). В юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор верхнемеловые отложения эвгеосинклинального типа прорваны многочисленными мелкими массивами перидо-

титов и габброидов. В этом районе их весьма трудно выделить из состава нижнего структурного этажа.

На палеозойских и мезозойских породах с резким структурным несогласием залегают неогеновые образования, слагающие верхний структурный этаж. Они характеризуются быстрой сменой фаций и неустойчивой мощностью. На п-ове Шмидта неогеновые отложения подразделяются на четыре свиты: мачигарскую и тумскую (нижний миоцен), пильскую (средний миоцен) и диановскую (плиоцен) общей мощностью 2000—2500 м. Мачигарская свита сложена разнородными песчаниками с редкой галькой и гравием, с прослоями песчаных алевролитов и аргиллитов и линзами каменного угля. Тумская и пильская свиты представлены средне- и тонкослоистым переслаиванием кремнистых опоковидных алевролитов и аргиллитов, опок и песчаников. Диановская свита сложена песками, глинами и диатомовыми глинами с линзами известняков-ракушечников.

В пределах Северо-Сахалинской складчатой зоны наблюдается замещение ниже- и среднемиоценовых глубокоководных кремнисто-терригенных отложений мелководными и континентальными песчано-глинистыми образованиями. В разрезе появляются мощные пачки верхнемиоценовых и плиоценовых терригенных образований. На большей части площади зоны неогеновые отложения представлены мощной (до 6—8 км) толщей мелководных морских песчано-глинистых пород. Эта толща подразделяется на мачигарскую, даехурийскую (нижний миоцен), уйинскую (средний миоцен), дагинскую (средний, верхний миоцен), окобыкайскую (верхний миоцен) и нutowскую (плиоцен) свиты. В дагинской и нutowской свитах встречаются прослои континентальных угленосных образований. К алевроито-песчаным пластам верхней части дагинской, окобыкайской и нижней части нutowской свиты приурочены нефтяные и газовые залежи.

В Восточно-Сахалинских горах нижнемиоценовые отложения (люкаменская, мутновская и пиленгская свиты) близки по литологическому составу образованиям мачигарской, тумской и пильской свит п-ова Шмидта, а средне-, верхнемиоценовые и плиоценовые (верхнедуйская, борская, маруямская, уранайская, хузинская свиты) напоминают песчано-глинистые образования дагинской, окобыкайской и нutowской свит Северо-Сахалинской складчатой зоны.

Широкое распространение на Сахалине палеозойско-мезозойских кремнисто-граувакковых толщ, присутствие меланжа и зон глаукофанового метаморфизма позволяет включать территорию острова в состав пояса своеобразных палеозойско-мезозойских эвгеосинклиналей (талассогеосинклиналей по Н. А. Богданову, 1969) Тихоокеанского кольца. Складчатые зоны, сформированные на месте талассогеосинклинальных прогибов, обнаруживают ряд общих геологических особенностей. Наибольшее сходство геологического строения отмечается для районов Сахалина и расположенной на противоположной стороне Тихого океана Калифорнийской кайнозойской складчатой зоны (Пушаровский, 1964; Рождественский, 1966; Меланхолина, 1968). Детальные геологические исследования последних лет показывают, что это сходство распространяется не только на близость вещественного состава и возраста основных осадочно-вулканогенных и интрузивных формаций, но и на последовательность проявления различных типов тектонических движений.

На Сахалине, так же как и в западной части Калифорнии (Бейли, Блейк, 1969), этап формирования линейной складчатости, надвигов, зон меланжа и смятия сменился на заключительной стадии развития складчатого пояса этапом формирования правосторонних сдвиговых зон (Рождественский, 1969, 1972). Подобные зоны особенно ярко выражены в геологической структуре северо-восточного Сахалина (рис. 1).

Наиболее крупной и хорошо изученной является сдвиговая зона, про-

гтягивающаяся вдоль северо-восточного побережья острова. Автор предлагает называть эту зону Северо-Сахалинским глубинным разломом.

Зона Северо-Сахалинского разлома объединяет несколько крупных субмеридиональных разрывов сдвигового типа, а также множество более мелких, оперяющих крупные разрывы, трещин северо-западного и северо-восточного простираний и сопровождается широкой (до 10 км) полосой интенсивной приразломной складчатости. Отдельные разрывы, входящие в состав зоны, обычно хорошо выражены в рельефе в виде прямолинейных тектонических уступов, рытвин и валов и протягиваются на десятки и сотни километров.

На п-ове Шмидта сдвиговая зона включает Лонгрийский, Хейтонский и Туинский разломы. Далее на юг она продолжается вдоль восточного побережья Сахалина, где включает Восточно-Эхабинский и Пильтунский разломы. В промежутке между заливами Чайво и Набильским зона скрыта под четвертичными отложениями. На этом участке положение глубинного разлома можно наметить по приуроченности к побережью Охотского моря термальных источников, грязевых вулканов, многочисленных газовой и нефтепроявлений, даек изверженных пород, а также по линейному расположению эпицентров землетрясений, магнитных аномалий и гравитационных уступов. Южнее Набильского залива продолжение зоны — Центральный разлом Восточно-Сахалинских гор. Общая протяженность зоны сдвиговых дислокаций около 550 км. Как на севере, так и на юге она скрывается под водами Охотского моря.

Резко различная глубина эрозионного среза по простиранию зоны позволяет изучить ее строение на разных уровнях, соответствующих нижнему, среднему и верхнему структурным этажам.

В северной части района в Восточном хребте п-ова Шмидта сдвиговая зона сечет образования всех трех структурных этажей. Восточный хребет в тектоническом отношении представляет собой антиклинорий, в своде которого обнажаются образования юрского — раннемелового возраста, а в крыльях — меловые и неогеновые отложения. Сложная система складок Восточного хребта, имеющая в общем северо-западное под азимутом 320—325° простирание, пересекается крутопадающими, почти вертикальными плоскостями Лонгрийского, Хейтонского и Туинского разломов субмеридионального и северо — северо-западного простирания.

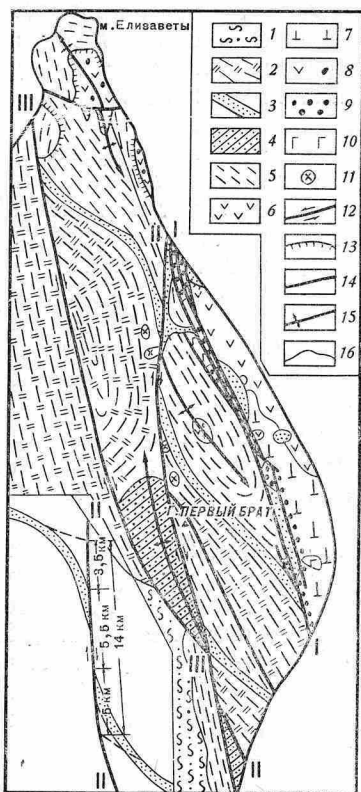


Рис. 2. Схема геологического строения Восточного хребта п-ва Шмидта

Неоген: 1 — диановская свита, 2 — нерасчлененные отложения тумской и пильской свит, 3 — мацигарская свита, верхний мел: 4 — славянская свита, 5 — нерасчлененные отложения тойской и томинской свит, 6 — мезозой (юра — нижний мел), 7 — серпентинизированные перидотиты, 8 — тектоническая брекчия мезозойских пород с серпентинитовым цементом, 9 — расланцованные серпентиниты, 10 — габброиды, диориты, гранодиориты, 11 — щелочные габброиды (кринаниты), 12 — сдвиги, 13 — надвиги, 14 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 15 — оси антиклиналей, 16 — геологические границы. Сдвиги: I—I — Лонгрийский, II—II — Хейтонский, III—III — Туинский. На врезке показана амплитуда правосдвигового смещения и горизонтального изгиба слоев по Хейтонскому сдвигу

ния (рис. 2). Эти нарушения разрывают и смещают по типу правого сдвига все образования района, включая плиоценовые. Разломы четко выражены в рельефе в виде прямолинейных микрохребтиков высотой от 1 до 4 км, сопровождаемых такими же прямолинейными рывтинами, глубиной 1—3 м. При приближении к линиям сдвигов оси складок и геологические границы приобретают простирание и падение, почти параллельное положению плоскости сместителя разлома. В связи с этим явлением наблюдаются вторичные дугообразные складчатые изгибы слоев типа горизонтальных флексур, обращенные выпуклостью в сторону перемещения блоков по сдвигу. Особенно четко подобные изгибы геологических границ выражены в зоне Хейтонского сдвига. Величина изгиба, измеренная здесь по контакту верхнемеловых и неогеновых отложений, составляет в западном крыле разлома 3,5 км, а в восточном — 5 км. Горизонтальная амплитуда разрывного смещения по Хейтонскому сдвигу отчетливо устанавливается по разрыву и правостороннему боковому смещению на 5,5 км полосы меловых и неогеновых отложений. На такое же расстояние смещены отдельные части разорванного сдвигом пояса даек неогеновых щелочных габброидов. Если учесть амплитуду горизонтального складчатого изгиба слоев, то полное горизонтальное смещение по Хейтонскому сдвигу составит 14 км (рис. 2, врезка). Сдвиговая амплитуда по Туинскому и Лонгрийскому разломам определена по смещению отдельных маркирующих горизонтов в неогеновых отложениях и составляет соответственно 5 и 7 км (Рождественский, 1972).

Оси складок на п-ове Шмидта простираются в северо-западном направлении и ориентированы под углом 15—30° к направлению разломов занимая положение, типичное для осей сопряженных со сдвигами складок волочения (Ажгирей, 1956; Муди, Хилл, 1960). В связи с резкими разворотами складчатых структур под влиянием новейших сдвиговых подвижек складки, расположенные в блоках между сдвигами, приобрели в этом районе характерную сигмоидальную s-образную форму.

В расположенной южнее Северо-Сахалинской складчатой зоне выявление сдвиговых дислокаций представляет собой задачу, значительно более трудную, чем на п-ове Шмидта, так как зона сдвигов сечет здесь мощную монотонную толщу песчано-глинистых неогеновых отложений, слагающих верхний структурный этаж. Тем не менее основные особенности структурного плана п-ова Шмидта сохраняются.

Расположенные непосредственно на продолжении сдвиговой зоны п-ова Шмидта Восточно-Эхабинской и Пильтунский разломы обычно рассматриваются как взбросо-надвиги. Западное крыло Восточно-Эхабинского разлома надвинуто на восточное. Вертикальная амплитуда взброса изменяется от 1500 до 300 м. В то же время вдоль Пильтунского разлома восточное крыло надвинуто на западное с максимальной амплитудой вертикального смещения до 700 м (рис. 3).

На наш взгляд, разнонаправленное движение блоков по Восточно-Эхабинскому и Пильтунскому разломам и противоположное направление опрокинутости складок в их крыльях на запад, юго-запад в восточном крыле (Паромай), на восток, юго-восток в западном (Восточное Эхаби), можно объяснить, рассматривая эти разрывы как трещины скалывания, образовавшиеся в верхнем структурном ярусе над крупной сдвиговой зоной в фундаменте. Вывод о наличии сдвиговой амплитуды смещения вдоль Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов подтверждается анализом структурного рисунка Северо-Сахалинской складчатой зоны.

Вдоль Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов располагаются асимметричные, гребневидные, иногда слегка опрокинутые, линейные складки длиной до 20—30 км при ширине 2—4 км с близким к меридиональному, с незначительным отклонением к северо-западу, про-

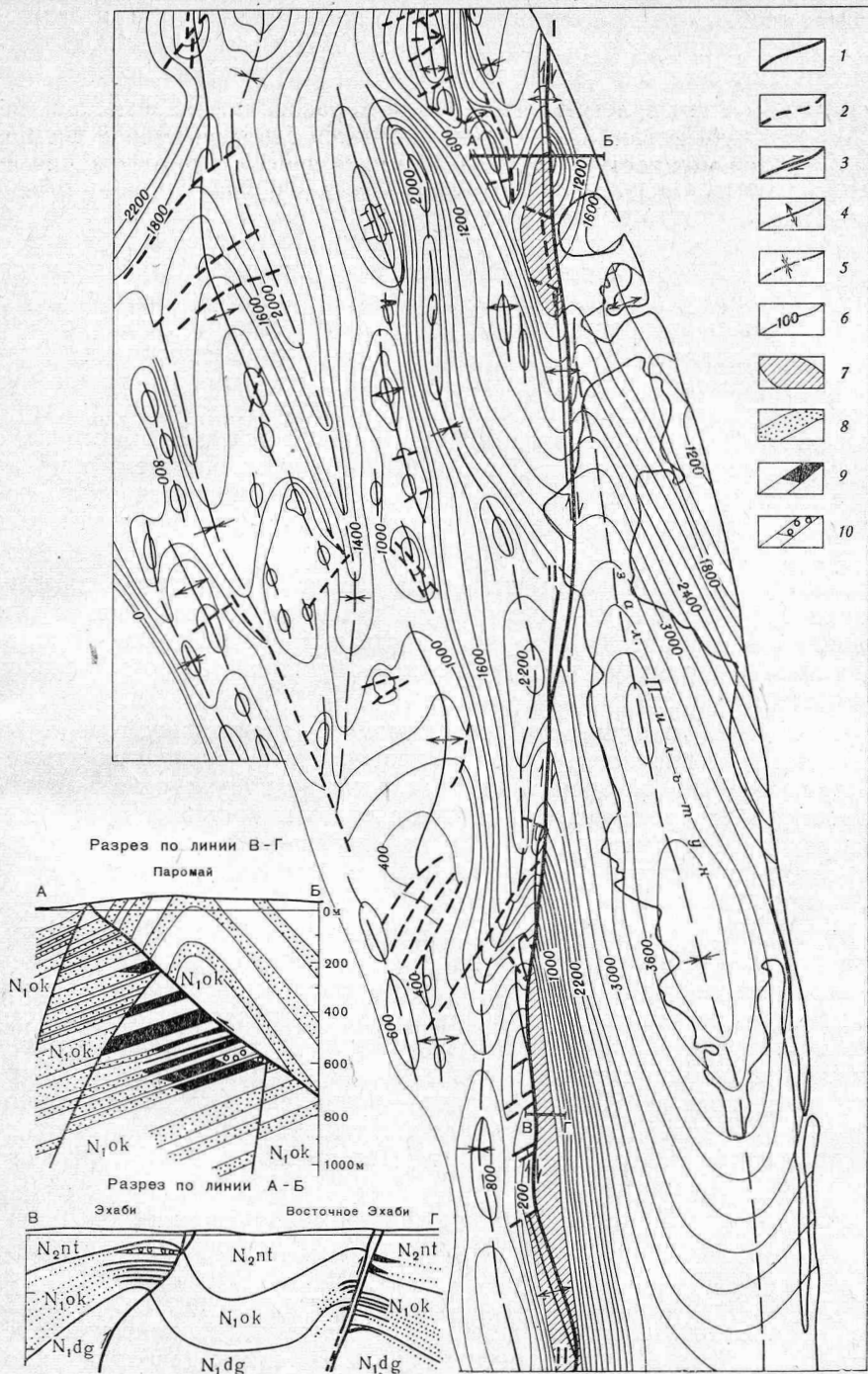


Рис. 3. Схематическая структурная карта северо-восточного побережья Сахалина по кровле окобыкайской свиты (по В. С. Ковальчуку, 1961).
 1 — Восточно-Эхабинский и Пильтунский разломы, 2 — прочие разрывы, 3 — направление сдвиговых смещений, 4 — оси антиклиналей и антиклинальных зон, вмещающих газо-нефтяные месторождения, 5 — оси синклиналей, 6 — стратоизогипсы по материалам структурного и разведочного бурения, геологических съемок и геофизических исследований, 7 — участки размыва окобыкайской свиты, 8 — горизонты песчаников, 9 — нефтяные залежи, 10 — газовые залежи, N_{2nt} — нутовская свита, N_{1ok} — окобыкайская свита, N_{1dg} — дагинская свита, I—I — Восточно-Эхабинский разлом, II—II — Пильтунский разлом

стиранием осей. В расположении складок наблюдается правая кулидность. При удалении от этих разломов в западном направлении складки приобретают северо-западное простираание, погружаются, становятся значительно более простыми и менее вытянутыми (брахискладки и купола). Углы падения слоев на крыльях брахискладок редко превышают $15-20^\circ$. Преобладают почти симметричные складки. При дальнейшем движении к юго-западу в восточном крыле Гырғыланы-Осской разлома, вдоль которого в последнее время Ю. Н. Гололобовым и В. В. Харахиновым установлены правосдвиговые смещения блоков с амплитудой до 2,5 км, простираание осей складок вновь приближается к меридиональному. Складки снова становятся асимметричными, однако более крутыми являются уже не северо-восточные, а юго-западные крылья антиклиналей. Таким образом, наблюдается винтообразный изгиб осевых плоскостей складчатых структур, вызванный, по-видимому, их вращением в горизонтальной плоскости между Северо-Сахалинским и Гырғыланы-Осским сдвигами. Восточнее Восточно-Эхабинского и Пильтунского разломов располагаются брахиантиклинальные и синклинальные складки, простираание осей которых также меняется от субмеридионального вдоль зон разломов до северо-западного на некотором удалении от них.

Складки обычно наклонены или даже слегка опрокинуты в сторону сдвига блока, т. е. к северо-востоку в западном крыле разлома и к юго-западу в восточном. Крутые крылья складок часто нарушены взбросо-надвигами северо-западного, а своды — сбросами северо-восточного и субширотного простираания.

Формирование складчатости, по-видимому, в значительной мере определялось перекашиванием блоков в процессе правосдвиговых движений. Первоначально образовавшиеся складки волочения северо-западного простираания в результате новейших сдвиговых подвижек приобрели вблизи разломов субмеридиональное простираание. Сходный структурный рисунок наблюдается в зоне правого сдвига Инглвуд в Калифорнии (Ажгирей, 1956; Муди, Хилл, 1960).

В Восточно-Сахалинских горах продолжение Северо-Сахалинской сдвиговой зоны — Центральный разлом. Зона разлома, шириной 2—4 км, включает несколько крупных разрывов субмеридионального простираания и множество мелких трещин. По этому разлому наблюдается разрыв и правостороннее боковое смещение на 25 км пояса палеозойских метаморфических сланцев вальзинской серии, прорванных палеогеновыми гранитоидами. Полоса юрских — раннемеловых осадочно-вулканогенных отложений набильской серии пережата вдоль разлома в связи со сдвиговыми смещениями его крыльев до ширины 15 км вместо обычной 30—35 км (рис. 1).

В южной части Восточно-Сахалинских гор, вдоль долины р. Лангери, зона Центрального разлома отклоняется от меридионального простираания к северо-востоку (вправо). На этом отрезке образовался узкий, шириной 2—4 км грабен, протягивающийся почти на 40 км (рис. 1, разрез I—I). В южной части грабен выполнен рыхлыми конгломерато-песчано-глинистыми образованиями маруямской свиты (верхний миоцен — плиоцен), а в северной — конгломератами, гравелитами и песчаниками люкаминской (?) свиты (нижний миоцен). Мощность неогеновых отложений составляет 300—600 м. Межгорная впадина, к которой приурочен грабен, пересекает Центральный хребет Восточно-Сахалинских гор в его осевой части. Прогибание впадины продолжалось и в четвертичное время в связи с чем р. Лангери, впадавшая ранее в зал. Терпения была перехвачена небольшой рекой, впадающей в Охотское море (Беспалый, 1962). Формирование неогенового грабена и четвертичной межгорной впадины, по-видимому, обусловлено возникновением вдоль

изогнутой части сдвига зоны растяжения палеозойско-мезозойского фундамента.

Южнее, в верховьях р. Оленьей, зона Центрального разлома отклоняется от меридионального простирания к юго-востоку (влево). На этом участке наблюдается серия пологопадающих на северо-восток чешуйчатых надвигов, вдоль которых мезозойские образования набильской серии (яшмы, спилиты, граувакки), превращенные в тектоническую брекчию с серпентинитово-глинистым цементом, надвинуты на слабо диагenezированные конгломерато-песчано-глинистые отложения маруямской свиты. Вскрытая буровыми скважинами ширина зоны перекрытия неогеновых отложений мезозойскими превышает здесь 500 м. Предполагается, что полная амплитуда надвига составляет около 2 км (см. рис. 1, разрез II—II). Расположение участков растяжения (грабенов) и сжатия (надвигов) вдоль изогнутых участков Центрального разлома характеризует последний как правый сдвиг.

Плиоценовый возраст верхних горизонтов маруямской свиты, выполняющих Лангерийский грабен и залегающих в автохтонном блоке в верховьях р. Оленьей, позволяет датировать основной период сдвиговых движений вдоль зоны Северо-Сахалинского глубинного разлома плиоценовым — раннечетвертичным временем и связывать эти движения с сахалинской фазой тектогенеза. Движения блоков земной коры, разграниченных Северо-Сахалинским разломом, продолжаются и в настоящее время. Об этом свидетельствует присутствие вдоль отдельных участков зоны разлома четвертичных впадин проседания, прямолинейных тектонических уступов, рытвин и валов, а также частое совпадение осей неотектонических поднятий (горных хребтов) со сводами антиклинальных складов волочения, косо оперяющими сдвиги.

Современными тектоническими движениями обусловлена повышенная (до 7—8 баллов) сейсмичность зоны Северо-Сахалинского разлома. Большой интерес представляют данные, полученные Л. С. Оскорбиным и др. (1967) при изучении Ногликского восьмибального землетрясения, произошедшего в 1964 г. По этим материалам, «подвижки в зоне разлома, отвечающие субмеридиональной нодальной плоскости с простиранием северо-восток 12° и практически вертикальным падением, происходили по типу сдвига и крутого сброса. При этом западное крыло сместилось к северу и опустилось относительно восточного». Таким образом, преобладающим типом движения при Ногликском землетрясении был правый сдвиг крыльев разлома. Появление сбросовой амплитуды (опускание западного крыла) хорошо объясняется отклонением плоскости неотектонической трещины к северо-востоку (вправо) от меридионального простирания, что и вызвало вдоль разлома явления растяжения.

Относительно времени возникновения Северо-Сахалинского глубинного разлома по имеющимся в настоящее время геологическим материалам трудно дать окончательный ответ. Разрывы, входящие в систему глубинного разлома, были конседиментационными. Установлено, что амплитуда вертикального смещения блоков по Восточно-Эхабинскому и Пильтунскому разломам увеличивается с глубиной (Ковальчук, 1961). На литолого-фациальной карте пород нижнеокобыкайской подсвиты (верхний миоцен), составленной Т. И. Евдокимовой в 1970 г., Восточно-Эхабинско-Пильтунский разрыв разделяет области накопления глинистых и песчано-глинистых отложений. Вдоль зоны разлома намечается узкая полоса сокращенных мощностей окобыкайской свиты, что, по-видимому, указывает на существование в это время конседиментационного приразломного поднятия. На п-ове Шмидта мощность нижнемиоценовых отложений в западном крыле Хейтонского разлома значительно превышает мощность одновозрастных отложений в его восточном крыле.

Таким образом, конседиментационные вертикальные смещения блоков вдоль Северо-Сахалинского глубинного разлома устанавливаются, начиная с раннего миоцена. В то же время вдоль разлома наблюдается правостороннее боковое смещение поясов мезозойских гипербазитов и палеогеновых гранитоидов. Поэтому время возникновения разлома скорее всего следует относить к позднему палеогену или раннему миоцену. По-видимому, заложением системы субмеридиональных разломов было обусловлено начало формирования неогеновых впадин Сахалина, наложенных на палеозойско-мезозойские складчатые структуры северо-западного простиранья.

О глубине проникновения Северо-Сахалинского разлома в земную кору можно судить по приуроченности к его зоне п-ова Шмидта даек неогеновых щелочных габброидов (кринанитов, тешенитов), а в Восточно-Сахалинских горах — даек ортоклазовых габбро. Таким образом, в этот период развития разлом, по-видимому, достигал «базальтового» слоя земной коры. С этим периодом связано образование ртутных рудопроявлений. В настоящее время вдоль зоны разлома отмечаются приповерхностные землетрясения с глубиной эпицентров в 10—20 км (Соловьев и др., 1967; Оскорбин и др., 1967) и тектонические движения сосредоточены в верхней части земной коры в породах фундамента.

По классификации А. В. Пейве (1956), В. Е. Хаина (1963), А. И. Суворова (1968), Северо-Сахалинский глубинный разлом следует отнести к межглыбовым коровым сдвигам. Своеобразие этого разлома заключается в том, что сдвиг не приурочен к какой-нибудь одной линии, а представлен широкой полосой взаимосвязанных дислокаций, включающей крупные сдвиговые нарушения субмеридионального простиранья, оперяющие их трещины северо-западного (взбросы) и северо-восточного (сбросы) простиранья, грабены и системы надвигов вдоль изогнутых участков сдвиговой зоны, а также приразломные складки волочения и горизонтальные флексуры.

Крупные сдвиги часто сопровождаются системами субпараллельных сдвигов, аналогичного типа, но обычно меньшего масштаба. Типичные примеры — районы сдвига Сан-Андреаса в Калифорнии, Грейт-Глена в Шотландии, Альпийского сдвига в Новой Зеландии, сдвиги Казахстана и Средней Азии (Пейве, 1963; Кеннеди, 1963; Суворов, 1968). Северо-Сахалинская сдвиговая зона также сопровождается серией субпараллельных ей разломов (Гыргылань-Осскойский, Прибрежный, Лиманский), расположенных примерно на одинаковом расстоянии друг от друга, через каждые 18—20 км (рис. 4).

Анализ распространения в Восточно-Сахалинских горах палеозойских, юрских — нижнемеловых и верхнемеловых отложений позволил автору (Рождественский, 1969) показать, что их тектоническое соприкосновение по крутозалегающим прямолинейным разломам можно объяснить ступенчатыми в плане правосторонними боковыми смещениями отдельных частей разорванных складчатых структур по Центральному, Прибрежному и Лиманскому сдвигам (рис. 4, А). После восстановления первоначального положения сдвинутых блоков возникает отчетливо выраженная антиклинальная структура с палеозойскими отложениями в ядре, юрскими и меловыми на крыльях (рис. 4, Б). В акватории Охотского моря вдоль северных продолжений Прибрежного и Лиманского сдвигов, по-видимому, произошло такое же ступенчатое правосдвиговое смещение зоны Восточно-Сахалинского глубинного разлома, положение которого примерно намечается линейной цепочкой интенсивных магнитных аномалий (рис. 1).

Для всех трех описанных нами районов Сахалина характерно присутствие правых сдвигов субмеридионального, надвигов и взбросов северо-западного и сбросов северо-восточного простиранья. Оси складок имеют северо-западное, а при приближении к меридиональным сдвигам

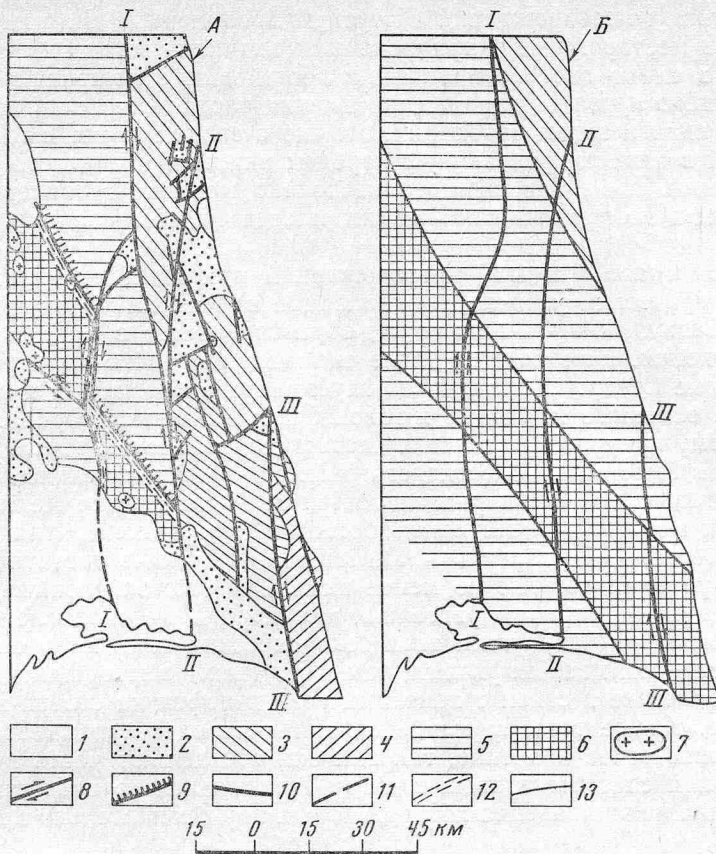


Рис. 4. Схема геологического строения южной части Восточно-Сахалинских гор до (Б) и после (А) кайнозойских сдвиговых движений. I — четвертичные отложения, 2 — неоген, 3 — верхний мел (кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения), 4 — верхний мел (терригенные отложения), 5 — мезозой (юра — нижний мел), 6 — палеозой, 7 — гранитоиды, 8 — сдвиги, 9 — надвиги, 10 — сбросы и прочие разломы, характер перемещений по которым не установлен, 11 — разломы, перекрытые четвертичными отложениями, 12 — зоны динамометаморфизма, 13 — геологические границы. Сдвиговые зоны: I—I — Центральная, II—II — Прибрежная, III—III — Лиманская

приобретают субмеридиональное простирание. Подобный структурный рисунок мог сформироваться в результате горизонтального сжатия в направлении северо-восток — юго-запад под азимутом 40—50° перпендикулярно простиранию складчатости и надвигов.

Существенную помощь в расшифровке позднекайнозойской тектоники этого района может оказать эллипсоид деформации с горизонтально ориентированными большой (А) и малой (С) осями (рис. 1). Ось А этого эллипсоида соответствует преобладающему направлению складчатости и взбросо-надвигов, ось С — направлению сбросов. Круговые сечения отражают направления трещин скалывания (s_1 — правые сдвиги, s_2 — левые сдвиги). Особенно хорошо выражены системы правых сдвигов субмеридионального и сбросов северо-восточного простирания. Вдоль оси С отмечаются также незначительные правосторонние сдвиговые смещения, вызванные, по-видимому, вращением по часовой стрелке блоков, расположенных между меридиональными сдвигами.

Субмеридиональные сдвиги северо-восточного Сахалина являются главными тектоническими структурами, контролирующими размещение

газонефтяных месторождений и ртутных проявлений (см. рис. 1). Газонефтяные месторождения приурочены к антиклинальным складкам волочения в слабо диагенезированных неогеновых отложениях верхнего структурного яруса, а ртутные проявления располагаются в оперяющих крупные сдвиги зонах дробления, обычно в сводах узких, сжатых антиклиналей в метаморфизованных породах нижнего и среднего структурных этажей. На п-ове Шмидта несколько мелких проявлений ртути встречены в неогеновых отложениях, иногда совместно с нефтепроявлениями.

Запасы газонефтяных месторождений при одинаковых литолого-стратиграфических условиях локализации определялись размерами антиклинальных складок волочения, образовавшихся в процессе сдвиговых движений. Наиболее крупные складки подобного типа располагаются в зоне Северо-Сахалинского глубинного разлома, где и сосредоточены все основные нефтяные и газонефтяные залежи острова. К этому же разлому приурочена большая часть рудопроявлений ртути.

В зоне Гыргылань-Осской разлома с незначительной амплитудой сдвиговых смещений располагается лишь несколько мелких газонефтяных месторождений. Вдоль остальных меридиональных разломов сдвигового типа (Прибрежный, Лиманский) поиски в достаточном объеме не проводились, тем не менее выявлены многочисленные газо- и нефтепроявления, ореолы рассеяния киновари и рудопроявления ртути.

Проблема изучения линейных тектонических зон, контролирующих размещение как газонефтяных, так и ртутных месторождений, имеет важное значение в связи с поисками газа и нефти на северо-восточном Сахалине. Кроме того, изучение сахалинских сдвигов имеет большое общетеоретическое значение, так как они составляют часть гигантской планетарной системы правых сдвигов Тихоокеанского подвижного пояса, причина возникновения которой до сих пор окончательно не установлена.

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1956.
- Алексейчик С. Н., Гальцов-Безюк С. Д., Ковальчук В. С., Сычев П. М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 217.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3 и 4.
- Беспалый В. Г. Геоморфология и история развития бассейна р. Лангери.— Информ. сб. Всес. н.— и. геол. ин-та, 1962, № 57.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин. «Недра», 1970.
- Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Капица А. А. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование.— Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 224.
- Кеннеди В. Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. Изд-во иностр. лит., М., 1963.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Ковальчук В. С. Конседиментационные разрывы на о. Сахалине и методы их изучения.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 181.
- Меланхолина Е. Н. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии.— Геотектоника, 1968, № 2.
- Муди Дж., Хилл М. Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Оскорбин Л. С., Поплавский А. А., Занюков В. Н. Ногликское землетрясение 20 октября 1964 г. Южно-Сахалинск, 1967.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное распределение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1 и 3.

- Wallace R. E.* Tectonics of the San Andreas fault system. Geologic Studies.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, No. 5.
- Wentworth C. M.* Upper Cretaceous and lower Tertiary strata near Gualala, California and inferred large right slip on the San Andreas fault.—Proceed. Confer. problems of San Andreas fault system, Stanford University, Publ. geol. sci., v. XI, 1968.
- Willis B.* San Andreas Rift, California.—Journal of Geology, 1938a, v. XLVI, No. 6.
- Willis B.* San Andreas Rift in Southern California. Journal of Geology, 1938b, v. XLVI, No. 8.
- Wilson J. T.* Transform faults, oceanic ridges and magnetic anomalies southwest of Vancouver Island.—Science, 1965, v. 150, No. 3695.
- Wilt J. W.* Measured Movement along the Surface trace of an active thrust fault in the Buena Vista Hills, Kern County, California.—Bull. Seismol. Soc. America, 1958, v. 48.
- Yeats R. S.* Southern California structure, sea floor spreading and history of the Pacific basin.—Bull. Geol. Soc. America, 1968, v. 12, No. 79.