

Пущаровский Ю.М., Зинкевич В.П., Мазарович А.О., Пейве А.А., Разницын Ю.Н.,
Рихтер А.В., Цуканов Н.В. Тектонические покровы и надвиги в Северо-Западном
обрамлении Тихого океана //Геология Мирового океана. 27-й Международный
геологический конгресс. С.06. S.07.2.2. С.95-100

27-й
МЕЖДУНАРОДНЫЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОНГРЕСС



СССР
Москва
4-14 августа 1984

ГЕОЛОГИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Секция С.06
Симпозиум S.07.2.2
Доклады
Том 6, часть I



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1984

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И НАДВИГИ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ОБРАМЛЕНИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ, В.П. ЗИНКЕВИЧ, А.О. МАЗАРОВИЧ,
А.А. ПЕЙВЕ, Ю.Н. РАЗНИЦИН, А.В. РИХТЕР, Н.В. ЦУКАНОВ,

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

Тектонический анализ горных сооружений в северо-западном обрамлении Тихого океана до последнего времени многие авторы проводили без учета горизонтальных перемещений горных масс. Структуры многих районов Востока СССР считались как серии антиклинориев и синклинориев, разделенных глубинными разломами, а надви- ги и покровы рассматривались как образования, не имеющие принципиального значе- ния. В результате изучения ряда районов (Южный Сихотэ-Алинь, Сахалин, Восточная Камчатка, Корякский хребет), проведенного Геологическим институтом АН СССР, установлено широкое распространение в регионе покровных и чешуйчато-надвиговых структур позднемезозойского и кайнозойского возраста¹ (рис. 1).

ЮЖНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ

В Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоне (см. рис. 1, I) выделяется относи- тельный автохтон, который перекрыт тремя аллохтонными комплексами, состоящими из ряда тектонических пластин.

Относительный автохтон в районе с. Павловка сложен олистостромовым комплек- сом (J_3-K_1), представляющим собой сильно тектонизированные терригенные породы, в которые заключены глыбы и блоки габброидов ($PZ_2?$), гранитоидов ($PZ_2?$), извест- няков (PZ_3) и щелочных базальтов (J_{2-3}).

Нижний аллохтонный комплекс сложен амфиболизированными и катаклизованны- ми габброидами ($PZ_2?$). На них с размывом ложатся слюдястые аркозовые песча- ники верхней перми, которые без видимого несогласия сменяются алевролитами триа- са. Общая мощность осадочных пород достигает 900 м.

Средний аллохтонный комплекс сложен эффузивами основного состава, кремнями,

¹ Надви́ги нового и новейшего времени в статье не рассматриваются.

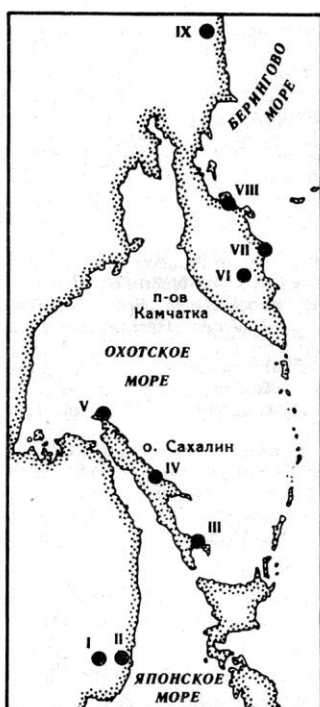


Рис. 1. Районы исследований

I, II — западная и восточная части хребта Сихотэ-Алинь; III — Сусунайский хребет; IV — Восточно-Сахалинские горы; V — п-ов Шмидта; VI — Валагинский хребет; VII — Кроноцкий полуостров; VIII — п-ов Озерной; IX — Корякский хребет

песчаниками, алевролитами, алевропелитами, часто с глыбами кремней (P_1^2 , T_{2-3}), известняков (PZ_3) и песчаников. До последнего времени все эти породы, объединенные в сихотэ-алинский комплекс, относились к среднему и верхнему палеозою. Новые находки фауны показали, что значительная часть этих пород имеет раннемезозойский возраст, а палеозойские породы встречаются только в виде экзотических глыб.

Для среднего аллохтонного комплекса характерно сложное внутреннее строение. Слагающие его породы разбиты пакетами чешуйчатых надвигов (рис. 2), наклоненных на северо-запад под углами $30-80^\circ$. Для всех пород типичны региональная тектонизация, сланцеватость и катаклаз, мелкая складчатость. В ряде районов чешуйчатая структура осложняется син- и антиформными складками.

Верхний аллохтонный комплекс выделяется только на западе Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоны, где он сложен амфиболитизированными и катаклазированными габброидами, габбро-норитами, амфиболитами и реже ультраосновными породами палеозойского, а возможно, и еще более древнего возраста — древнее меланократовое основание (?) сихотэ-алинской складчатой области. К подошве верхнего аллохтона (меланократового основания) приурочены зоны дробления, маломощные линзы серпентинитового меланжа или серпентинитовых тектонитов. Подстилающие породы сихотэ-алинского комплекса превращены в динамосланцы (местами с глаукофаном).

Судя по устойчивому северо-западному наклону плоскостей надвигов и юго-восточной вергенции складок, перемещение происходило с северо-запада на юго-восток. Амплитуда перемещений в образованиях сихотэ-алинского комплекса, видимо, не превышала первых десятков километров, но была несколько большей для пластин основных и ультраосновных пород. Становление чешуйчатых структур происходило в поздней юре — раннем мелу.

Вторым районом в Южном Сихотэ-Алине, где известны покровные структуры, является Прибрежная тектоническая зона (см. рис. 1, II), расположенная на восточном склоне хребта. Общее движение масс здесь происходило с юго-востока на северо-запад в турон-раннесенонское время. Амплитуды перемещений достигают десятков километров.



Рис. 2. Чешуйчатая структура в верховьях р. Усури (Южный Сихотэ-Алинь)

1 — габброиды среднепалеозойского возраста; 2 — динамосланцы; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — кремни; 6 — микститы; 7 — будинированные породы; 8 — надвиги; 9 — крутопадающие разломы

САХАЛИН

Чешуйчато-надвиговые структуры широко распространены на Сахалине. В восточной части п-ова Шмидта (см. рис. 1, V) на сеноманские флишеидные отложения надвинут пакет чешуй, разделенных зонами серпентинитового меланжа. Чешуи сложены серпентинизированными гарцбургитами, габбро и габбро-диабазами, основными эффузивами орлинской свиты. Последние включают глыбы и обломки юрско-нижнемеловых яшм, глинисто-кремнистых пород и мраморизованных известняков. Становление офиолитовых аллохтонов произошло не ранее конца позднего мела.

В центральной части Сахалина — в Восточно-Сахалинских горах (см. рис. 1, IV) относительный автохтон представлен рассланцованными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями мезозоя. Залегающие структурно выше тектонические пластины сложены вулканогенно-кремнистыми (яшмовыми) образованиями триаса — нижнего мела и верхнемеловыми песчаниками. Тектонические пластины имеют складчатую и тонкорасчешуенную внутреннюю структуру.

В западных отрогах Восточно-Сахалинских гор относительным автохтоном является верхнемеловая терригенная толща, перекрытая пакетом тектонических пластин, сложенных вулканогенно-кремнистыми образованиями триаса — нижнего мела и верхнемеловыми олистостромовыми и терригенными толщами. В кремнях обнаружены радиолярии юрско-мелового возраста. Этот комплекс метаморфизован в хлоритовой субфации и раньше считался домезозойским фундаментом острова. Метаморфизованные образования совместно с надвинутой на них пластиной неметаморфизованных олистостромовых и терригенных отложений (K_2), тектонически перекрыты верхнемеловой толщей смешанного вулканогенно-кремнисто-терригенного состава.

На юге Сахалина (рис. 3; см. также рис. 1, III) Сусунайский хребт сложен динамометаморфизованными вулканогенно-кремнистыми и терригенными образованиями. Ранее они рассматривались в составе домезозойского фундамента острова. В настоящее время среди них обнаружены остатки радиолярий триаса, нижнего и верхнего мела. Динамосланцы перекрыты пакетом тектонических пластин, сложенных серпентинитами, амфиболитами, слабо метаморфизованными вулканогенно-кремнистыми и неметаморфизованными верхнемеловыми флишеидными отложениями. Юго-восточнее, на западе Тонино-Анивского полуострова, на верхнемеловой флиш надвинуты вулканогенно-кремнистые триас-нижнемеловые толщи и верхнемеловые терригенные отложения с олистостромами.

Процесс образования надвигов на Сахалине был многофазным. Он начался на рубеже альба — сеномана, что фиксируется по олистостромам и фациям верхнемеловых отложений острова. Становление чешуйчато-надвиговой структуры Сахалина произошло в конце позднего мела — начале палеогена.

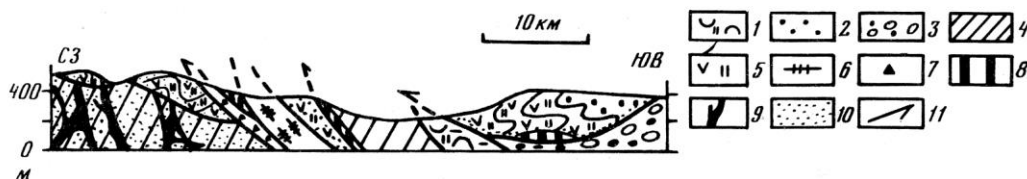


Рис. 3. Чешуйчато-надвиговые структуры в Сусунайском хребте (о-в Сахалин)

1–5 — толщи: 1 — туфо-терригенная (K_1al-K_2cm), 2 — грубообломочная терригенная (K_1), 3 — олистостромовая (K_1al-K_2cm), 4 — нерасчлененная вулканогенно-кремнистая ($T-K_1$) и терригенная (K_2); 5 — вулканогенно-кремнистая ($T-K_1$); 6 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — серпентинизированные гипербазиты; 9 — серпентинитовые и талькит-серпентинитовые протрузии; 10 — динамометаморфизованные породы мезозоя; 11 — над-
виги

ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА

В восточной части Кроноцкого полуострова (см. рис. 1, VII) установлено чешуйчатое строение верхнемеловых эффузивно-пирокластических образований (рис. 4, профиль III). Этот комплекс пород представлен чередованием потоков шаровых лав базальтовых, обломочно-подушечных брекчий базальтового, реже андезит-базальтового и андезитового состава, прослоев гиалокластитов, различных туфов, туфоконгломератов, туфосилицитов и фтанитов. Вся толща в целом отражает начальный этап развития островной дуги. Эти образования слагают самостоятельные покровные пластины мощностью 300–400 м, расслоенные серпентинитовым меланжем.

Серпентинитовый меланж состоит из рассланцованных серпентинитов, в которых зажаты блоки и глыбы (до 150 м в поперечнике) гарцбургитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов, клинопироксенитов, амфиболитов, габбро-норитов и габбро-диабазов, родингитов, хромитов и офикальцитов. В юго-западной части района массив серпентинизированных гарцбургитов (12 км²) также слагает покровную пластинку, перекрывающую верхнемеловые эффузивно-пирокластические образования.

Пластины эффузивно-пирокластических пород, разделяющий их серпентинитовый меланж и ультрабазиты перекрывают вулканогенно-осадочными образованиями (P₁₋₂) — неоавтохтоном. Становление покровной структуры имело место в самом конце мела — начале палеогена. Учитывая наклон пластин и плоскостей надвигов к югу и конфигурацию полосы меланжа, можно думать, что движение масс происходило со стороны Тихого океана. В северной части Валагинского хребта (см. рис. 4, профиль II) серпентинитовый меланж слагает маломощные (первые сотни метров) тектонические пластины, залегающие на терригенно-кремнисто-вулканогенных образованиях валагинской серии (K₂?) — относительный автохтон. Плоскости надвигов полого наклонены на юго-восток, в сторону Тихого океана.

Небольшие по площади массивы (не более 10 км²) серпентинизированных ультрабазитов слагают отдельные покровные пластины и располагаются в поле развития

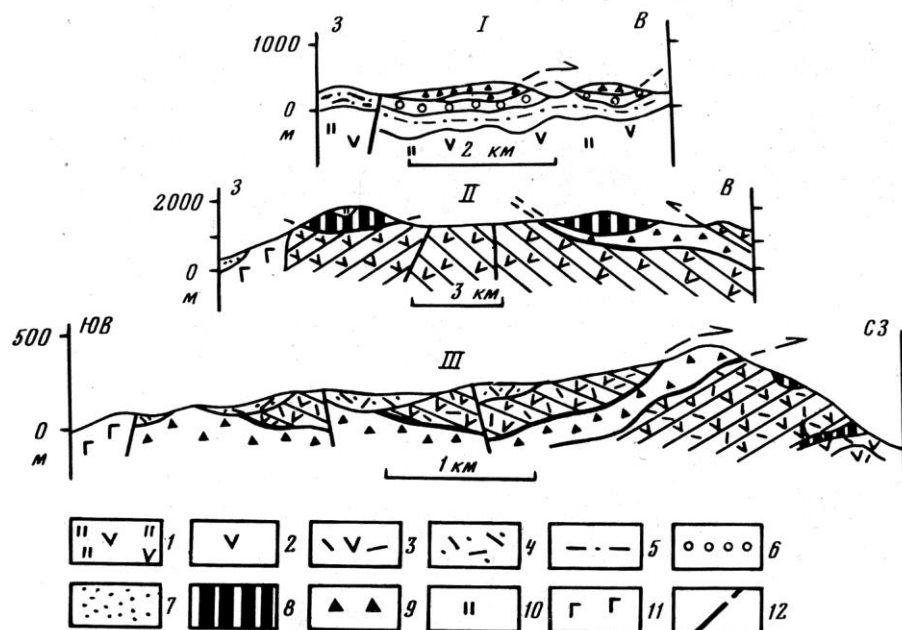


Рис. 4. Геологические профили через центральную часть п-ова Озерного (I), северную часть Валагинского хребта (II), восточную часть п-ова Кроноцкого (III)

1–7 — толщи: 1 — кремнисто-вулканогенная (K₁–K₂), 2 — вулканогенная попутновской свиты (K₂), 3 — эффузивно-пирокластическая (K₂), 4 — вулканогенно-осадочная (P₁₋₃), 5 — флишеидная (P₂), 6 — олигостромовая (P₂₋₃), 7 — неоген-четвертичная; 8 — ультрабазиты; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — кремнистые породы в глыбах меланжа; 11 — габбро-анортозиты, габбро-сиениты; 12 — разрывные нарушения

серпентинитового меланжа. Присутствие на водоразделах небольших по площади (иногда первые метры) выходов серпентинитов наряду с закартированными крупными пластинами ультрабазитов и серпентинитового меланжа, позволяют рассматривать эти образования в качестве тектонических останцов крупного покрова, частично уничтоженного эрозией.

Формирование покровной структуры района, по аналогии с Кроноцким полуостровом, скорее всего относится к концу мела — началу палеогена.

На п-ове Озерном широко развиты тектонические покровы (см. рис. 4, профиль I). Здесь на большой площади распространен серпентинитовый меланж, слагающий субгоризонтальные аллохтонные пластины. Местоположение корневых зон массивов проблематично. Флишоидно-олигостромовый комплекс, сопровождавший образование тектонических покровов, свидетельствует о позднеэоценовом-раннеолигоценном возрасте их становления, хотя скорее всего процесс тектонического скупивания начался раньше.

Установленные покровы, надвиги, серпентинитовые меланжи и олигостромы позволяют поставить вопрос о покровном строении всей Восточной Камчатки.

КОРЯКСКИЙ ХРЕБЕТ

Корякский хребет характеризуется широким распространением покровно-чешуйчатых структур, которые в последнее время были детально изучены.

В пределах хребта выделяется ряд тектонических пластин, каждая из которых сложена определенными структурно-формационными комплексами (с юго-востока на северо-запад): янранайским, накыпильякским, эконайским, алькатваамским и майницким.

Янранайский комплекс сложен базальтами, чередующимися с прослоями яшм и песчаников ($J_3 km-K_2$). Основание комплекса не вскрыто, видимая мощность 1000—1500 м.

Породы накыпильякского комплекса представлены грубослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями туфов среднего и кислого состава ($J_3 v-K_2 s$). В разрезе есть мощные горизонты грубообломочных микститов. Мощность отложений до 1000 м.

Эконайский комплекс сложен тектоническими пластинами габбро-гипербазитов, габбро-диабазов, вулканогенно-кремнистых пород (слоистые кремни, базальты, фтаныты с линзами верхнепалеозойских известняков) (PZ_3-T). Мощность до 5000 м.

Алькатваамский комплекс сложен чередующимися пачками туфоалевролитов, аргиллитов, песчаников ($J_3 v-P_2$). Мощность 1500—2000 м.

В основании майницкого комплекса вскрываются серпентинитовые меланжи с блоками гипербазитов и габброидов, которые перекрыты базальтами, яшмами и грауваками ($J_3 v-K_1$), слагающими верхнюю часть офиолитового разреза комплекса мощностью до 2000 м.

Янранайский структурно-формационный комплекс рассматривается как относительный автохтон; все остальные комплексы в разное время были совмещены, образуя покровно-чешуйчатую структуру с общим наклоном пластин на северо-запад (рис. 5). Сами покровные пластины сильно дислоцированы. Наблюдаются различные складки нескольких порядков, в том числе лежащие и опрокинутые, многочисленные разрывные нарушения, мощные зоны катаклаза и милонитизации, серпентинитовые меланжи.

Сопоставим основные рубежи покрово- и надвигообразования в разных частях северо-западного обрамления Тихого океана.

В материковой структуре Южного Сихотэ-Алиня и близкой к таковой Корякского хребта покровообразование началось еще в досреднемеловое время. На Сахалине, в более молодой тектонической зоне, оно фиксируется в среднем мелу движениями в сторону Тихого океана. Формирование же чешуйчато-надвиговой структуры острова связано с движениями в сторону материка в конце позднего мела — начале палеогена. На Восточной Камчатке самые ранние движения отмечаются в позднем маастрихте, а последующие надвиги имеют кайнозойский возраст. Таким образом, анализ рубежей надвигообразования подчеркивает основную закономерность развития структур в

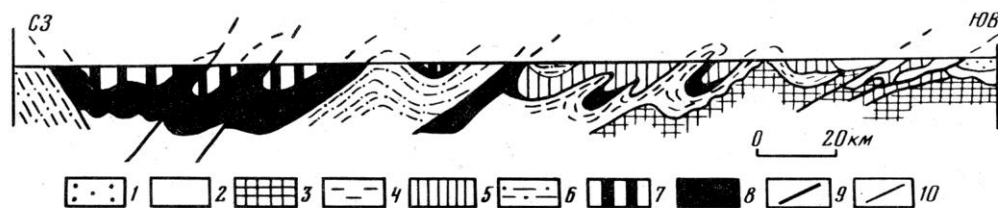


Рис. 5. Схематический структурный профиль через Корякский хребет
 1 — терригенные отложения Нижнехатырского прогиба (P_{2-3}); 2 — эконайский неавтохтон (K_2 ср-м); 3–7 — структурно-формационные комплексы: 3 — яранайский, 4 — накпыльлякский, 5 — эконайский, 6 — алыктаваамский, 7 — майницкий; 8 — серпентинитовый меланж и гипербазитовые массивы, 9 — тектонические границы, 10 — стратиграфические границы

приокеанической зоне северо-западной Пацифики: прогрессивное, хотя и противоречиво протекающее наращивание континентальной окраины.

На Сахалине и в Корякском хребте надвигообразование происходило многофазно, свидетельствуя о прогрессивном сжатии и все большем усложнении структуры еще на ранних стадиях развития этих зон. Налицо срывы в океанической коре. Во всем этом и проявляется тектоническое скучивание горных масс, приводящее сперва к формированию гранитно-метаморфического слоя, а затем и к становлению зрелой материковой коры. По структурным данным, как и по другим признакам, Восточная Камчатка еще далека от образования здесь типично континентального блока. Основная масса гранитно-метаморфического слоя здесь начала образовываться лишь в неогене, тогда как на Сахалине этот процесс протекал в конце мела — палеогене, а в Корякском хребте — в позднем мелу. Ранними стадиями развития высокоподвижных зон как раз и следует считать те, которые предшествуют образованию основной массы гранитно-метаморфического слоя.

В связи с различиями в геологической истории рассматриваемых регионов для всех них, естественно, не выделяется единых рубежей надвигообразования. Но между отдельными регионами корреляция существует. Например, для Сахалина и Корякского хребта общими были среднемеловые движения, а для Сахалина и Восточной Камчатки — движения в конце мела — начале неогена. Едва ли такие совпадения случайны, и поэтому можно говорить об охвате надвигообразованием сразу больших пространств (в современном структурном плане расстояние между Сахалином и Корякским хребтом превышает 2000 км).