

Сихотэ-Алинь. Хоккайдо-Сахалинская область. Японское море



Южный Сихотэ-Алинь. Фото А.О.Мазаровича

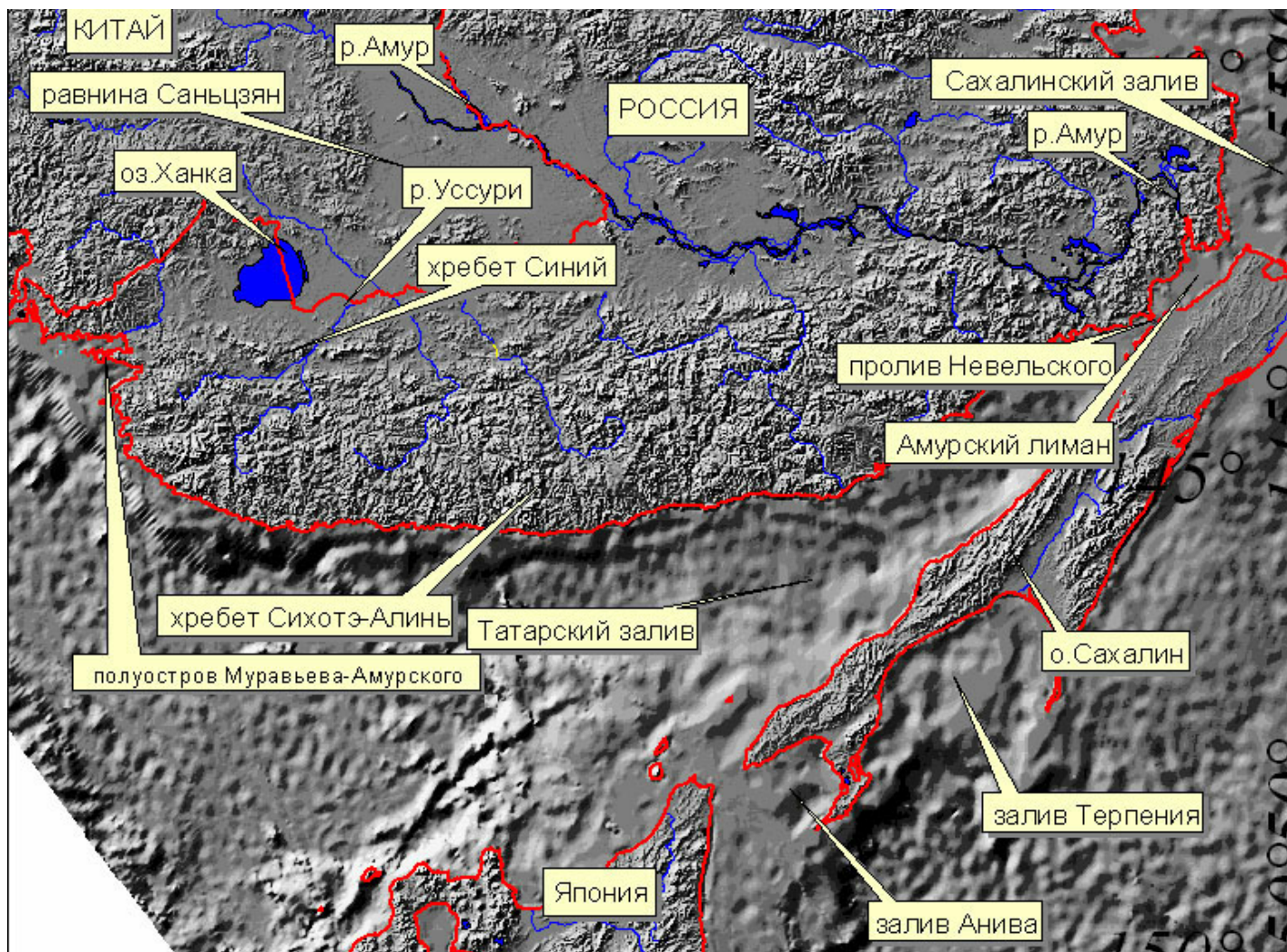
Лекция 19 (4 декабря 2006 г.)

Сихотэ-Алинь



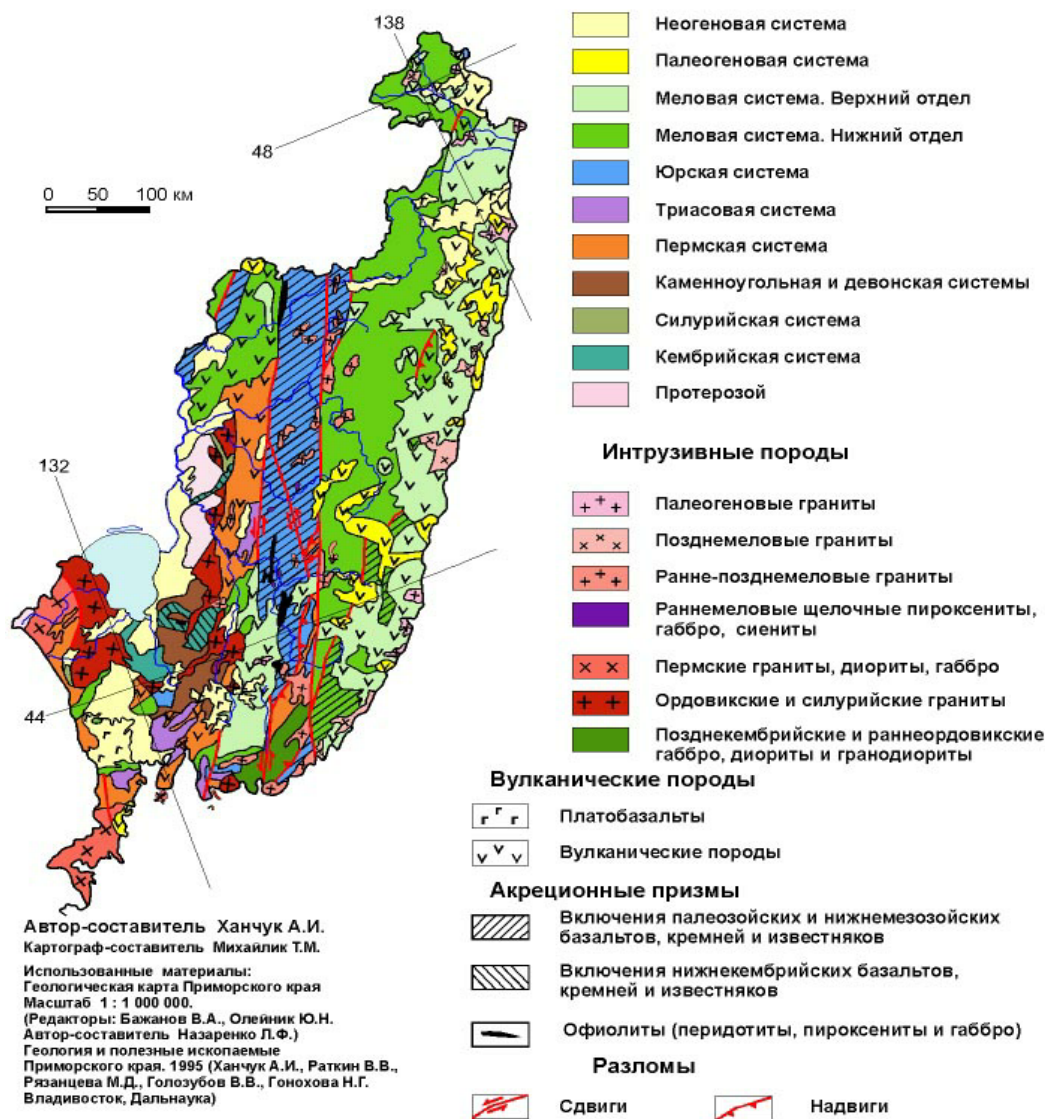
Бухта Св.Валентина. Фото Мазаровича А.О.

Рельеф Сихотэ-Алиня



Тектоническая зональность Южного Приморья

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



На юге Дальнего Востока в строении Сихотэ-Алиня и его ближайшем окружении с запада на восток выделяются:

- **Западно-Приморская мегазона**
- **Ханкайский массив и Арсеньевская зона**
- **Сихотэ-Алинская мегазона**

наложенные впадины и области с кайнозойским вулканизмом

Западно-Приморская мегазона

Она протягивается вдоль западной части Ханкайского массива. По данным А.М. Смирнова [1975], мегазона была заложена на новообразованной океанической коре палеозойского возраста. В ней выделяются две тектонические зоны: Краевская и Хасанская.

Первая из них образована мощным комплексом отложений силурийского (?) и позднепермского возраста, слагающих две сложно построенные складки.

В Хасанской зоне распространены верхнепермские прибрежно-морские и континентальные вулканогенные отложения, смятые в брахиформные складки. На всей территории мегазоны известны средне- и позднепалеозойские интрузии гранитоидов. Далее эта мегазона нами не рассматривается.

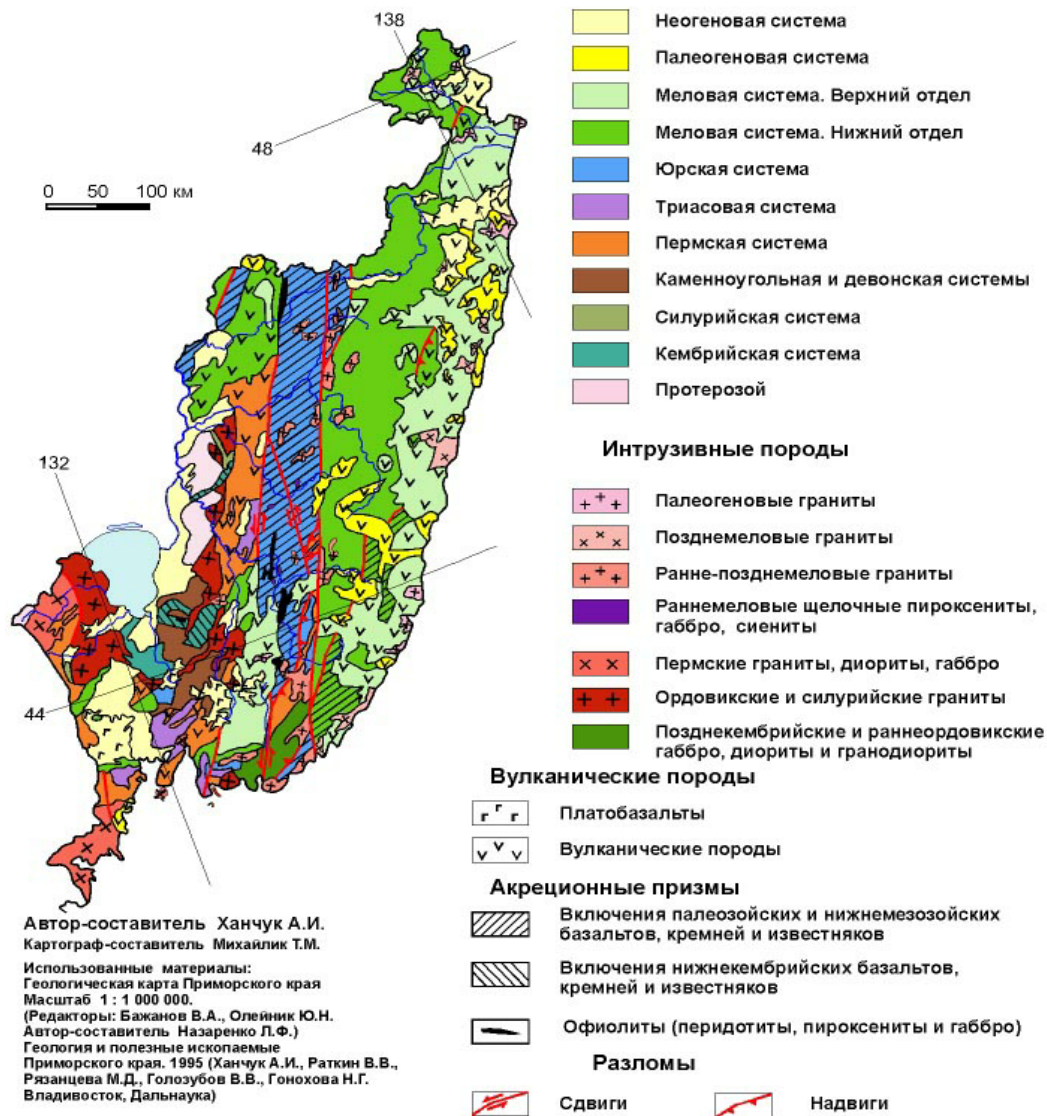
Ханкайская массив и Арсеньевская зона

По глубине залегания древнего фундамента она разделяется на Ханкайский массив и Арсеньевскую тектоническую зону.

Ханкайский массив

представляет собой фрагмент дорифейского сиалического субстрата и соответствует выходам на поверхность древнего метаморфического основания и его чехла.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



Ханкайский массив хорошо выделяется изометричными или слабо вытянутыми в субширотном и северо-западном направлениях аномалиями силы тяжести и положительными магнитными аномалиями мозаичного характера, изменяющимися в

пределах $\pm(50—100)$ гамм [Геология СССР, 1969]. Мощность базальтового слоя, по данным ГСЗ, меняется от 10—15 км на севере до 20 км на юге. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя изменяется от 14—15 до 17 км на севере и до 11—16 км на юге.

Основание сложено мраморами, высокоглиноземистыми сланцами, гнейсами и кварцитами средне-позднепротерозойского возраста. Породы изменены в гранат-кордиеритовой, ортоклаз-биотит-силлиманитовой, зеленосланцевой, амфиболитовой, кварц-мусковитовой фациях метаморфизма. По данным Е.П. Леликова [1981], с верхнепротерозойскими образованиями связаны метасоматические и анатектоидные гранитоиды калиевого ряда.

Ханкайский массив имеет сложную складчатую структуру. Он разделен на ряд подзон (Лесозаводская, Вознесенская и др.). Установлены надвиги. В ряде мест имеются метаморфические купола.

Чехол сложен карбонатно-терригенными толщами рифейского и кембрийского возраста.

Кембрий, ордовик, силур

Кембрийские отложения залегают согласно на рифейских образованиях.

- **К нижнему отделу** относят песчано-сланцевую толщу, сложенную полимиктовыми песчаниками, сланцами и известняками. Общая мощность 800 м. Толща охарактеризована археоциатами. Она надстраивается отложениями известняками и сланцами, кремнистыми породами и известняками с прослоями доломитизированных известняков. Общая мощность 3000 м. Возраст устанавливается по многочисленным находкам археоциат и водорослям.
- Аналогами этих пород считаются доломитами с прослоями филлитовидных сланцев, кремней и известняков, серицитовые, серицит-хлоритовые и графитовые сланцы, джеспелиты с общей мощностью до 400 м.
- **Нижне-среднекембрийские отложения** представлены алевролитами, песчаниками, конгломератами в верхней части с общей мощностью до 5000 - 6000 м. Возрастным аналогом этих пород является толща липаритовых порфиров и песчаников (900 м).
- **Ордовик и силур** на территории Приморья твердо не доказаны.

На юге и юго-западе Ханкайской зоны широко распространены **вознесенские и гродековские гранитоиды** [Рязанцева, 1976; Изосов, Рязанцева, 1977].

Вознесенские образуют небольшие интрузии трещинного типа, внедрение которых происходило в смятые нижнепалеозойские породы. По К—Аг-методу, возраст оценивается в **390—474 млн. лет (O-D)**

Гродековские гранитоиды приурочены к крупным разломам, пересекающим зону. При этом они образуют батолиты с площадью до 2000 км². Возраст пород, по К—Аг-методу, оценивается в **316—404 млн. лет (D-C)**. Батолиты окружены зонами контактовых роговиков шириной до нескольких километров. В составе массивов преобладают биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты.

Девон

Девонские образования широко распространены в восточных районах Ханкайской тектонической мегазоны, но лишь одиночные находки древних организмов могут указывать на возможность их распространения в Сихотэ-Алине.

В юге хребта Синий девон представлен морскими конгломератами и песчаниками (до 67%), алевролитами с единичными прослоями известняков. Встречены остатки средне- и верхнедевонских фораминифер. Общая мощность свиты достигает 2600 м. Выше с несогласием залегают спилиты и диабазы (до 79%), туфоалевролиты, туфопесчаники и конгломераты.

Морские образования девона согласно перекрываются континентальными образованиями - липаритовыми порфирами и их туфами (около 75%), их туфолавами, фельзитами и их кластолавами, туфоконгломератами, туфопесчаниками. Общая мощность достигает 5000 м. В туфоалевролитах были обнаружены остатки среднедевонских растений.

Карбон

Каменноугольные образования в пределах Ханкайского массива обнажены на п-ове Муравьева-Амурского и представлены туфобрекчиями, туффитами и алевролитами с прослоями сажистых углей. В толще обнаружены остатки флоры, свидетельствующие о позднедевонском—раннекаменноугольном возрасте. Видимая мощность 60—70 м.

Древние структуры Ханкайской зоны осложняются грабен-синклиналями сложенными вулканогенными отложениями пермского возраста с северо-восточными простираниями либо мезозойскими образованиями. Зона ограничена разломами, крупнейший из которых Западно-Сихотэ-Алинский. Он отличается насыщенностью магматическими образованиями [Соловьев, 1965]. В пределах разлома установлены вулканогенные образования перми, верхнепермские, юрские (?), верхнемеловые и палеогеновые (?) гранитоиды. Ширина шва достигает 35 км [Парфенов, Рейнлиб, 1976]. Он отделяет Ханкайскую зону от Арсеньевской, основание которой опущено до данным ГСЗ на 4 км.

Пермь

Стратиграфия перми разработана наиболее полно для Ханкайского массива

- Наиболее древние отложения пермского возраста (верхи ассельского—артинский ярус) представлены туфами, туфобрекчиями порфиритов, алевролитами, песчаниками, туфоконгломератами. Терригенные породы часто образуют ритмичное переслаивание. Возраст отложений надежно датируется многочисленными находками фауны и флоры. Общая мощность достигает 1750 м.
- Верхи нижнего отдела перми слагаются песчаниками с прослоями алевролитами, гравелитами и глинисто-углистыми сланцами. В гальках конгломератов обнаружены граниты, кварцевые порфиры, песчаники, алевролиты. Отложения охарактеризованы флорой и фауной. Общая мощность превышает 2500 м.
- Верхняя пермь слагается эффузивными и вулканогенно-осадочными образованиями — порфиритами, их туфами, туфопесчаниками, фельзитами (1200 м). В отложениях горизонта собраны остатки растений, фораминиферы, брахиоподы и др. Выше отложения представлены валунно-галечниковыми

конгломератами, песчаниками, порфиритами, известняками, различными вулканогенно-осадочными породами. Мощность меняется в широких пределах, достигая местами 1000 м.

В целом, с востока Ханкайский массив окаймляется Западно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом пермского возраста. Его отложения протягиваются от г. Владивостока до с. Метеоритного на расстояние около 300 км. Пояс представляет собой цепь кальдер обрушения (Смирновская, Бельцевская и др.), реже — вулcano-тектонические депрессии (Новокрасноярская — 9х 32 км). Размеры кальдер изменяются от 6х 10 до 28х 56 км. Для пояса характерно сближение кальдер и центральный тип вулканизма.

Нижний мезозой

Породы триасового возраста широко распространены на территории Южного Приморья. На территории Ханкайского массива и Арсеньевской зоны триасовые отложения представлены всеми тремя отделами.

- **Нижний триас** на западном берегу Амурского залива сложен разномерными песчаниками с линзами и прослоями известняков и с конгломератами в основании (до 150 м).
- **Среднетриасовые породы** повсеместно сложены песчаниками и алевролитами, которые в ряде случаев подстилаются базальными конгломератами. Мощность среднетриасовых отложений в среднем около 300 м.
- **Верхнетриасовые отложения** представлены песчаниками, переслаиванием песчаников, алевролитов, углистых сланцев и тонких прослоев угля, туфогенными песчаниками с общей мощностью 500 м.

Триасовые отложения Ханкайской мегазоны хорошо охарактеризованы по всему разрезу остатками фауны либо флоры

Верхнетриасовые песчаники около Владивостока



фото - А.О.Мазаровича

Арсеньевская зона

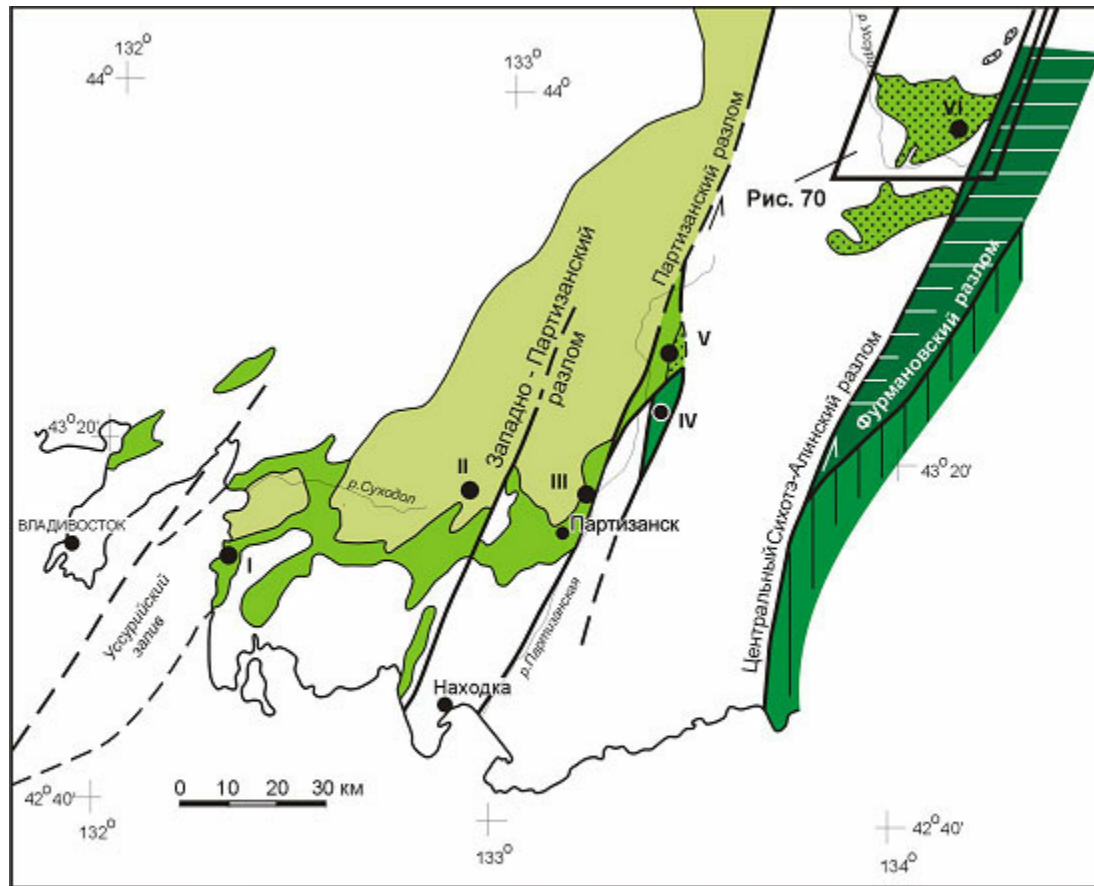
протягивается в субмеридиональном направлении от залива Петра Великого до долины р. Большая Уссурка. С востока зона ограничена Арсеньевским разломом, с запада — Западно-Сихотэ-Алинским.

- Она представляет собой **область опускания структур Ханкайского массива**, на которых в девоне и перми формировались комплексы пород вулканогенно-терригенного состава.
- В триасе и юре здесь накапливались существенно терригенные образования.
- В зоне широко распространены гранитоиды позднепалеозойского возраста.

По данным ГСЗ, глубинные границы в пределах зоны неконформны друг другу. Мощность "базальтового" слоя изменяется от 16 км у Западно-Сихотэ-Алинского разлома до 12 км вблизи Арсеньевского. Мощность "гранитно-метаморфического" слоя 14—16 км, "осадочно-эффузивного" — 7—8 км.

Схема распространения нижнемеловых отложений в Южном Приморье (Голозубов, 2004)

Нижнемеловые отложения в Южном Приморье - терригенно-угленосные толщи
Верхнемеловые отложения в Южном Приморье - терригенные толщи



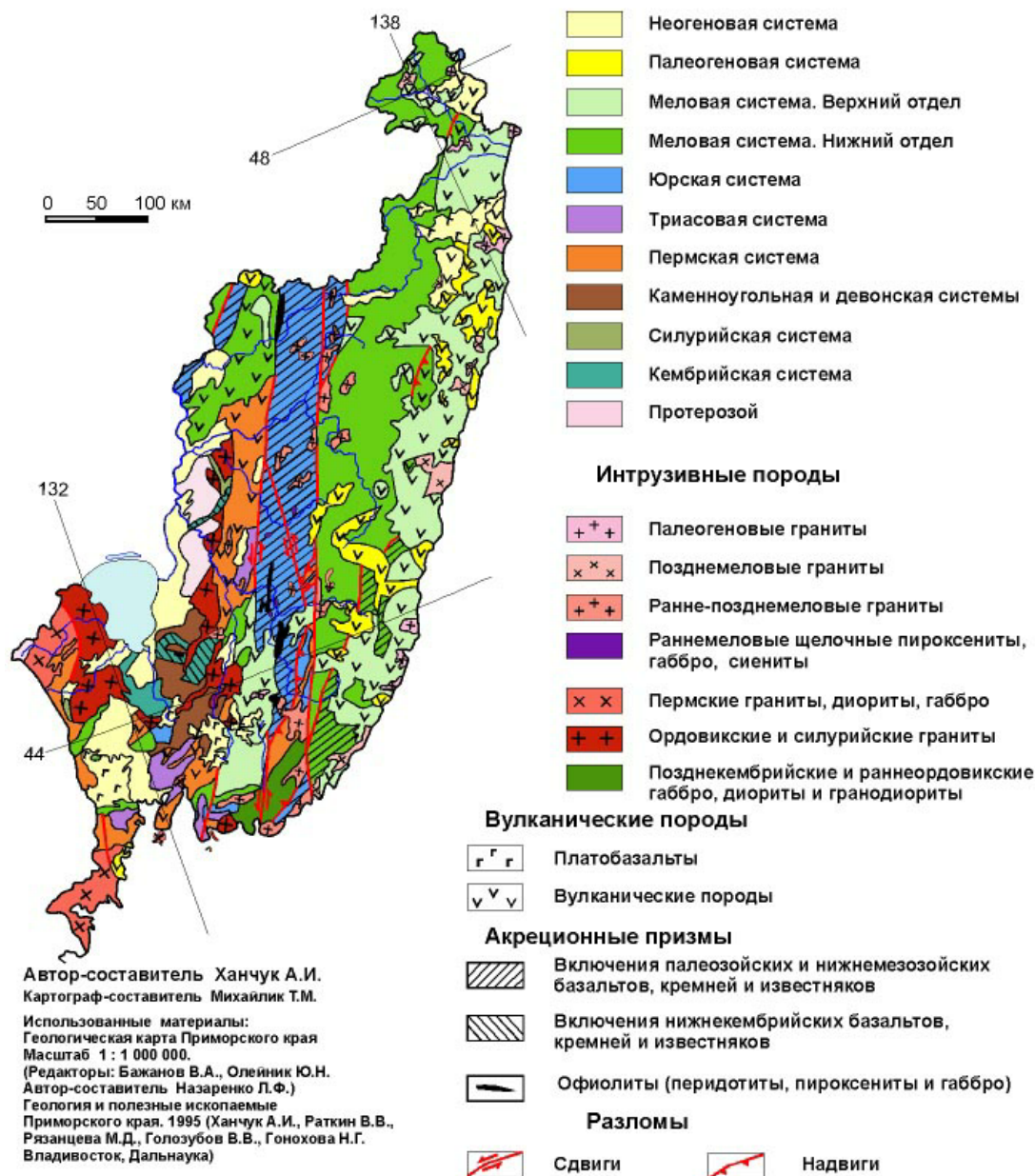
1 - домеловой фундамент и морская акватория; 2 - ключевская и соколовская свиты (валанжин-альб); 3 - капревская свита (валанжин); 4 - сучанская серия (готерив-альб); 5 - коркинская серия (альб-сеноман); 6 - раннемеловые Журавлевский (а) и Таухинский (б) террейны; 7 - левые сдвиги; 8 - положение разрезов

Сихотэ-Алинская мегазона

Она делится на три крупные тектонические зоны с запада на восток:

- Западно-Сихотэ-Алинскую
- Восточно-Сихотэ-Алинскую
- Прибрежную

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



Западно-Сихотэ-Алинская зона

протягивается широкой полосой субмеридионального простирания от побережья Японского моря до р. Бикин на севере. По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя изменяется от 17 км на западе до 14 км на востоке, "гранитно-метаморфического" составляет 13—15 км, причем наименьшие мощности отмечаются в ее осевой части. Мощность земной коры (40—42 км) и подъем границы Мохоровичича.

Восточным ограничением зоны в современной структуре является Центральный Сихотэ-Алинский разлом, по которому происходит опускание земной коры Восточной зоны на 5 км.

По структурно-формационным особенностям в Западной зоне можно выделить три тектонические подзоны:

Сергеевскую

Уссурийскую Дунайскую.

Сергеевская тектоническая подзона

Сергеевская тектоническая подзона характеризуется широким распространением массивов габброидов, находящихся в аллохтонном залегании. Здесь, вдоль западных отрогов хребта Сихотэ-Алиня, широко представлены сложно построенные комплексы габбро, амфиболизированных габброидов, ультраосновных пород, часто объединяемых в литературе собирательным термином "габброиды".

Возраст пород считается палеозойским или даже докембрийским. Они слагают меланократовое основание Сихотэ-Алиня, на котором произошло заложение его структур. Породы всех массивов сильно катаклазированы, брекчированы, вторично изменены, рассланцованы. В основании габброидных пластин в ряде мест прослежен тектонический серпентинитовый меланж, наиболее ярко выраженный на побережье Японского моря. Мощность серпентинитового меланжа достигает 150—200 м на юге Приморья и десятков метров в более северных районах.

Выходы серпентинитов в районе бухты Мелководная

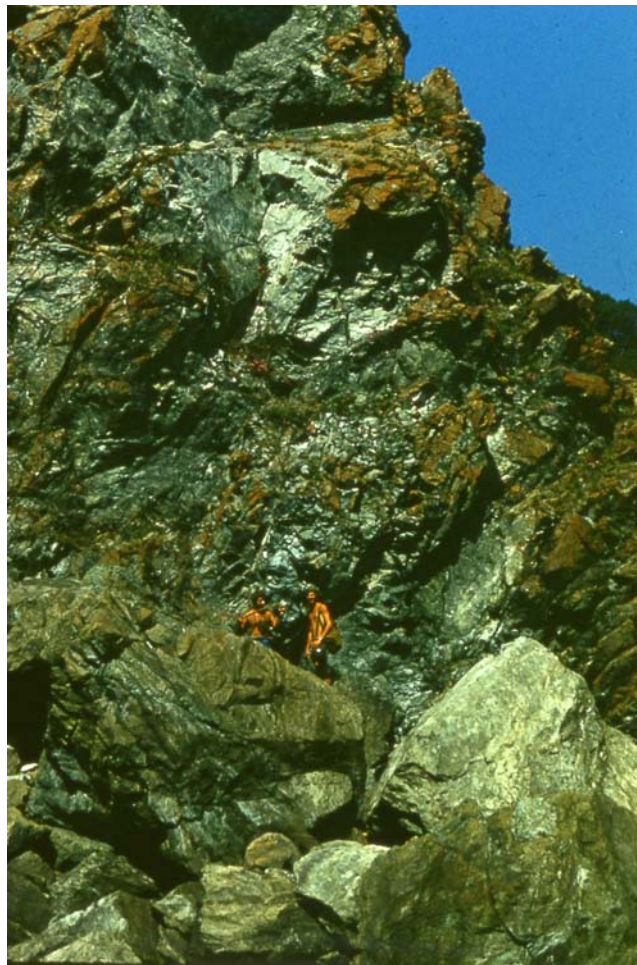


Фото Мазаровича А.О.

Наиболее крупный выход габброидов (Сергеевский массив) расположен в междуречье Партизанской и Киевки. Для пород массива характерны гнейсовидная текстура, бластические и катакластические текстуры. Они представлены милонитизированными

габброидами, гнейсированными диоритами и габбро-амфиболитами. Все контакты Сергеевского массива тектонические. По геофизическим данным габброиды являются бескорневыми и слагают основание для мезозойских структур. Видимо, к Сергеевскому массиву относятся ультраосновные породы, обнаженные на побережье Японского моря. Эти породы сильно тектонизированы и представляют собой серпентинитовый меланж в бухтах Успение, Каплунова, Мелководная.

Кроме того, в зоне распространены терригенные образования пермского и вулканогенно-терригенно-кремнистые комплексы раннемезозойского возраста.

По надвигам Сергеевская подзона перекрывает более восточную Уссурийскую тектоническую подзону.

Уссурийская тектоническая подзона отличается широким распространением вулканогенно-терригенных, кремнистых, терригенных формаций раннемезозойского возраста, сложенных спилитами, кремнями, алевролитами, песчаниками, микститами. Эти породы слагают совместно с небольшими телами габброидов чешуйчато-надвиговую структуру, наклоненную на северо-запад.

В подзоне имеются дайки ультраосновных щелочных пород, а также более крупные массивы: Кокшаровский, Ариадненский.

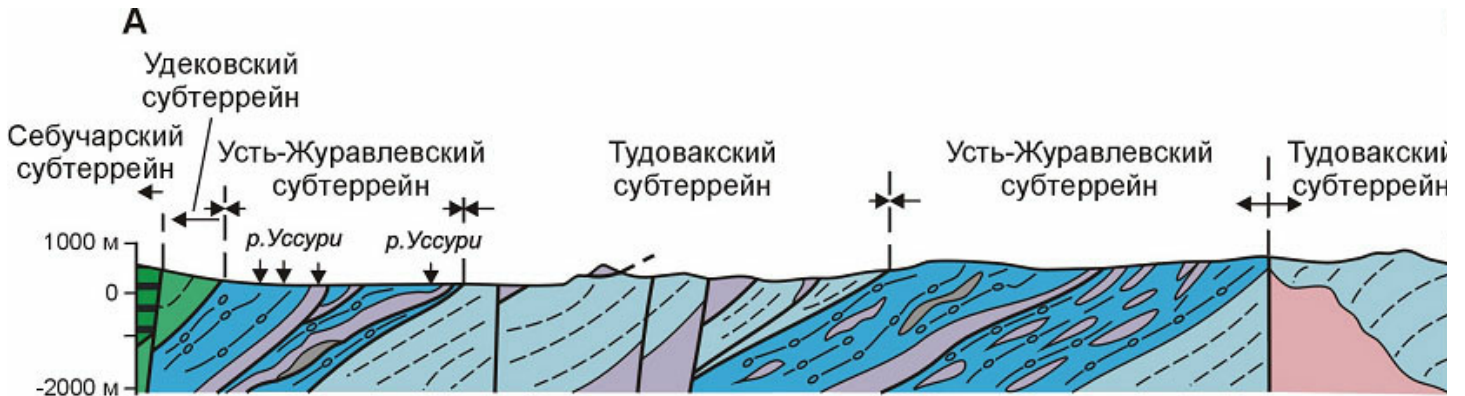
Дайки ультраосновных щелочных пород, прорывающие кремни (р.Полыниха)



Фото Мазаровича А.О.

Структурный план этого района определен чешуйчато-надвиговыми и покровными структурами. Это обстоятельство привело к заключению о необходимости упразднения общепринятого названия "Главный антиклинорий" в Южном Приморье введения нового — "Западно-Сихотэ-Алинская тектоническая зона".

Чешуйчато-надвиговая структура Западно-Сихотэ-Алинской зоны



Голозубов, 2004

Уссурийская тектоническая подзона

протягивается от долины р. Кривой до бассейна р. Откосной и далее на север. Именно на примере этих районов и будет ниже рассмотрено тектоническое строение Уссурийской подзоны.

Ранее в Западно-Сихотэ-Алинской тектонической зоне выделялись обширные площади распространения средне-верхнепалеозойских пород, возраст которых устанавливался по фораминиферам, находящимся в телах известняков.

Однако в литературе отмечалось, что находки фауны не всегда вносят ясность, так как разновозрастные фораминиферы встречались на разных уровнях и, наоборот, разновозрастные — на одинаковых. Высказывались предположения [Иванов, 1962], что тела известняков имеют глыбовую природу. Впервые эта мысль получила фактическое обоснование после находок в отложениях тудовакской и маляновской свит радиолярий раннемезозойского возраста, хотя эти свиты и не имели в разрезе известняков [Елисеева и др., 1976]. Позже [Мельников и др., 1978] появились данные о мезозойском возрасте самаркинской и маляновской свит.

Эти находки привели к началу коренного изменения взглядов на стратиграфию не только этого района, но и всей субмеридиональной полосы Центрального Сихотэ-Алия.

Фаунистически охарактеризованные отложения **девонского возраста** в пределах Сихотэ-Алинской тектонической мегазоны, кроме Дунайской подзоны, практически не известны. К ним можно отнести [Геология СССР, 1969] известняки с остатками криноидей и строматопороидей, которые слагают глыбу в сланцах вангоуской серии. В

Прибрежной зоне имеются находки (бассейн руч. Скалистого) в карбонатно-кремнистых породах [Назаров и др., 1978] средне-верхнедевонских радиолярий, а также девонских синезеленых водорослей [Воробьева и др., 1978].

В Западно-Сихотэ-Алинской зоне отложения **каменноугольного возраста** слагают глыбы в нижнемезозойских образованиях. Это серые, реже розовые известняки, представленные мшанково-криноидными, сгустково-водорослевыми и пелитоморфными разностями [Киреева и др., 1976]. Видимые размеры глыб достигают иногда 100 м. Известняки охарактеризованы многочисленными остатками фораминифер, которые были отнесены к семи фораминиферовым зонам. В Западно-Сихотэ-Алинской зоне пермские отложения слагают глыбы либо тела невыясненного структурного положения. К пермским отложениям относятся также многочисленные глыбы известняков, которые встречаются либо среди терригенных, либо среди эффузивных пород раннемезозойского возраста.

Глыба пермских кремней в терригенном матриксе нижнего мезозоя



фото - А.О.Мазаровича

Подводя итог результатам, полученным на территории Уссурийской тектонической подзоны, отметим основные черты ее тектонического строения.

- Все породы зоны в значительной мере тектонизированы. Это выражается в повсеместном расщеплении, брекчировании, милонитизации пород.
- При этом первичная структура пород нижнего мезозоя была нарушена в конседиментационном состоянии, на что указывают наличие подводно-оползневых текстур, большое количество глыб различного состава, растащенные пласты и многое другое. Впоследствии образованные породы подвергались меланжированию, брекчированию и пр.
- Для подзоны характерно наличие чешуйчатых и надвиговых структур.
- В ряде мест они прорываются дайками ультраосновных щелочных пород и крупных массивов того же состава. Породы западных частей подзоны надвинуты в юго-восточном направлении на терригенные породы перми и нижнего мезозоя более восточных районов.
- В свою очередь по надвигам они перекрываются аллохтонами габброидов допозднепермского возраста. Восточным ограничением Уссурийской

тектонической подзоны в современной структуре служит **Центральный Сихотэ-Алинский сдвиг**.

Чередование кремней и кремнистых аргиллитов (триас-юра). Центральный Сихотэ-Алинь.

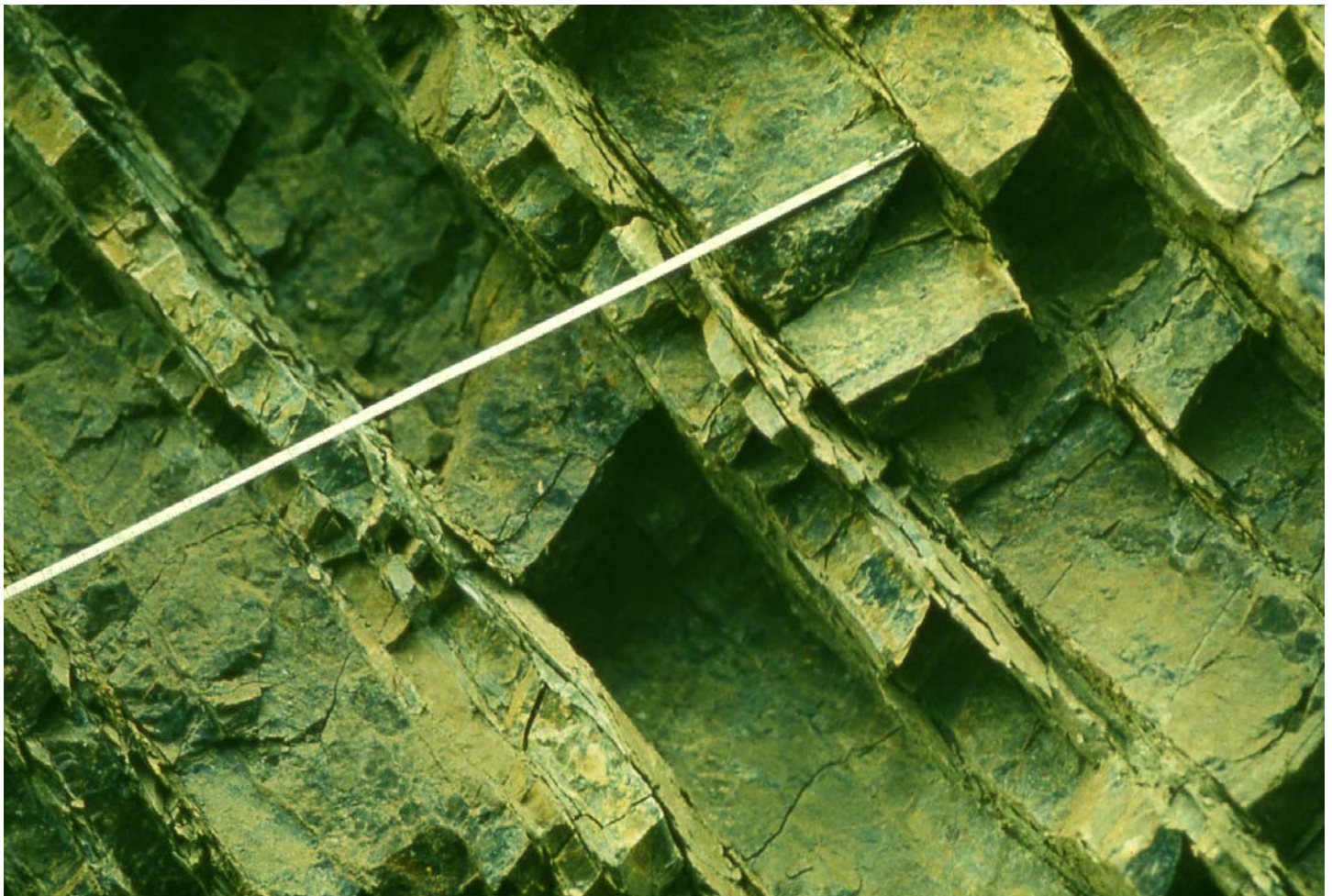


Фото А.О.Мазаровича

Подводно-оползневые структуры в алевролитах. Серое - песчаник.



Фото А.О.Мазаровича



Фото А.О.Мазаровича

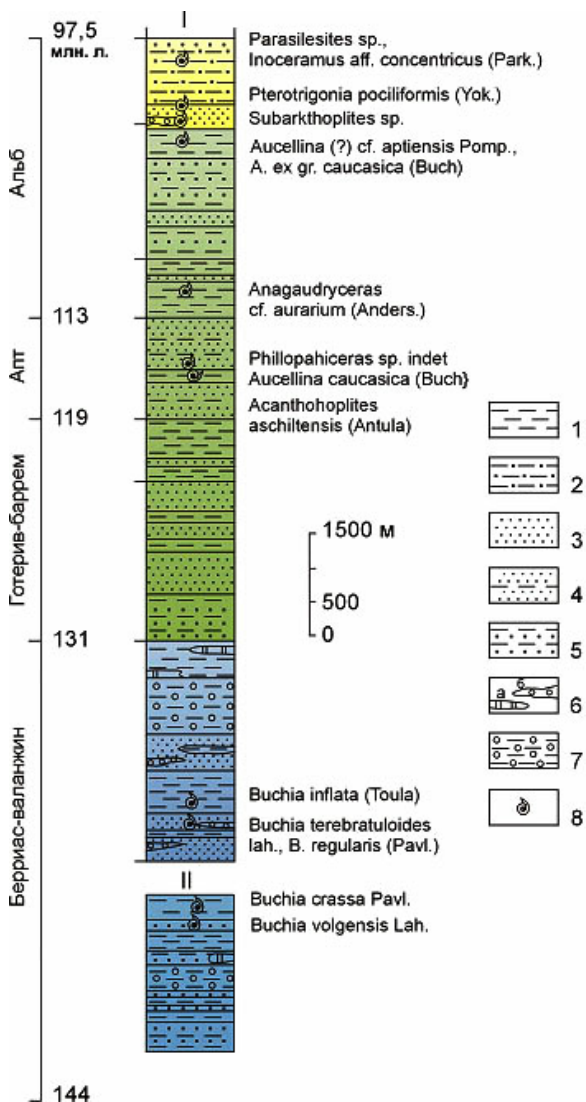
В целом для подзоны характерна сильная тектонизация практически всех пород.

Дунайская тектоническая подзона отнесена к Сихотэ-Алинской мегазоне несколько условно, на основании присутствия в ней массивов габброидов. Вместе с тем по ряду признаков правомочно ее отнесение и к Ханкайской тектонической мегазоне. Большая часть зоны скрыта под наложенными впадинами. Характерной чертой является наличие метаморфических пород с древними значениями абсолютного возраста.

Восточно-Сихотэ-Алинская зона

характеризуется широким распространением мезозойских терригенных образований (песчаники, алевролиты ритмично чередующиеся) (юра—мел), смятых в напряженные линейные складки северо-восточного простирания. По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя изменяется от 12 до 18 км, "гранитно-метаморфического" — от 10 до 16 км, а "осадочно-эффузивного" достигает 10 км около восточного ограничения.

Колонки нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (по Голозубову и др., 1992)



I - Кавалеровский рудный район, II - левобережье р. Журавлевка у руч. Тайменного.
1 - алевролиты с прослоями песчаников; 2 - песчанистые алевролиты, алевропесчаники; 3 - песчаники; 4 - песчаники с прослоями алевролитов; 5 - флиш; 6 - глинистые кремни (а), конгломераты (б); 7 - алевролиты с разлинзованными прослоями и включениями песчаников; 8 - места находок фауны моллюсков; Справа от колонки - наиболее характерные ее виды.

Прибрежная зона



Выходы триасовых известняков в Прибрежной зоне. фото Мазаровича А.О.

Наиболее восточная зона Сихотэ-Алинской мегазоны. Характерной чертой ее является наличие выступов палеозойских и нижнемезозойских комплексов из-под образований вулканического пояса.

В зоне развиты чешуйчато-надвиговые структуры с падением плоскостей на юго-восток, разбитые крутопадающими разломами на блоки и осложненные концентрическими вулкано-плутоническими просядками.

По данным ГСЗ, мощность "базальтового" слоя достигает 12 км,

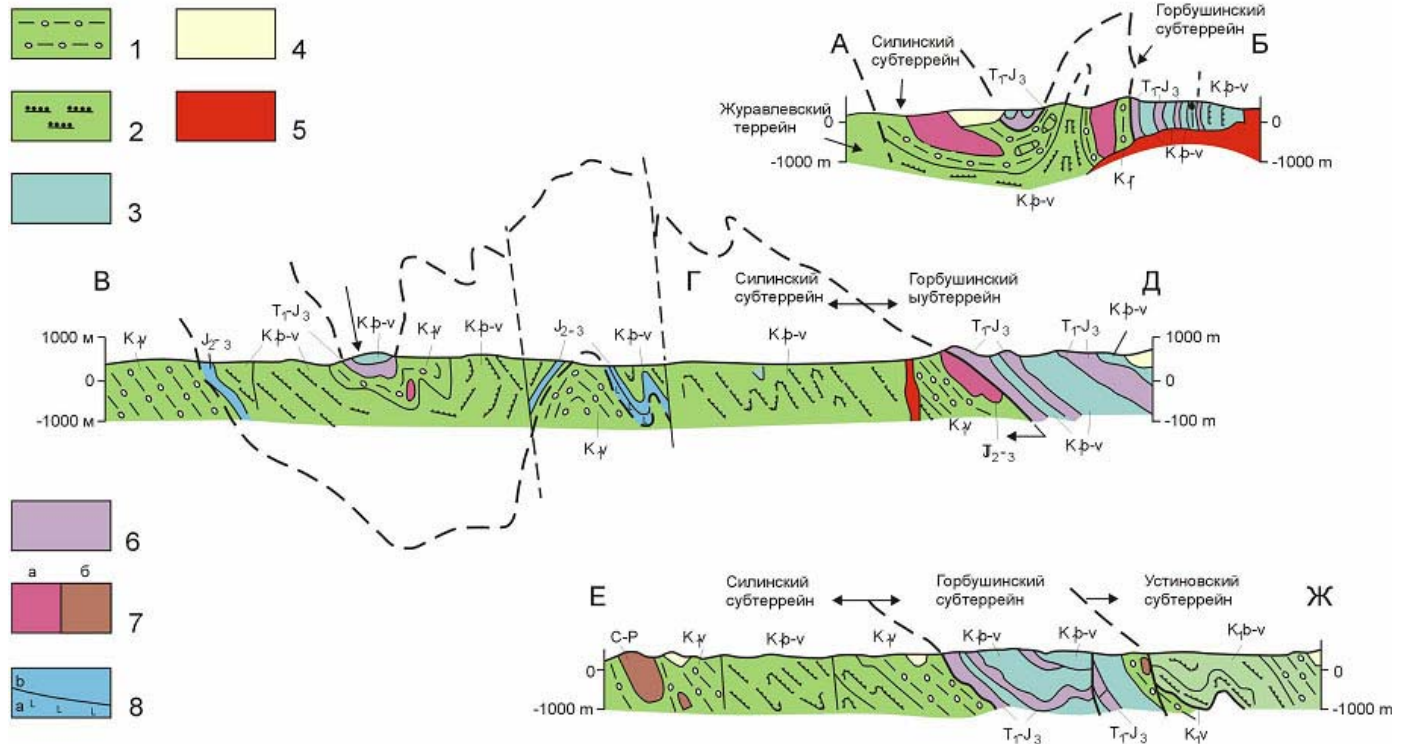
"гранитно-метаморфического" — 10—14 км, "осадочно-эффузивного" — 6—9 км.

Западным ограничением Прибрежной зоны считается зона Фурмановского разлома, падение которого близко к вертикальному. Вместе с тем присутствие большого количества запрокинутых залегающих позволяет предполагать первоначальное покровное залегание зоны на отложениях Восточной тектонической зоны.

В Прибрежной зоне каменноугольные образования представлены кремнисто-карбонатными отложениями - обломочными, пелитоморфными, афанитовыми, оолитовыми, водорослевыми известняками, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и песчаниками.

Мощность массивов известняков достигает 800 м.

Геологические разрезы Таухинского террейна

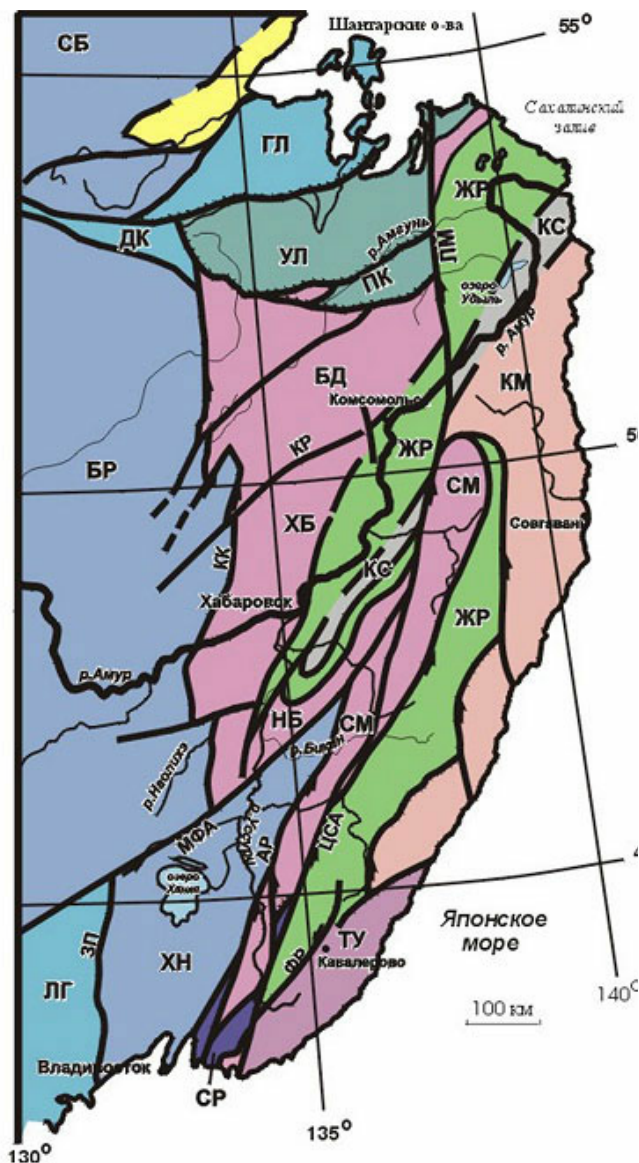


1 - алевролиты с включениями, глыбами и пластинами песчаников, кремней, реже базальтов и известняков; 2 - алевролиты, флиш; 3 - песчаники; 4-5 - позднемеловые вулканиты (4) и интрузии гранодиоритов (5); 6 - кремнистые породы; 7 - известняки среднего и верхнего триаса (а) и карбона-перми (б); 8 - кремнистые породы средней и верхней юры, перекрывающие базальты.

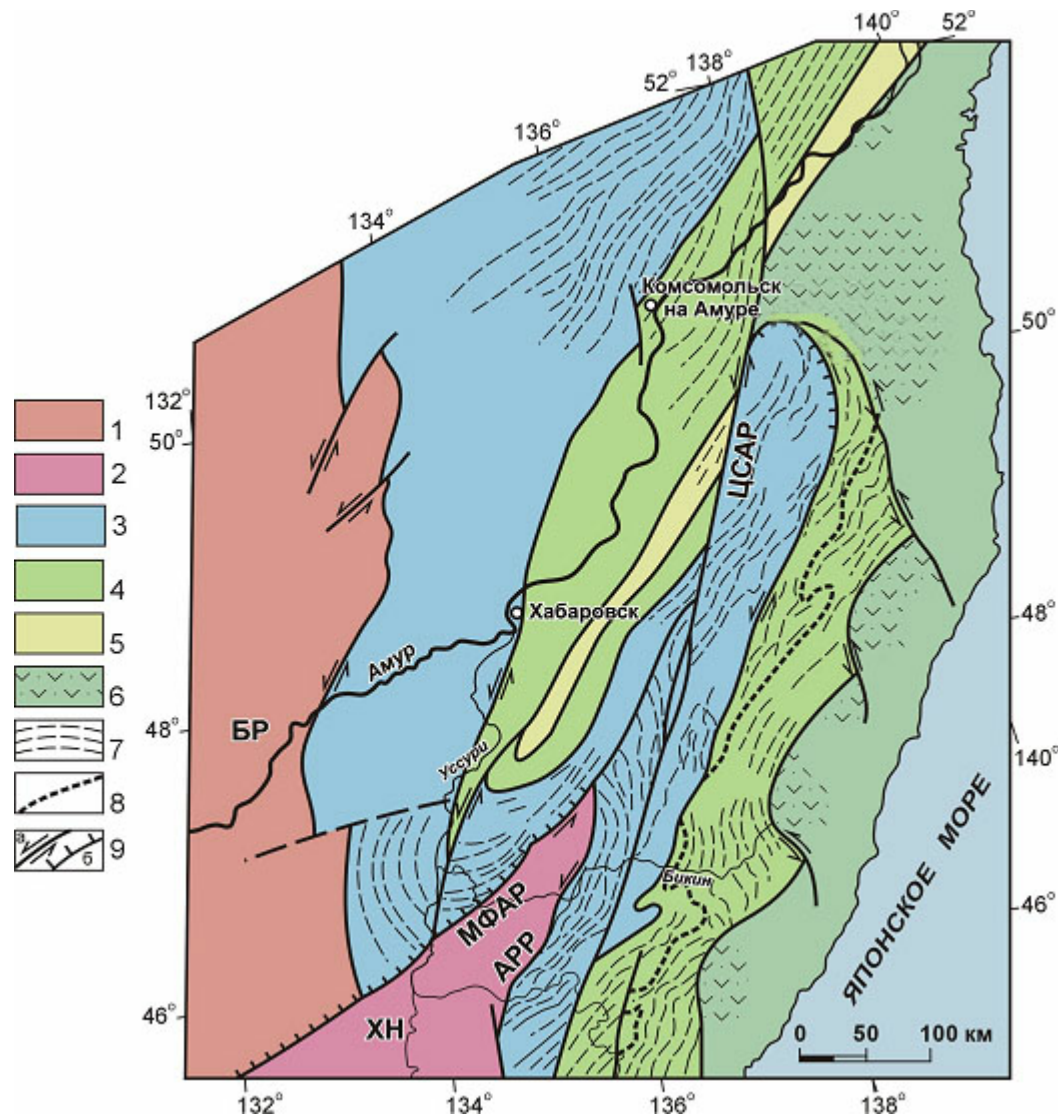
Голозубов, 2004

Террейны Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий

1 - комплексы верхнепермского и мезозойского чехла восточной части Ханкайского супертеррейна; 2 - 7 - Самаркинский террейн: 2 - Тудовакский субтеррейн (алевролиты, кремни, реже базальтоиды), 3 - Усть-Журавлевский субтеррейн (гидротектониты и олистостромы с алевролитовым матриком, реже переслаивания песчаников и алевролитов), 4 - Удековский субтеррейн (переслаивания песчаников и алевролитов), 5 - Себучарский субтеррейн (а - базальты, микститы, б - гипербазит-габбровая часть офиолитов Калиновского комплекса, 6 - Окраинско-Сергеевский субтеррейн (интрузивно-метаморфический комплекс додевонского основания, перекрытый чехлом пермских, триасовых и юрских терригенных образований и вулканитов), 7 - Ариадненский субтеррейн (переслаивание песчаников и алевролитов, микститы); 8 - раннемеловые бассейны, выполненные прибрежно-морскими терригенными отложениями; 9 - Журавлевский террейн (раннемеловые турбидиты); 10 - раннемеловые интрузии габбро и пироксенитов (а) и гранитов (б); 11 - позднемеловые вулканиты; 12 - оси складчатых структур: синформ (а), антиклиналей и антиформ (б), в том числе - Кокшаровско-Малиновской брахиантиклинали (1), Васильевской антиформы (2), Чугуевской (3) и Бреевской (4) синформ; 13 - надвиги: а - юрские конседиментационные, б - раннемеловые синскладчатые; 14 - левые сдвиги (а), в том числе - разграничивающие террейны (б)



Левые сдвиги и сопряженные с ними гигантские складки с крутопадающими шарнирами в Северном Сихотэ-Алине и на прилегающих территориях
(Голозубов, 2004)

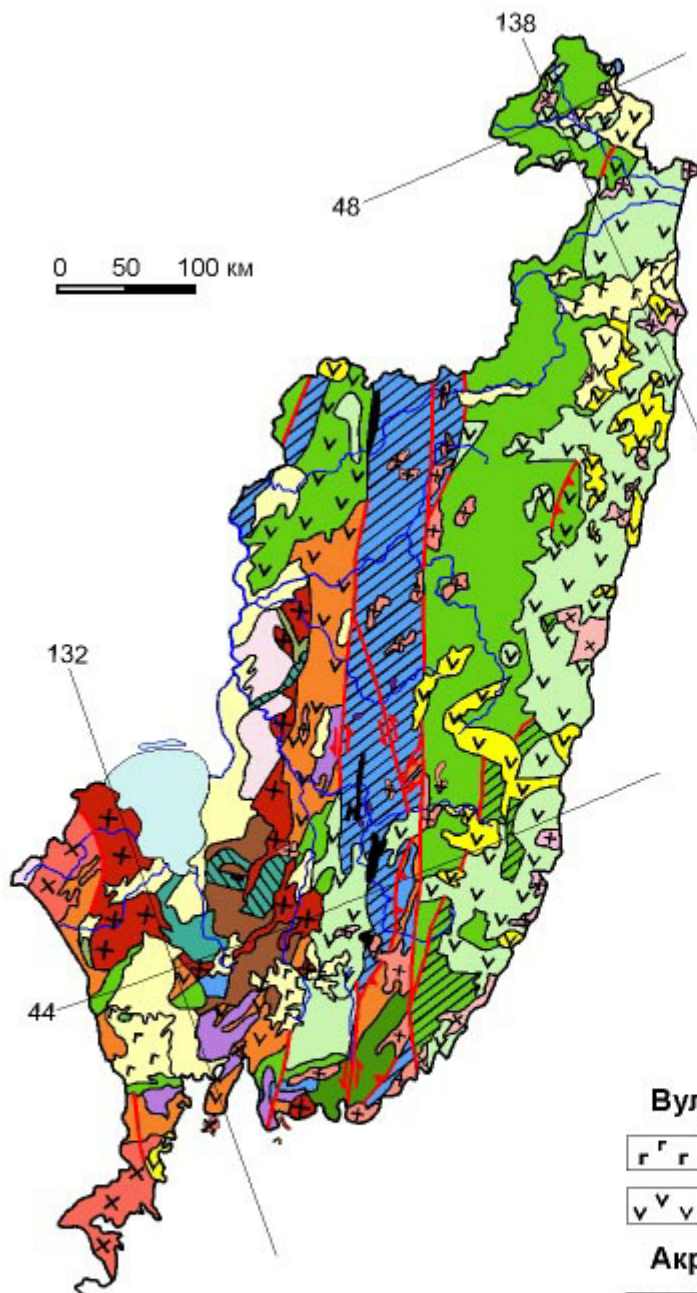


1-2 - домезозойские Буреинский (1) и Ханкайский (2) массивы; 3 - Самаркинский террейн и его аналоги - фрагменты юрской аккреционной призмы; 4-6 - раннемеловые террейны - фрагменты: 4 - синсдвигового турбидитового бассейна (Журавлевский террейн), 5 - аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн), 6 - островодужной системы (Кемский террейн); 7 - простираения крыльев и осей складок; 8 - граница, отделяющая берриас-валанжинские отложения Журавлевского террейна от расположенных восточнее готерив-альбских образований; 9 - разломы: а - левые сдвиги, б - взбросы и надвиги. Разломы: МФАР - Мишань-Фушунский (Алчанский), АРР - Арсеньевский, ЦСАР - центральный Сихотэ-Алинский

В заключение отметим, что территория Южного Приморья характеризуется широким распространением фанерозойских магматических образований.

- **Палеозойские массивы** гранитоидов в основном сконцентрированы в Ханкайской и Арсеньевской зонах, а также в Дунайской тектонической подзоне.
- **Верхнемеловой гранитоидный магматизм** развит повсеместно, характеризую время формирования континентальной земной коры в регионе.
- **Неогеновый щелочно-базальтовый магматизм** известен на юге и на севере Сихотэ-Алиня

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



- Неогеновая система
- Палеогеновая система
- Меловая система. Верхний отдел
- Меловая система. Нижний отдел
- Юрская система
- Триасовая система
- Пермская система
- Каменноугольная и девонская системы
- Силурийская система
- Кембрийская система
- Протерозой

Интрузивные породы

- + + Палеогеновые граниты
- x x Позднемеловые граниты
- + + Ранне-позднемеловые граниты
- Раннемеловые щелочные пироксениты, габбро, сиениты
- x x Пермские граниты, диориты, габбро
- + + Ордовикские и силурийские граниты
- Позднекембрийские и раннеордовикские габбро, диориты и гранодиориты

Вулканические породы

- r r r Платобазальты
- v v v Вулканические породы

Аккреционные призмы

- Включения палеозойских и нижнемезозойских базальтов, кремней и известняков
- Включения нижнекембрийских базальтов, кремней и известняков
- Офиолиты (перидотиты, пироксениты и габбро)

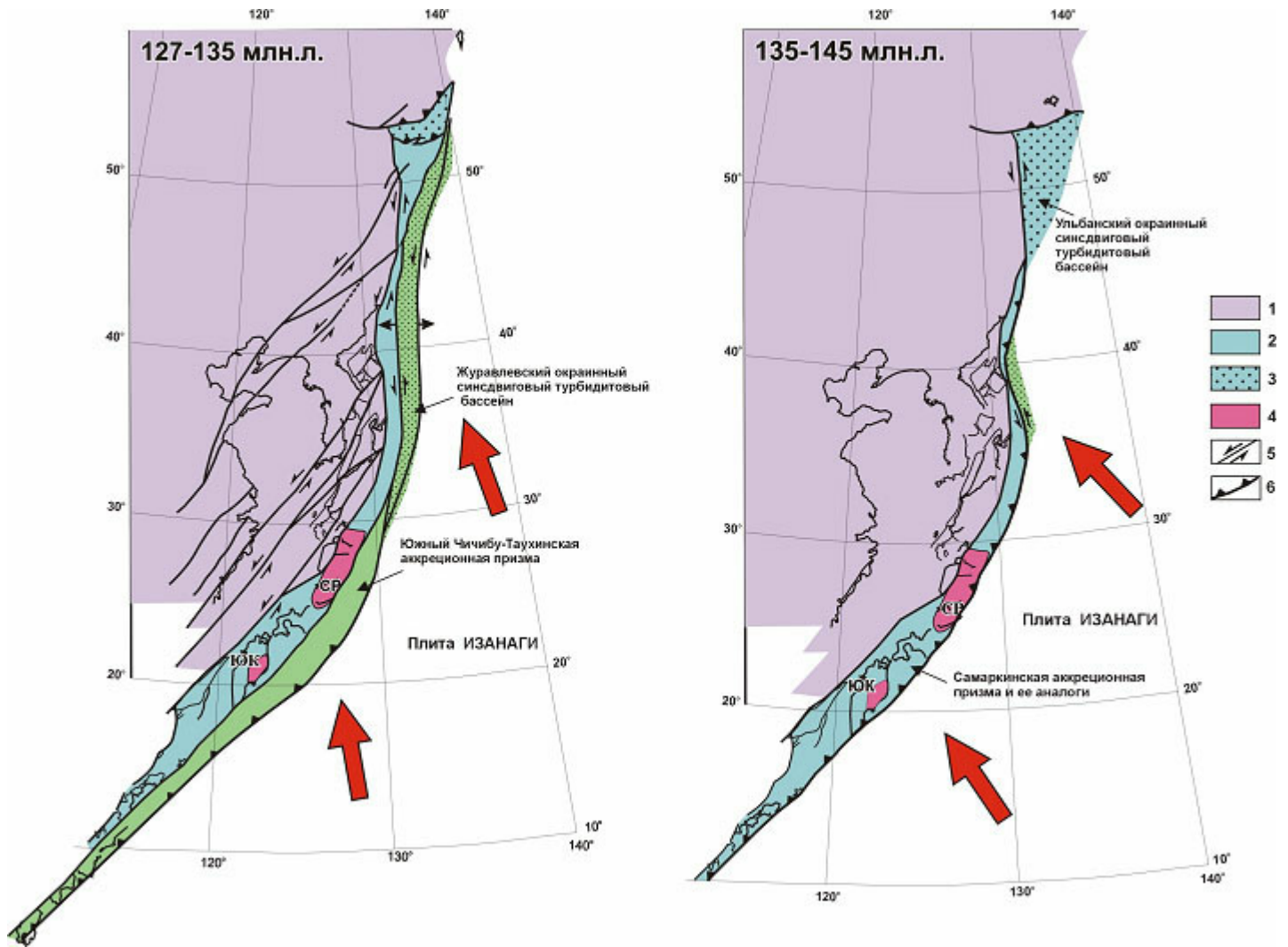
Разломы

- Сдвиги
- Надвиги

Автор-составитель Ханчук А.И.
 Картограф-составитель Михайлик Т.М.
 Используемые материалы:
 Геологическая карта Приморского края
 Масштаб 1 : 1 000 000.
 (Редакторы: Бажанов В.А., Олейник Ю.Н.
 Автор-составитель Назаренко Л.Ф.)
 Геология и полезные ископаемые
 Приморского края. 1995 (Ханчук А.И., Раткин В.В.,
 Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г.
 Владивосток, Дальнаука)

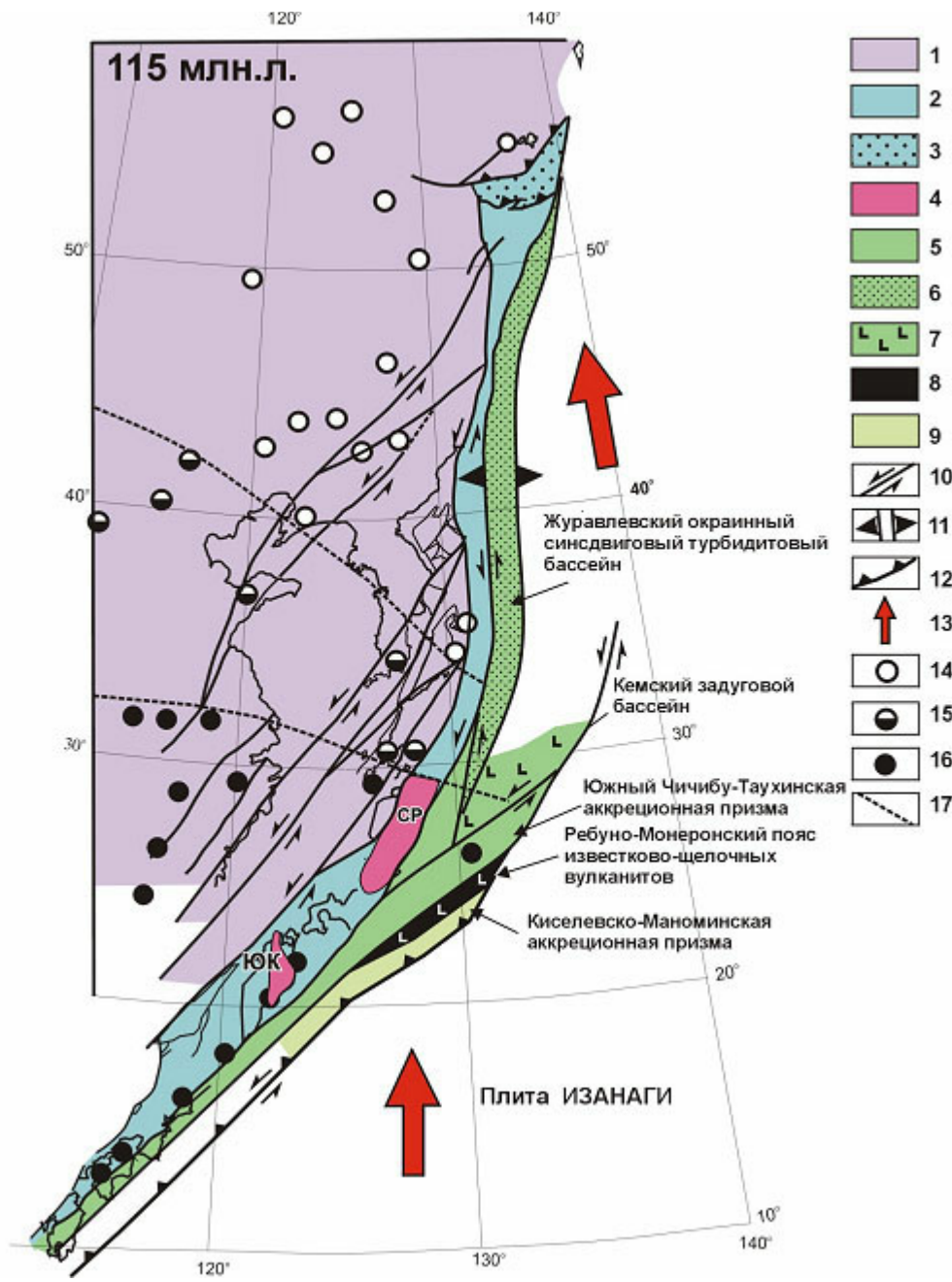
Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии для готерива и баррема и берриаса - баррема млн.

(Голозубов, 2004)

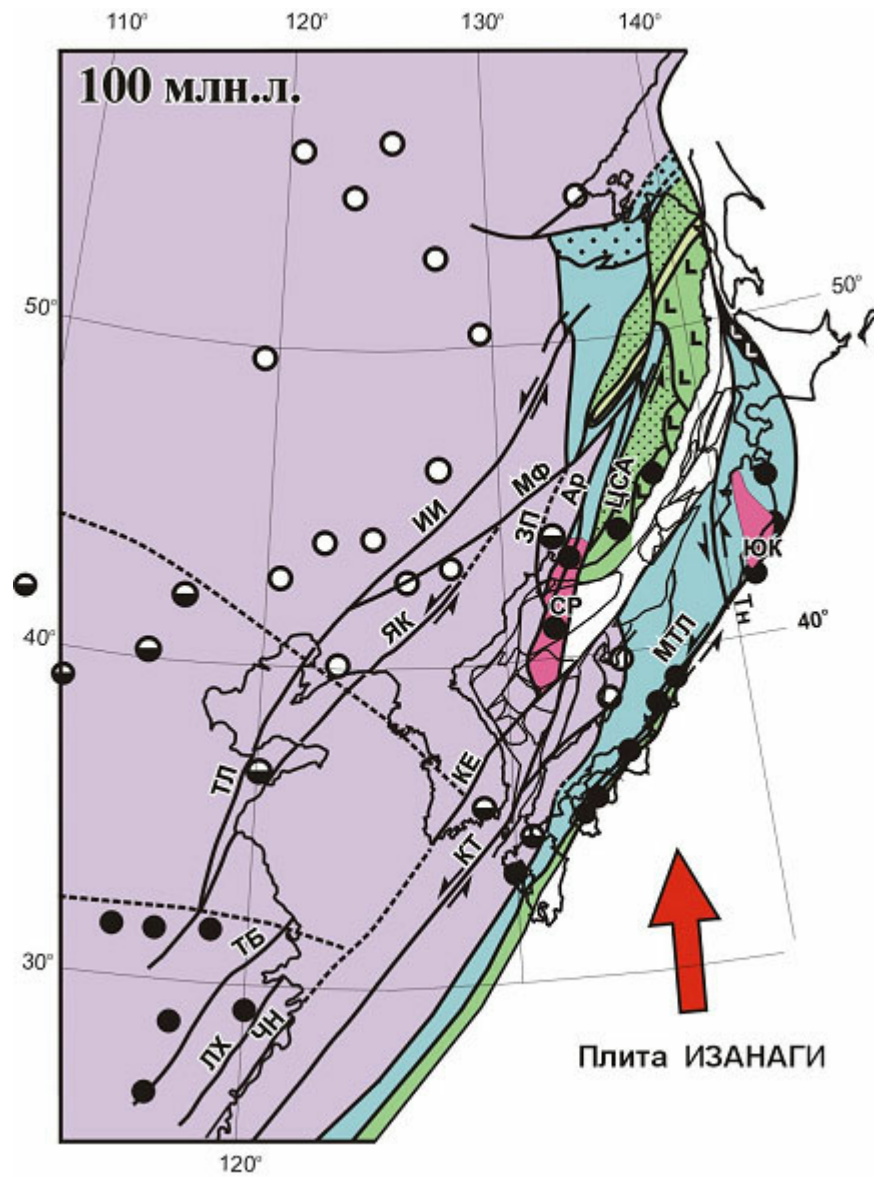


1 - доюрский континент; 2-3 - юрские террейны - фрагменты аккреционной призмы (2) и приконтинентального синдвигового бассейна (3); 4 - фрагменты домезозойского континента в аккреционных призмах: СР - Сергеевский, ЮК - Южный Китаками; 5 - сдвиги трансформных окраин; 6 - зоны субдукции

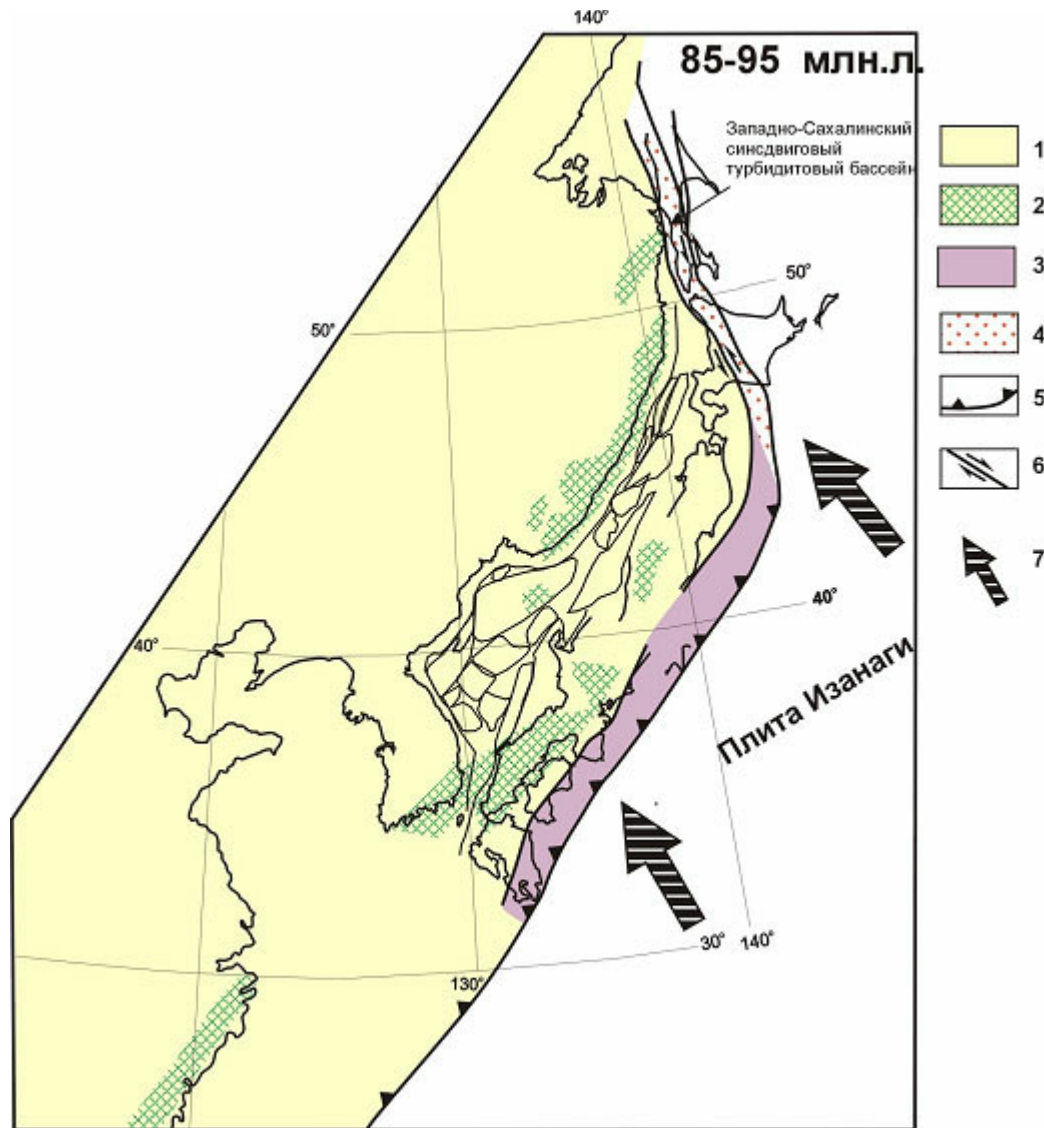
Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии для апта
(Голозубов, 2004)



Геодинамическая реконструкция восточной окраины Азии для границы раннего и позднего мела (Голозубов, 2004)



Позднемеловые (сеноман-сантонские) структуры восточной окраины Азии
 (Голозубов, 2004)



1 - допозднемеловой континент; 2 - вулканы надсубдукционного вулканического пояса; 3 - аккреционные призмы; 4 - зоны субдукции; 5 - окраинно-континентальные синдвиговые турбидитовые бассейны; 6 - сдвиги трансформных окраин; 7 - направления перемещения плиты Изагаги

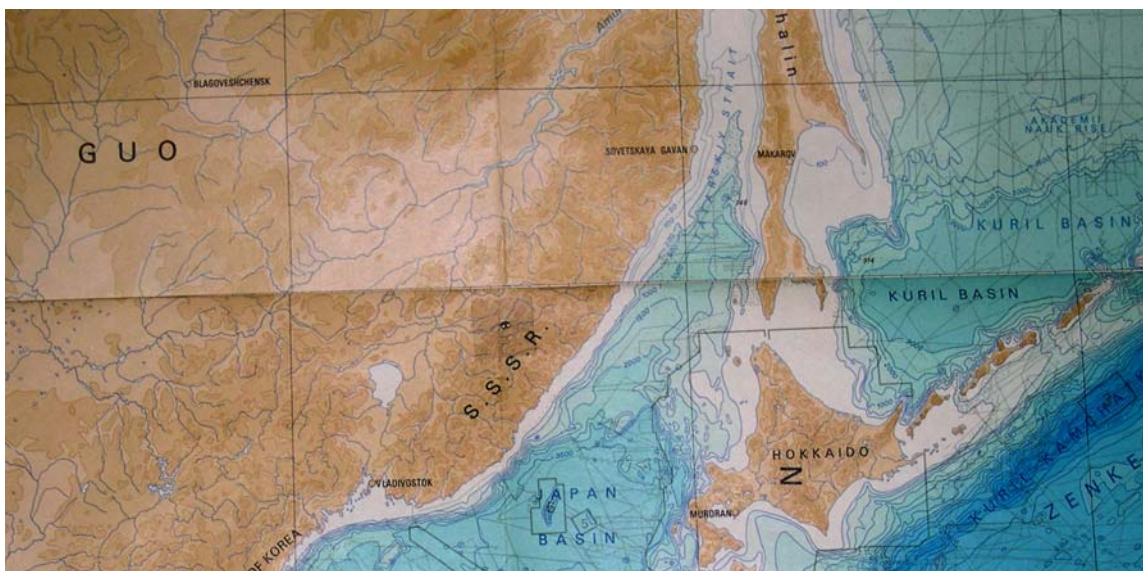
Японское море

Японское море отделено от Тихого океана цепью Японских островов. Оно соединяется с Охотским морем проливами Невельского и Лаперуза, с Восточно-Китайским морем - Корейским проливом, а с Тихим океаном - проливом Цугару (Сангарским). В Японском море есть несколько небольших островов – Цусима в Корейском проливе, Уллындо и Такасима (около Корейского п-ва), Садо, Монерон и некоторые другие. Наиболее крупными заливами являются Восточно-Корейский и Петра Великого. В море впадают только небольшие реки (например, Партизанская в Приморском крае).

Географическая граница проходит на севере по линии мыс Южный (материк) – мыс Тык (запад о. Сахалин), и далее вдоль западного побережья о. Сахалин до мыса Кузнецова. Южнее граница определяется линией, соединяющей мысы Кузнецова и Носяппу (о.

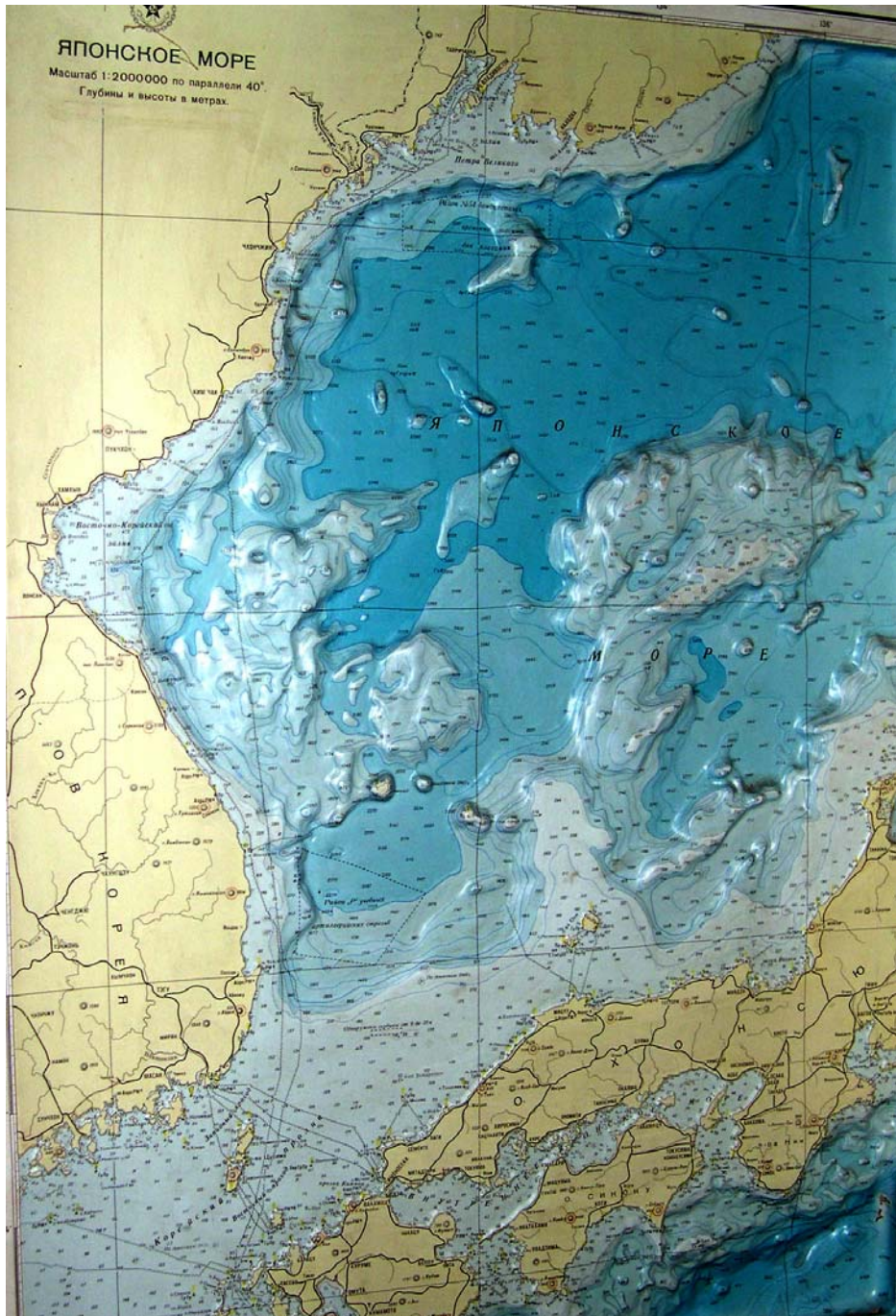
Хоккайдо) и следует вдоль западного побережья островов Хоккайдо, Хонсю и Кюсю. Пролив Цугару между о.Хоккайдо и Хонсю также входит в Японское море. Южная граница определяется линией, которая соединяет мысы Номо (о.Кюсю) и Касаяма (о. Фукуэ), далее следует до западной оконечности о.Чеджудо, скалы Кансо, продолжаясь к юго-западной части п-ова Корея. Западная граница совпадает с береговой линией п-ова Корея, Приморского и Хабаровского краев.

Генеральная Батиметрическая Карта Океанов (ГЕБКО). Японское море

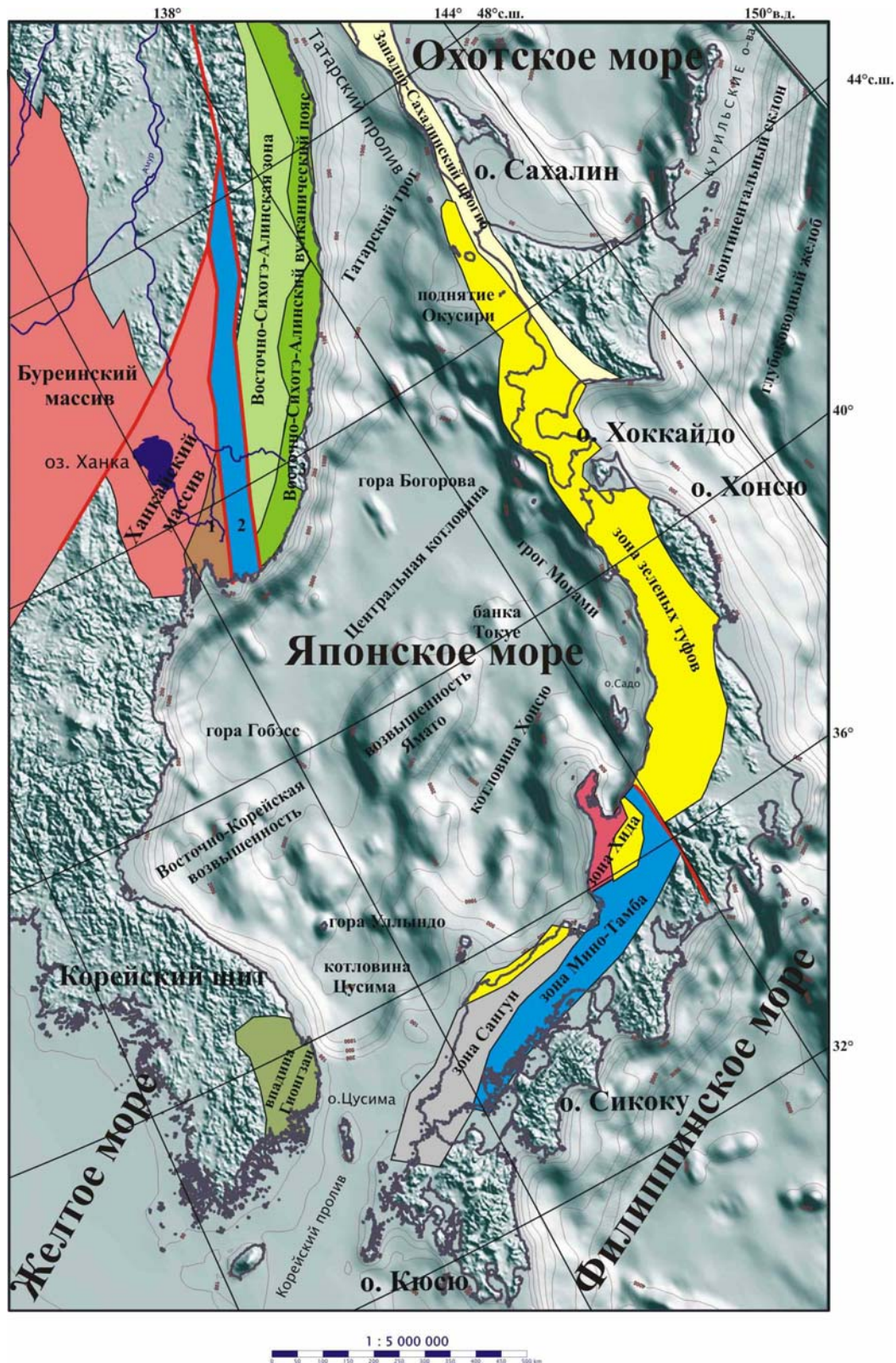




Трехмерная модель рельефа юга Японского моря



Основные элементы строения Японского моря и его обрамления



Красные линии – крупнейшие разломы. 1 - 3 зоны: 1 – Арсеньевская, 2 – Западно-Сихотэ-Алинская, 3 – Прибрежная, по: (Геология и полезные ископаемые... , 2002, упрощено, с добавлениями). Топографическая основа: акватория - ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001; суша - GTOPO30 Global Digital Elevation Model. EROS Data Center. 1996.
(<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>)

Тектоническая позиция. Японское море расположено в пределах активной окраины Тихого океана.

Рельеф дна. Японское море вытянуто в северном направлении. Его максимальная ширина достигает на юге порядка 700 км, на севере Татарского пролива она уменьшается до 40 км, а в проливе Невельского составляет порядка 7 км. Средняя глубина Японского моря составляет 1350, а максимальная – 3742 м. В рельефе Японского моря установлены несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки. Примерно севернее 40° с.ш. дно море выровнено, южнее имеет сложный рельеф. Здесь расположены котловины Центральная и Хонсю с максимальными глубинами 3742 и 3063 м соответственно, которые разделены возвышенностью Ямато. Она состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субширотном направлении почти на 700 км при ширине 200 - 300 км. Поверхность дна котловин ровная с отдельными вулканическими постройками, с абсолютной высотой над дном до 2 км.

Изученность геолого-геофизическими методами. Геологическое строение Японского моря было исследовано различными геолого-геофизическими методами советскими (российскими) и японскими как коммерческими, так и не коммерческими организациями. В результате получены сейсмические профили (МОВ ОГТ и др.), проведена аэромагнитная и гравиметрическая съемка, которые позволяют проводить обоснованные геолого-разведочные работы. В пределах моря проводилось бурение **Сейсмичность.** Район Японского моря сейсмичен, особенно на его западе, около Японских островов, которые расположены над сейсмофокальной зоной. Собственно под впадиной моря преобладают глубокофокусные землетрясения (до 700 км).

Дискордантное положение Японского моря по отношению к простирающемуся структурам его обрамления, наличие утоненной континентальной и новообразованной субокеанических кор. повышенные тепловые потоки (например - центральный грабен на поднятии Ямато), сходство вещественных комплексов Южного Приморья и Японских островов делают представления о деструктивной природе этого бассейна наиболее вероятными. Вместе с тем вопрос об истории его формирования до конца не решен. Последовательность событий может быть следующей. Процесс растяжения начался в олигоцене в районе котловины Цусима. В среднемиоценовое время растяжение охватило область Центральной котловины, а в позднемиоцен-плиоценовое — район котловины Хонсю (мультирифтовый спрединг). В плиоцен-четвертичное время процесс этот приостановился.

Неоген-четвертичные процессы привели к образованию глубоководных впадин (максимальная глубина - 3713 м) Японского моря.

В рельефе Японского моря установлены несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки.

- **Поднятия** имеют различную природу. Значительная часть из них представляет собой фрагменты как утоненной, так и нормальной континентальной коры

докембрийского, пермского и мелового возрастов. Такие блоки широко развиты вдоль восточного побережья Корейского полуострова, в центральной и восточной частях Японского моря. К ним относятся возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, поднятие Ямато, банки Кита-Оки, Оки и некоторые другие. Наиболее крупное из них поднятие Ямато. Оно состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субширотном направлении почти на 700 км при ширине 200—300 км. Земная кора региона имеет трехчленное строение, и в ней установлены "осадочный" (Vпл - 2,0 км/с), "гранитный" (5,3—5,6 км/с) и "базальтовый" (6,8 км/с) слои общей мощностью до 25 км. С разных мест поднятия был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, которые находят свои аналоги среди докембрийских, палеозойских и мел-кайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских островов, а также Корейского полуострова. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские?, триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Акустический фундамент поднятия перекрыт хорошо стратифицированной толщей. Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент, судя по строению о-ва Садо, сложен нижнемиоценовыми вулканитами авгит-оливиновых базальтов и андезитовых пирокластических образований или лавовых потоков. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1,5 км.

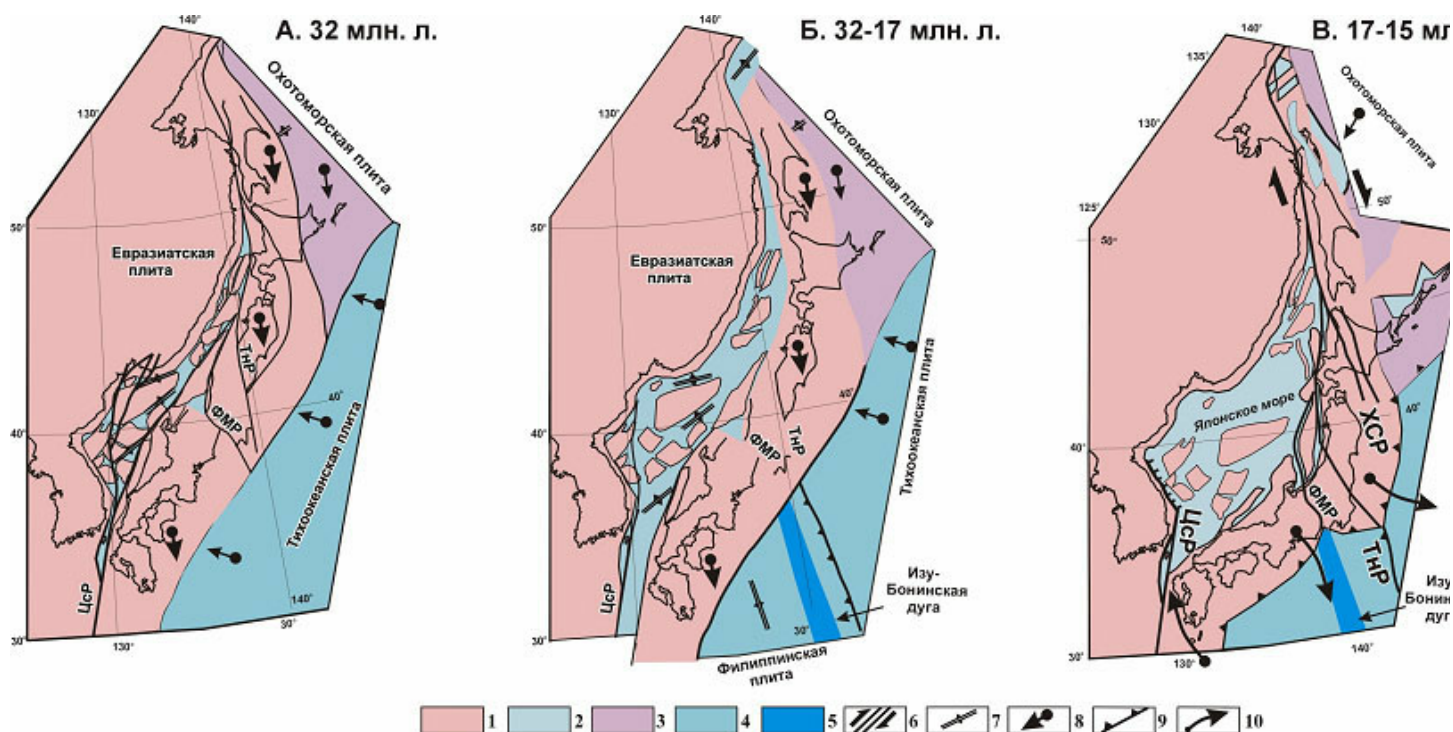
- **Глубоководные впадины.** Большую часть моря занимают глубоководные впадины - котловины Хонсю, Центральная и Цусима. Они лишены "гранитного" слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м), над которым возвышаются отдельные, часто высокие горы (Богорова и др.). В пределах котловины повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2,2 с) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1,5 с). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 0,5 с). Дно котловины полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена. Строение западной части впадины осложнено правыми сдвигами север-северо-восточного простирания. Вулканические горы (Гебасс, Уллындо и др.) были сформированы в позднемиоцен-плиоценовое время и известны как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях. Они сложены щелочными базальтами, трахитами. В осевой части котловины Хонсю подводные горы образуют две цепи, простирания которых соответствуют простиранию котловины. На южной цепи были драгированы свежие пиллоу-базальты и гиалокластиты с возрастом 6—17 млн лет. Аналогичные породы с северного хребта имеют возраст 7—15 млн лет. Отмечается, что на границе миоцена и плиоцена произошло формирование систем разломов субмеридионального простирания. В целом считается, что впадина Хонсю образовалась в условиях спредингового центра.

Образование Японского моря коррелируется с эволюцией Японской островной дуги, которая в неогеновое время разделилась на две крупные тектонические провинции.

Первая из них ("зеленых туфов") характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста, слагающих два пояса. Пояс Су-Син-етцу — Север Фосса-Магна протягивается от Западного Хоккайдо до зоны разломов Итоигава-Сидзуока. Он представляет собой серию прогибов субмеридионального простирания, выполненных осадками мощностью до 3000 м, которые были смяты в складки в среднем миоцене — раннем плейстоцене (складчатость Мицуе). Пояс Хокурику-Сан-ин расположен между заливом Тояма и Цусимским проливом. Его отличают меньшее количество вулканического материала и менее интенсивная складчатость. "Незеленотуфовая провинция" характеризуется слабо измененными вулканическими породами и обильным терригенным осадконакоплением. Неогеновые породы либо смяты в складки, как на Центральном Хоккайдо или в области Оигава-Бозо, либо разбиты на блоки. В четвертичное время тектонические процессы интенсивно развиваются в районах внутреннего моря Сето, где происходило формирование блоковых структур. В ряде районов зеленотуфовой провинции отмечается дальнейшее образование складчатых структур. В Юго-Западной Японии происходило интенсивное воздымание ряда регионов и разломообразование.

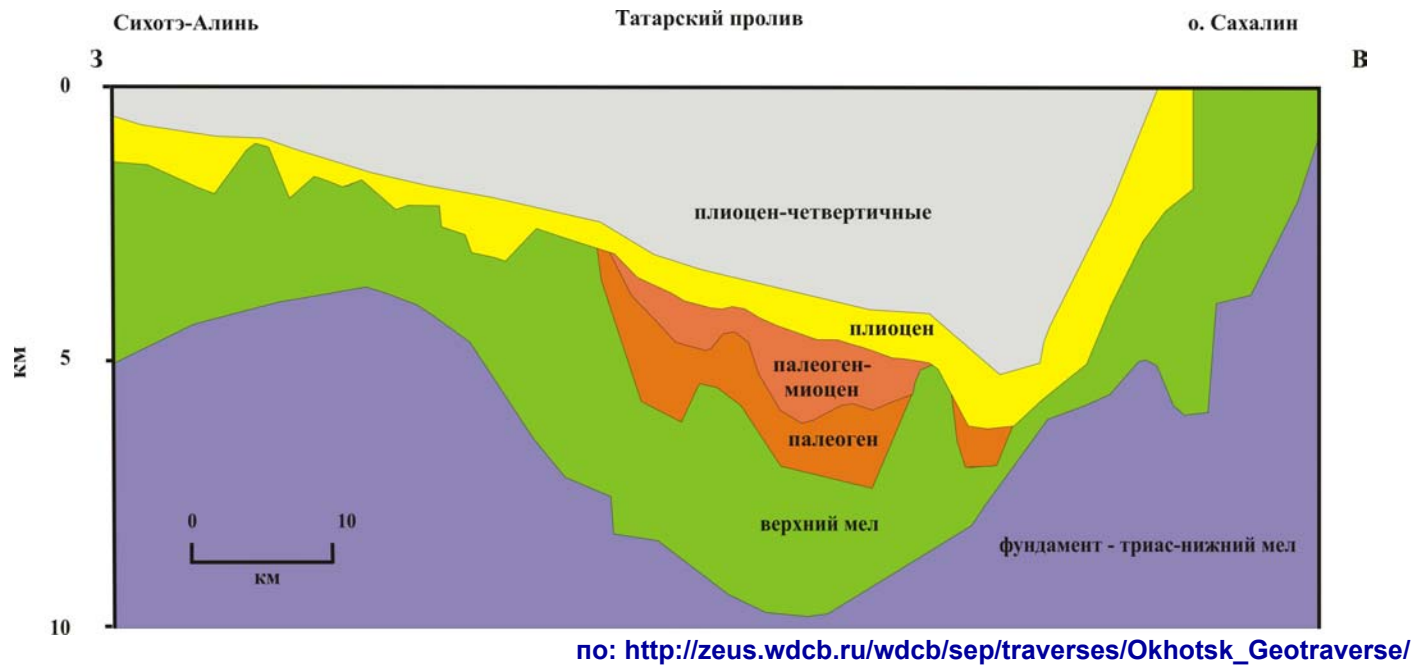
Динамика раскрытия Японского моря

(Голозубов, 2004)



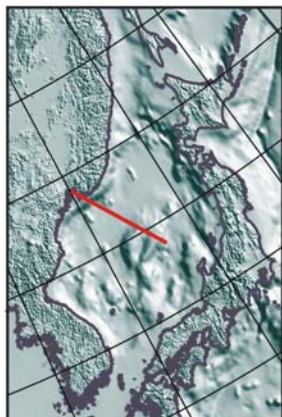
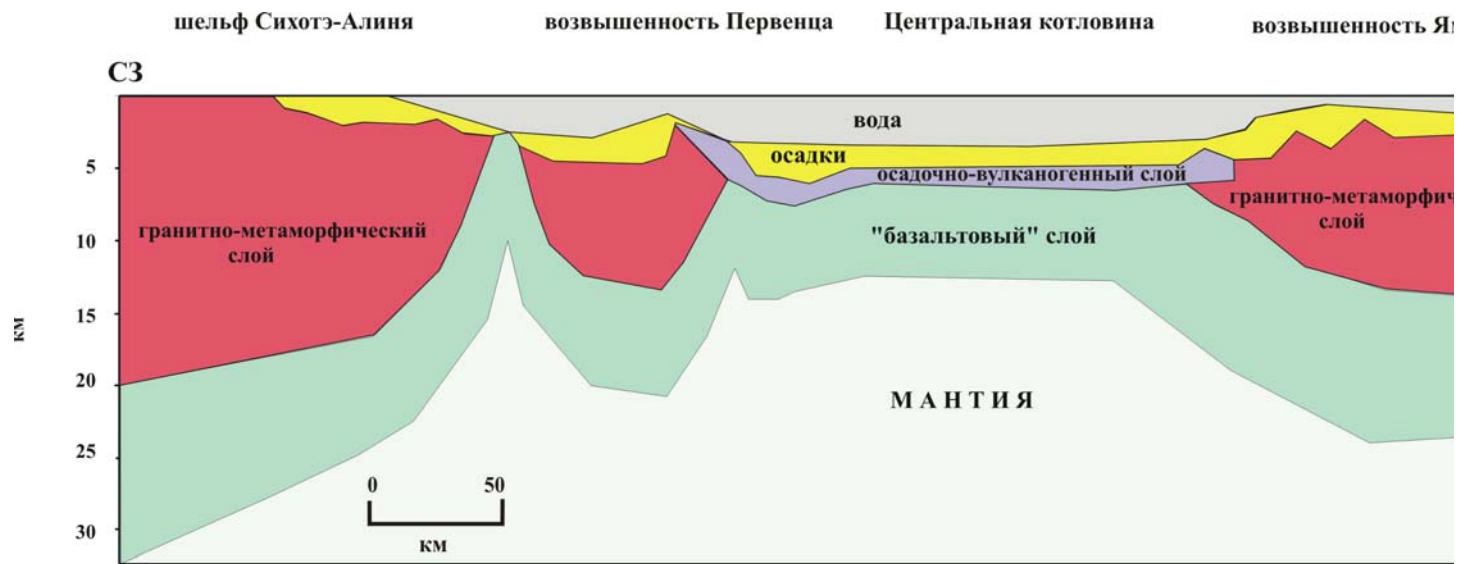
1 - докайнозойские террейны; 2 - участки новообразованной океанической коры; 3 - Охотоморская плита - коллаж мезозойских террейнов - фрагментов надсубдукционных магматических поясов; 4 - Тихоокеанская плита; 5 - Осевая часть Изу-Бонинской дуги; 6 - сдвиговые зоны; 7 - оси растяжения; 8 - направления перемещения плит; 9 - зоны субдукции; 10 - направления вращений блоков. Буквами в кружочках обозначены подводные возвышенности: Я - Ямато, В - Восточно-Корейская, Кр - Криштофовича, К - Кита-Оки

Разрез через Татарский пролив



Разрез через Японское море

по Геология и минеральные..., 2004



Строение Хоккайдо-Сахалинской области



Сахалин. Полуостров Шмидта. Фото Разницына Ю.Н.

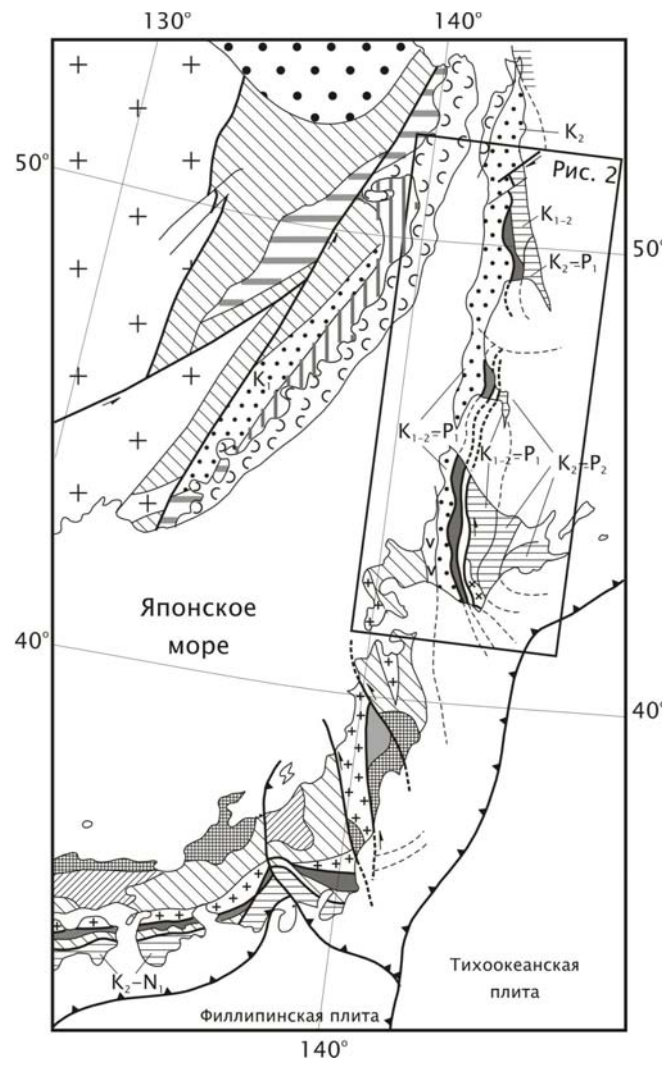
коллизионно-аккреционная структура

Структура континентальной окраины образована разновозрастными латеральными зонами (террейны различной природы, которые позволяют реконструировать древние переходные зоны от континента к океану и установить время и механизмы континентального роста).

В современной структуре окраины эти ряды нарушены позднемезозойскими продольными сдвиговыми перемещениями и кайнозойскими движениями при раскрытии котловин окраинных морей.

Позиция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы в аккреционных структурах Восточно-Азиатской континентальной окраины

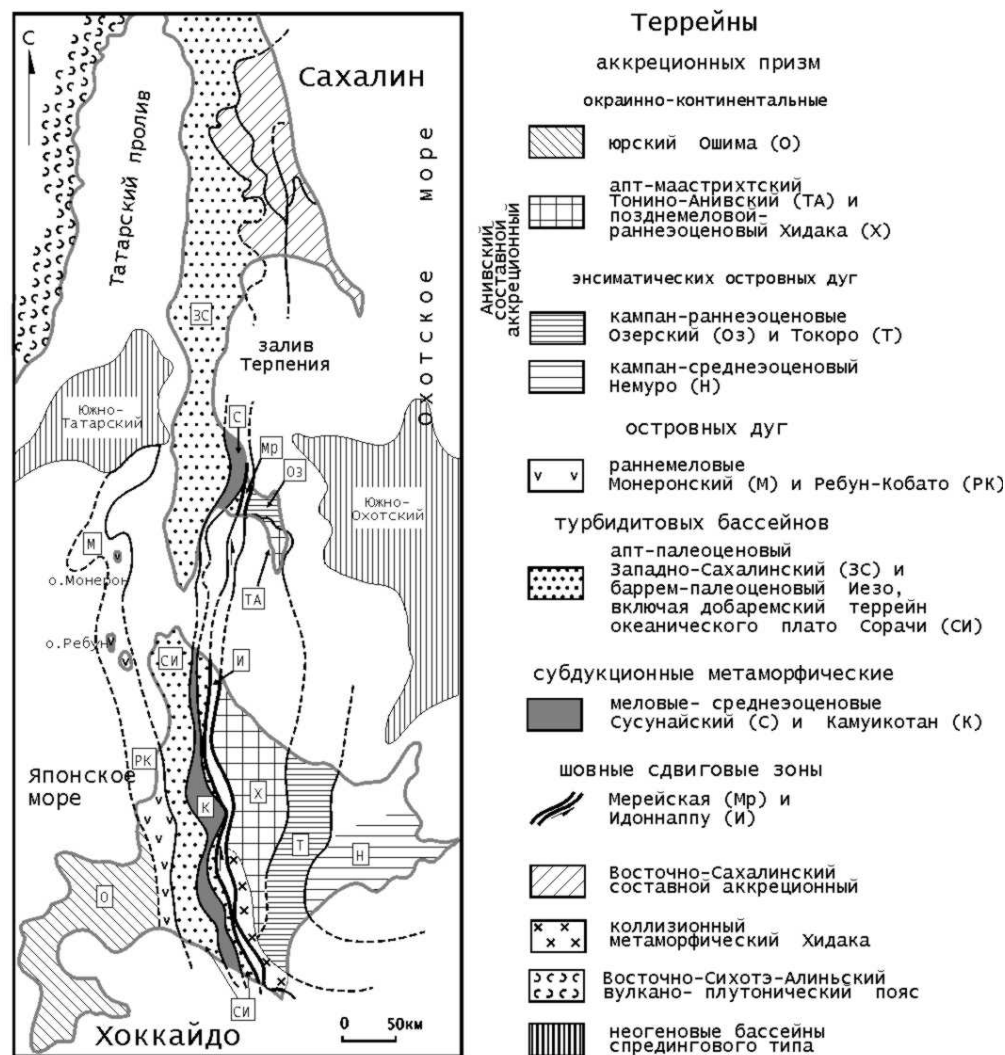
(составлена А.Э. Жаровым, 2003, с использованием схем Б.А. Натальина, 1991, А.И. Ханчука, 1993, Isozaki, 1996)



Позднемезозойская-раннекайнозойская Хоккайдо-Сахалинская складчатая система обладает хорошо выраженной поперечной тектонической зональностью, наиболее полно представленной на Хоккайдо и отражающей последовательное наращивание континентальной окраины с середины юры до неогена (Niida, Kito, 1986; Kiminami et al., 1986, 1992; Dobretsov et al., 1994; Isozaki, 1996 и др.).

Основные тектонические элементы Хоккайдо-Сахалинской области

Жаров, 2003



Тектонические подразделения Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы

Тектонические подразделения Хоккайдо (с запада на восток):

- **Ошима** юрский аккреционной призм,
- **Ребун-Кабато** неокомский островодужный,
- **Иезо** баррем (?) - палеоценовый турбидитовый,
- **Сорачи** добарремский океанического плато,
- **Камуикотан** мел-эоценовый субдукционный метаморфический,
- **Идоннаппу** баррем-палеоценовый аккреционный шовный,
- **Хидака** поздне меловой-раннеэоценовый окраинно-континентальной аккреционной призм,
- **Токоро** и **Немуру** кампан-раннеэоценовые аккреционных призм энсиматических островных дуг, различающиеся временем аккретирования к континентальной окраине (Vazhenov, Burtman, 1994; Баженов и др., 2002).

Тектонические подразделения Центрального Хоккайдо обычно протягиваются на Южный Сахалин, в то время как восточные террейны Хоккайдо считаются уникальными либо сопоставляются с восточной частью Центрального Сахалина.

Южный Сахалин и сопредельные акватории.

С запада на восток выделены террейны:

- **Монеронский** неокомский островодужный,
- **Западно-Сахалинский** апт-палеоценовый турбидитовый,
- **Сусунайский** мел-раннеэоценовый метаморфический субдукционный,
- разновозрастные и полигенные террейны аккреционных призм:
- **Тонино-Анивский** апт-маастрихтский окраинно-континентальной природы
- **Озерский** кампан-раннеэоценовый, формировавшийся в структурах энсиматической островной дуги и эпикоеанического окраинного моря

Западно-Сусунайская зона

сложена слюдястыми плейчатými сланцами, включающими мелкие линзы и крупные пластины зеленых сланцев, кварцитов, мраморизованных известняков и линейные зоны голубых сланцев. В северной и южной частях есть зоны метаморфизованного серпентинитового меланжа с тектоническими пластинами различных амфиболитов и высокобарических пород. Все метаморфические образования подвержены региональному низкобарическому диафторезу зеленосланцевой фации.

- Структура - сочетание нескольких структурных планов, связанных с его формированием в позднем мелу, флексуорообразным смятием в раннем палеоцене, частичным поддвигом в северном направлении в палеоцене-раннем эоцене и выводом к поверхности в среднем-позднем эоцене по системе разломов юго-восточной вергентности.

Сусунайская зона

является северным продолжением террейна Камуикотан.

Сусунайский хребет протягивается меридионально на 60 км при ширине от 25 км до 12-15 км и представляет собой среднегорный массив, в котором обнажаются метаморфические и метаморфизованные породы, отнесенные к Сусунайскому террейну. Западная и восточная части Сусунайского террейна имеют определенные различия в составе и возрасте геологических подразделений, степени метаморфизма, структуре и последовательности ее формирования, что позволяет рассматривать их соответственно как Западно-Сусунайский и Восточно-Сусунайский субтеррейны. Границы со смежными структурами Юго-Восточного Сахалина перекрыты верхнеэоцен-олигоценовым неавтохтоном и осложнены позднекайнозойскими правыми сдвигами.

Восточно-Сусунайский субтеррейн образован триасово-юрской metabазальтовой, юрско-нижнемеловой метаяшмово-сланцевой, нижнемеловой метатифобазальтовой и альб-верхнемеловой метатурбидитовой толщами. Они сохранили черты стратификации и неравномерно метаморфизованы в пренит-пумпеллитовой и зеленосланцевой фациях в самом конце позднего мела-раннем палеогене.

С юга на север происходит смена состава, внутреннего строения и степени метаморфических преобразований разновозрастных толщ, так и в ориентировке структур и изменении структурного стиля деформаций. Метаморфизованные толщи собраны в несколько тектонических пакетов пластин, структура которых подчеркнута метаморфизованным терригенным меланжем.

Тонино-Анивский террейн коррелируется с террейном Хидака
Озерский террейн с террейном Токоро.

Тонино-Анивский и Озерский террейны (и их эквиваленты на Хоккайдо) образуют составной аккреционный террейн, названный Анивским.

Террейны аккреционных призм отделены от расположенных западнее структур Мерейской шовной левосдвиговой зоной, хорошо сопоставимой по комплексу признаков с шовной структурой террейна Идоннаппу Центрального Хоккайдо.

В северном направлении уверенно прослеживается только Западно-Сахалинская зона. Восточная часть Центрального Сахалина отличается от Южного Сахалина строением и тектонической позицией метаморфических, аккреционных, окраинно-морских комплексов и историей палеогенового развития. В работе она представлена как Восточно-Сахалинский составной аккреционный террейн, сформировавшийся в период с конца раннего мела до палеоцена.

Блоки известняков в базальтах



Сахалин. Полуостров Шмидта.

Фото Разницына Ю.Н.

Глыба в серпентинитовом меланже



Сахалин. Полуостров Шмидта.

Фото Разницына Ю.Н.

Аккреционные структуры Южного Сахалина формировались с апта по эоцен, а с учетом высокобарических сланцев Сусунайского террейна и турбидитов Мерейской сутуры диапазон их формирования можно расширить до низов раннего мела. Однако, только верхнемеловые-палеоценовые структурно-вещественные комплексы могут быть представлены как латеральный ряд одновозрастных элементов Восточно-Азиатской активной окраины.

Песчаные вулканы на севере Сахалина, сформированные в результате Нефтегорского землетрясения



Фото Кожурина А.И.



Фото Кожурина А.И.



Фото Кожурина А.И.