

Геология океанов и морей



Охотское море, о.Сахалин, п-ов Шмидта. Фото Разницына Ю.Н.

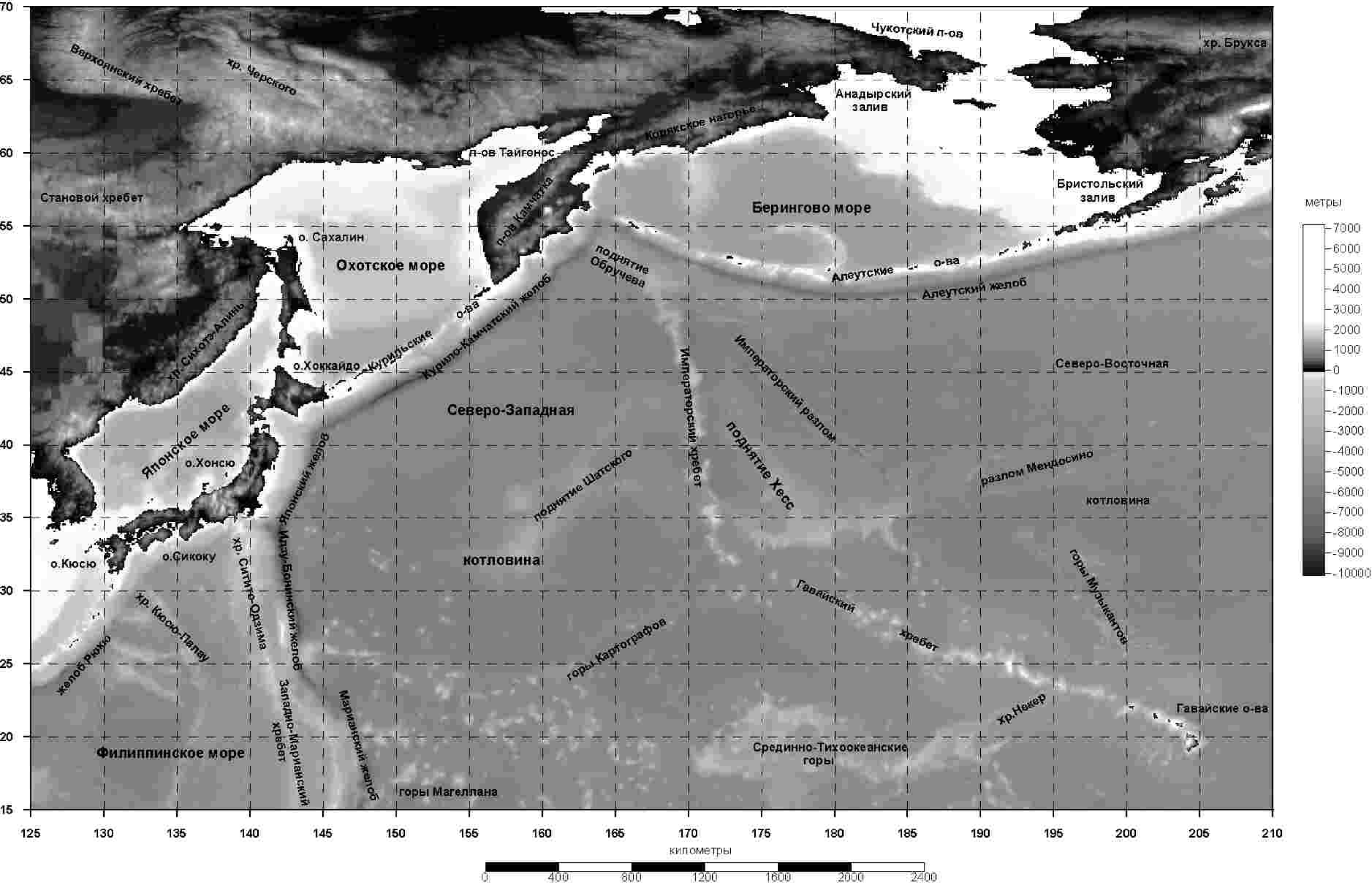
Дальневосточные моря России - пример окраин активного типа

Лекция 6 (15 марта 2006)

Основные черты строения северо-западной части Тихого океана

На северо-западе Тихого океана расположены Берингово, Охотское и Японское моря, отделенные от него соответственно Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островными дугами. Они сопряжены с глубоководными желобами. Глубины в Курило-Камчатском достигают порядка 9550 м, а в Алеутском – 7650 м. Эти два желоба сочленяются в районе п-ова Камчатский Мыс. Строение обрамлений Охотского и Берингова морей будет рассмотрено совместно.

Южнее расположена возвышенность Обручева, которая представляет собой обширное подводное поднятие по изобате 4000 м с глубинами вершинной поверхности порядка 3500 м. Мощность осадочного слоя изменяется от 1000 до 2000 м. В его основании вскрыты пиллоу-базальты, по химизму, соответствующие толеитам других океанических поднятий. Мощность коры оценивается в 13 км. На возвышенности есть холмы с глубинами вершин 2800 - 2100 м и гайоты. На одном из них (Мейдзи), была пробурена скважина DSDP 192, которая показала, что низы



разреза слагаются маастрихтскими мелководными отложениями.

На юге к возвышенности примыкает северное окончание подводного поднятия Императорских гор. Оно имеет субмеридиональное простираие и протягивается на юг до Гавайского поднятия на 3000 км при ширине около 150 км. Над соседними абиссальными плитами поднятие возвышается на 3 км. На нем имеется несколько десятков вулканических гор, более или менее срезанных абразией. Они сложены щелочными базальтоидами, которые изливались в мелководных или субаэральных условиях.

На юге Императорские горы переходят в Гавайское поднятие. Протяженность последнего составляет 2500 км при ширине (по изобате 4500 м) от 150 до 250 км. Мощность коры изменяется от 14 до 20 км. Это единственное место в центральной области Тихого океана, где расположены действующие вулканы щитового типа. Высочайший из вулканов - Мауна-Кеа. Его высота над уровнем моря превышает 4200 м.



По обе стороны от поднятия Императорских гор расположены абиссальные плиты, осложненные крупными поднятиями Шатского и Хесса и многочисленными подводными горами.

Северо-Западная котловина (абиссальная плита) Тихого океана, примыкающая к глубоководным желобам, может служить тектонотипом подобного рода структур. Ее протяженность составляет около 3000 км, а ширина около 1000 км. Рельеф дна выровненный, осложненный местами крупными разломными трогами и вулканическими горами. Максимальные глубины дна (почти 6200 м) расположены южнее возвышенности Обручева и восточнее Идзу-Бонинского желоба. Мощность осадков составляет 200 - 400 м. По данным глубоководного бурения, наиболее древние горизонты (на юге) могут отвечать верхней юре. Неоком представлен кремнисто-известковыми отложениями мощностью до 140 - 180 м. Средний и поздний мел сложены пелагическими глинами и кремнями мощностью до 200 м, однако верхнемеловые отложения присутствуют в разрезах не всегда. Отложений большей части третичного времени нет. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения представлены глубоководными кремнистыми, известковистыми и глинистыми породами также небольшой мощности (весь кайнозой - 200 - 230 м). На забоях ряда скважин были вскрыты толеитовые базальты.

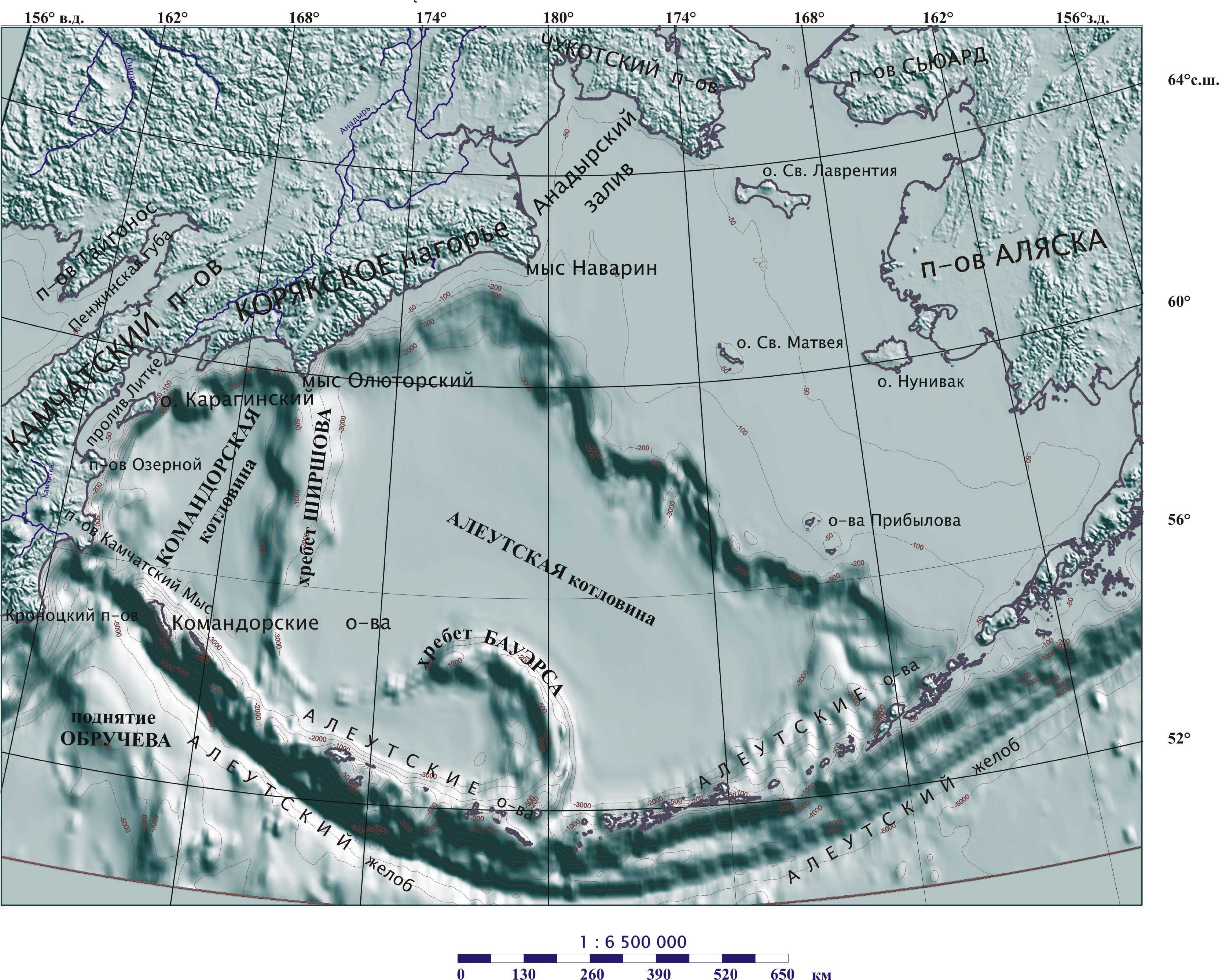
Мощность земной коры в Северо-Западной котловине восточнее Японской островной дуги составляет около 8 км, поверхность Мохоровичича неровная, скорости сейсмических волн вдоль нее составляют 8,2 км/с. Мощность осадочного слоя составляет 2000 - 3000 м.

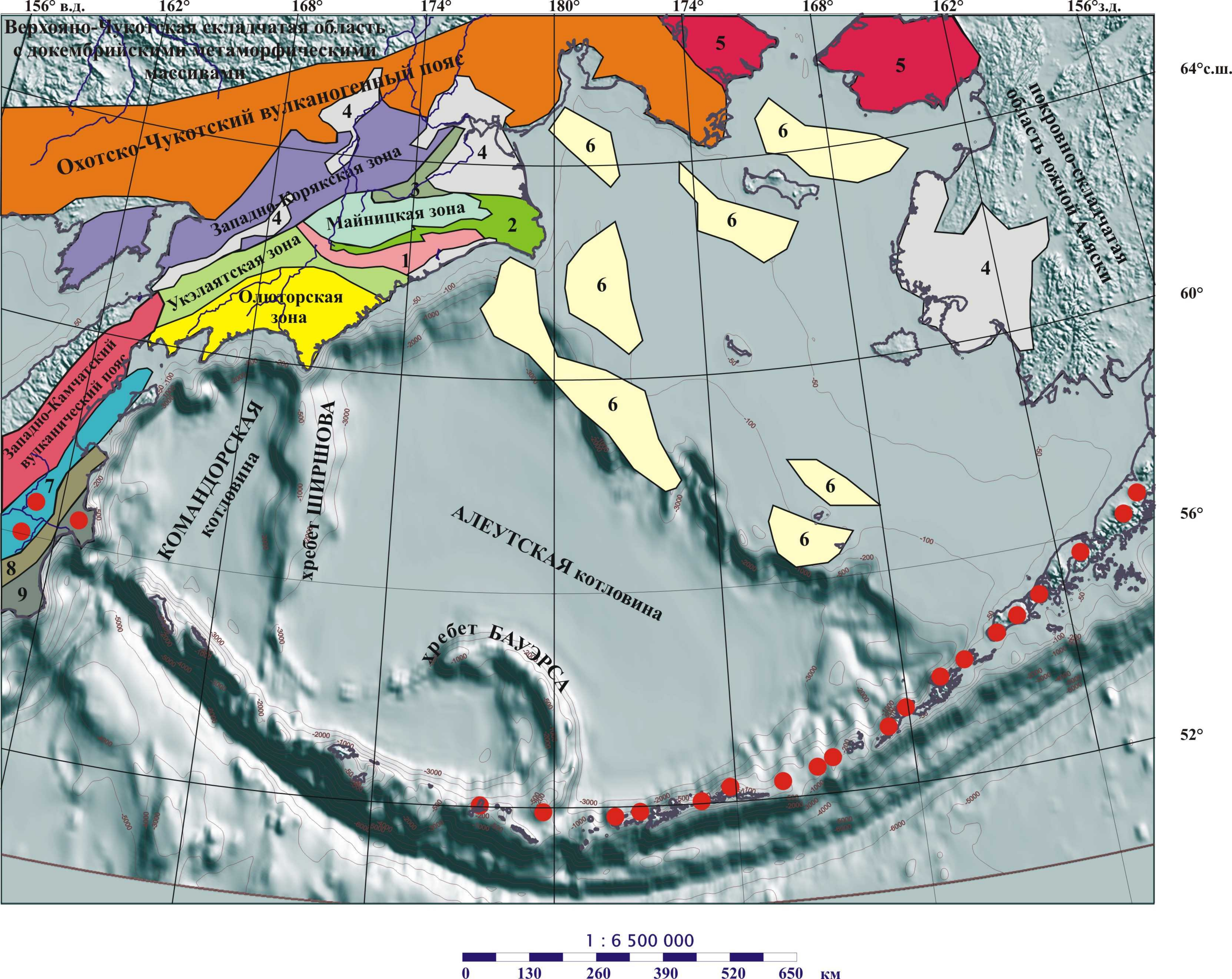
На юго-востоке Северо-Западной котловины Тихого океана расположено поднятие Шатского. Оно представляет собой возвышенность, основание которой залегает на глубинах 5500 – 6000 м, а вершинная поверхность - на 2400 – 3100 м. В ее строении выделяют три положительных формы рельефа (массивы), разделенных депрессиями. Поднятие вытянуто в северо-восточном направлении на 1700 км при максимальной ширине порядка 500 км. Фундамент возвышенности представлен сильно измененными толеитовыми и щелочными базальтами, на которые ложатся валанжин-аптские толщи мела и известняков, мощностью 300 – 500 м. Выше находятся альб-сеноманские карбонатно-кремнистые толщи, мощностью 400 – 500 м. Они перекрыты с несогласием турон - олигоценовыми нанноилами, мощность которых достигает 400 м. Верхи осадочного чехла представлены миоцен-четвертичными нанноилами. Возвышенность Шатского имеет мощность коры, повышенную по сравнению с прилегающими частями глубоководных котловин, которая достигает 15 – 22 км.

Восточнее поднятия Императорских гор расположено поднятие Хесса, вытянутое (по изобате 5000 м) в северо-западном направлении на 1200 км при ширине порядка 600 км и имеющее сходное строение с поднятием Шатского. Осадочный разрез включает образования от альбских до современных. Древнейшие из осадочных отложений образовывались в мелководных условиях; пелагический разрез начинается лишь в туроне (?). На юге поднятия изучен разрез второго слоя (мощность 2000 м), который сложен чередующимися потоками щелочных и толеитовых базальтов, гавайитов и муджиеритов. Мощность коры поднятия Хесса достигает 18 км. Также как и на поднятие Шатского оно имеет по геофизическим данным мощный "корень".

На северо-западе Тихого океана хорошо проявлены краевые валы, протягивающиеся по океанской стороне глубоководных желобов. Их три (с севера на юг): вал Зенкевича (вдоль Курило-Камчатского желоба), Японский и Бонинский. Структурные признаки валов сходны. Это широкие пологие и невысокие (сотни метров) формы рельефа, простирающиеся на сотни и тысячи километров в соответствии с длиной глубоководных желобов (хотя и не всегда по всей длине). На их поверхности много холмов, а в некоторых районах распространены горы от 1 - 2 до 3,5 км высотой. Структуры осложнены грабенами и горстами. Бурение на краевом валу вскрыло разрез океанических осадков (400 м), представленный отложениями от меловых до современных. Верхние 300 м представлены глинисто-диатомовыми и туфо-диатомовыми илами с прослоями пепла позднего миоцен-четвертичного возраста. С глубиной увеличивается количество кремнистых остатков радиолярий и глинистого материала. На глубине 360 м кремнисто-глинистые осадки резко сменяются пелагическими глинами. Накопление всего лишь 18 м пелагических глин укладывается во временной интервал от среднего миоцена до начала палеогена, что свидетельствует о предельно низких скоростях накопления осадков в то время. Под пелагическими глинами вскрыты кремнистые породы, по предварительным данным, мелового возраста. Нередко ниже кремнистых пород встречаются толеитовые базальты.

Наконец кратко рассмотрим строение глубоководных желобов отделяющих островные дуги от глубоководных котловин Тихого океана на примере Японского. Под его восточным склоном (обращенным к океану) мощность земной коры составляет 10 - 12 км. Под котловиной она уменьшается до 6 - 8 км. Под западным (островным) склоном желоба мощность коры возрастает до 23 - 25 км. Мощность кайнозойских отложений достигает 8000 - 10000 м. На крутом континентальном склоне желоба развиты большие оползни и отмечалась его активная эрозия. Здесь находится аккреционная призма - комплекс деформированных осадочных образований, сформированный во время субдукционного процесса перед фронтом островной дуги.





Активная окраина - континентальная окраина, которая характеризуется интенсивной сейсмичностью, интенсивными магматическими (включая вулканические) процессами. Двумя основными типами активных континентальных окраин принято считать андийские (восток Тихого океана) и западно-тихоокеанские. Первые характеризуются протяженным вулканическим поясом, который находится в непосредственной близости от глубоководного желоба, Вторые представляют собой сложное сочетание окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов.

Основные черты строения Берингова моря

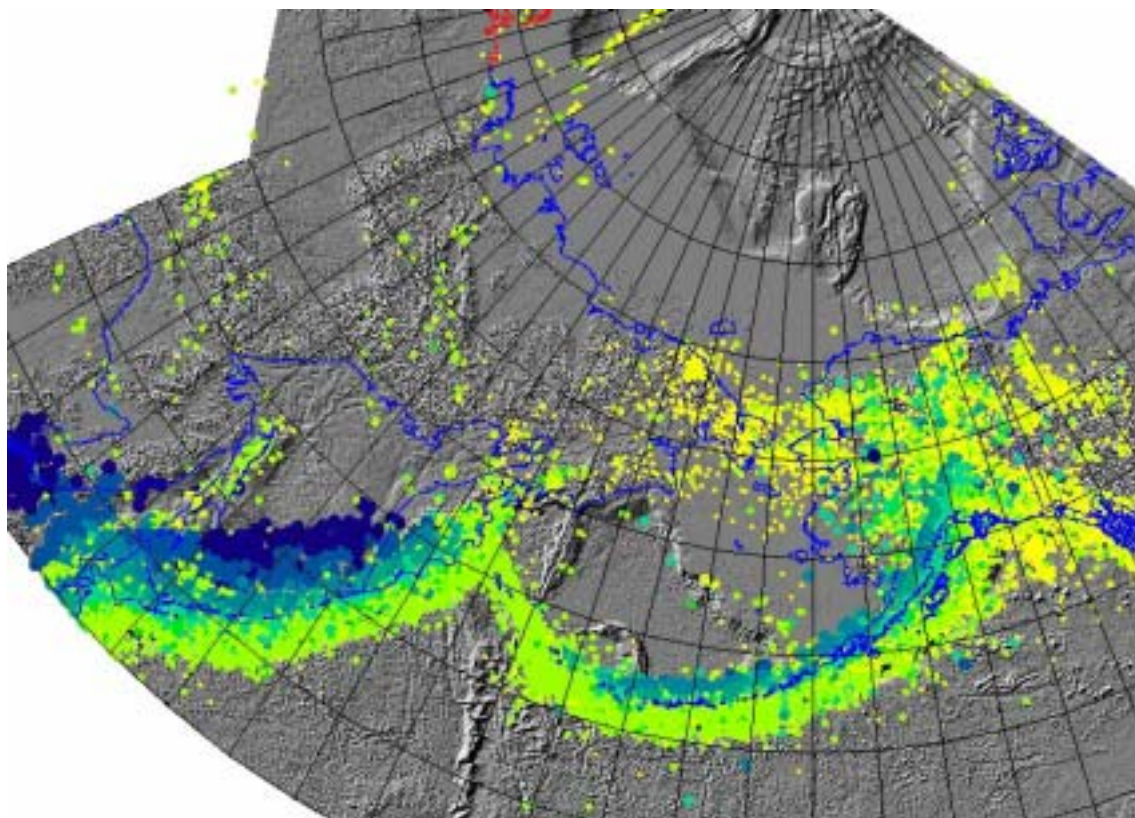
Физико-географический очерк

В северо-восточной части Берингова моря расположена обширная материковая отмель шириной более 500 км. Здесь преобладают глубины от первых метров до 200 м. В пределах этой области расположены острова Св. Лаврентия, Нуниван, Св. Матвея, а также архипелаг о-вов Прибылова.

Крутым склоном, который протягивается от п-ова Наварин до п-ова Аляска, шельф отделен от глубоководной части моря. Она состоит из Командорской (Западной) и Алеутской (Центральной) котловин, разделенными субмеридиональным хребтом Ширшова (расположен вдоль 170 - 171° в.д.) и серпообразным хребтом Бауэрс. Южнее его отмечены максимальные глубины – 4773 м (севернее о. Булдырь, который расположен между группами островов Ближние и Крысьи).

Климатические условия северной и южной частей Берингова моря существенно отличаются. В первой средние температуры января - около -25° , во второй - -2° . Средние температуры лета составляют на севере $+6^{\circ}$, а на юге - $+10^{\circ}$. Ледовый покров начинает формироваться в ноябре и может покрывать до 80% площади моря. Вместе с тем, он не прочен и в июле полностью исчезает.

Район Берингова моря сейсмичен, особенно в районе Алеутской островной дуги. Глубина очагов здесь увеличивается с юга на север до 700 км и магнитудами превышающими 6 баллов.



Точки - глубины эпицентров (желтые - 10-33, синие до - 700 км)

На Алеутских островах расположено около 40 голоценовых и действующих вулканов. Последнее историческое извержение было в 1907 г. на о. Кыска. Наиболее крупный вулкан (Шисалдина) расположен на о. Умнак (западная часть гряды). Его высота превышает 2850 м. Последнее извержение зафиксировано в 1775 г. Цепь вулканов наращивается группой вулканов (около 30) на п-ве Аляска. Здесь описаны извержения в 80-х гг. XX века. Ряд голоценовых вулканов известен на шельфе Берингова моря на о-вах Св. Лаврентия, Нуниван, а также на архипелаге Прибылова и на западе Аляски (п-ва Сьюард).



Алеутская дуга, о. Богослова. Последнее извержение в 1992 г.

Photograph by T. Keith, U.S. Geological Survey, May 10, 1994.

Christina Neal C., McGimsey R. Volcanoes of the Alaska peninsula and Aleutian Islands
—selected photographs. 1997. U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS-40

В сейсмически опасном районе Алеутской гряды зарегистрировано ряд землетрясений, которые привели к возникновению катастрофических цунами с высотой волны в десятки метров.

Основные черты геологического строения азиатского побережья Берингова, севера и востока Охотского морей

Побережья запада Берингова, севера и востока Охотского морей слагаются тектоническими зонами Охотско-Чукотского вулканического пояса, Корякского нагорья и полуострова Камчатка.

Основные черты геологического строения Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса

Охотско-Чукотский пояс протягивается от юга Чукотского п-ова, через Анадырское плоскогорье, Колымский хребет и хребет Джугжур до севера Удской губы. Его протяженность составляет порядка 3200 км, площадь - около 500 тыс. км², а объем вулканитов оценивается более чем в 1 млн. км³. Судя по магнитным аномалиям, структуры пояса продолжают и в акваторию Берингова моря, достигая побережья Аляски в районе Бристольского залива. Это же подтверждают и геологические данные (см. описание Анадырской впадины).

Мощность континентальной коры вулканического пояса оценивается от 30 до 40 км. Формирование основной части вулканического комплекса происходило от альба до сеномана, однако местами извержения начались еще в апте или в неокоме, а на юго-западном фланге пояса - даже в поздней юре, и продолжались до конца мела или палеогена.

В структуре пояса различаются внешняя (северо-западная) и внутренняя (юго-восточная) зоны. Эти комплексы несогласно наложены на разновозрастные сильно смятые образования складчатых зон Верхояно-Чукотской и Корякской областей, а также на метаморфические массивы (Охотский, Омогонский, Чукотский и др.). На южном участке пояса вулканиты перекрывают восточный край Алдано-Станового щита и Сихотэ-Алинской складчатой области.

Породы пояса представлены вулканитами среднего (37%), основного (32%) и кислого (5%) составов. С ними тесно связаны батолиты и штоки интрузивных пород кислого состава. Они занимают местами до 20% площади пояса. Возраст интрузивов близок к возрасту вулканитов и датируется концом альба - первой половиной позднего мела. В ряде мест пояса (юго-восток Хабаровского края, Южное Приморье, бассейн р. Пенжина) зафиксирован наложенный магматизм кайнозойского возраста, с которым связаны излияния щелочных базальтоидов.

Основные черты геологического строения севера Корякского нагорья

Северо-западное обрамление Берингового моря слагается покровно-складчатыми структурами Корякского нагорья. Они были сформированы в конце мела (кампан - маастрихт). В пределах региона от п-ова Олюторский до Чукотского п-ова, в самом общем виде, с юга на север выделяются Эконайская, Алькатваамская и Майницкая тектонические зоны.



По Соколову С.Д.

В Эконайской зоне распространены каменноугольно-пермские толщи глинисто-кремнистых сланцев и яшм с отдельными горизонтами спилитов и туффитов, известковистых алевролитов и линзами известняков. В пределах региона развит и другой тип разреза, в котором преобладают спилиты. Третий тип разреза представлен кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, кислыми и средними туфами, известковистыми туфопесчаниками и туфобрекчиями. Верхняя юра представлена мергелями, битуминозными глинистыми известняками и терригенными толщами (алевропелитами, песчаниками и конгломератами). Для нижнего мела характерны алевропелиты с прослоями вулканомиктовых песчаников и линзами ракушняка. В разрезе присутствуют олистостромовые горизонты с глыбами габбро, плагиогранитов, палеозойских кремней и известняков. Сенон складывается двумя комплексами отложений. Первый существенно туфотерригенный с олистостромовыми горизонтами. В глыбах (размером до многих сотен метров) установлены плагиограниты, спилиты, кремни, палеозойские и нижнемеловые известняки, реже габбро и ультрабазиты. Второй представлен песчаниками и алевролитами с отдельными прослоями яшм и базальтов.

Все комплексы слагают сложную систему деформированных покровных пластин, опрокинутых на юго-восток. Наиболее верхние пластины сложены офиолитами, представляющие фрагменты океанической коры и верхней мантии. Они резко несогласно перекрываются с базальными конгломератами в основании маастрихтскими отложениями, которые представлены мощной толщей граувакк и алевропелитов с отдельными потоками лав андезито-базальтов.

Алякватваамская зона сложена верхнеюрско-маастрихтскими отложениями. Позднеюрско-нижнемеловые комплексы представлены терригенными породами, часто ритмично чередующимися (алевропелиты, песчаники и туфопесчаники, содержащими прослойки кислых туфов). Верхний мел складывается ритмично

чередующимися песчано-глинистыми толщами также с горизонтами туфов кислого и среднего состава. В верхах разреза появляются конгломераты, полимиктовые песчаники, алевропелиты, лавы андезитов и андезито-базальтов.

Майницкая зона характеризуется исключительно широким развитием верхнеюрско-нижнемеловых граувакк, с покровами базальтов, прослоями яшм и туфов основного и среднего составов. Зона характеризуется сложнейшей покровно-складчатой структурой, в которой принимают участие серпентинитовые меланжи с глыбами палеозойских-нижнемезозойских известняков, фрагменты офиолитовых разрезов, вулканиты и кремни. На указанные выше зоны наложены кайнозойские впадины (Хатырская, Анадырская и др.).

Основные черты геологического строения Анадырской впадины

Основание Анадырской впадины складывается, по данным Д.Д. Агапитова, покровно-складчатыми комплексами Корякского нагорья. Выше залегают палеоцен-эоценовые вулканогенно-осадочные породы. Они были деформированы на рубеже раннего и среднего эоцена. Верхи разреза складываются неоген-четвертичными песчаниками и глинами морского, прибрежно-морского и, частично, континентального происхождения. На шельфе эоцен-нижнемиоценовые толщи представлены терригенными отложениями, содержащими пласты угля. Современная структура бассейна была создана в результате неотектонических движений, которые привели к формированию нескольких крупных положительных и отрицательных тектонических структур. В Анадырской впадине открыто несколько небольших месторождений углеводородов.

История развития Анадырской впадины и ее аналогов на шельфе тесно связано с эволюцией внешнего края Охотско-Чукотского вулканического пояса, вдоль которого в кампане - раннем эоцене формировались протяженные зоны прогибания. На рубеже миоцена и плиоцена на кайнозойский чехол юга Анадырской впадины были надвинуты структуры Корякского нагорья.



Основные черты геологического строения юга Корякского нагорья.

Побережье Берингового моря от п-ова Олюторский до севера пролива Литке складывается Укелятской и Олюторскими зонами.

Укелятская зона складывается кампан-маастрихтскими, возможно, палеоценовыми флишевыми толщами. Они представлены переслаивающимися субаркозовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми и глинисто-песчанистыми породами. Иногда присутствуют осадочные брекчии и конгломераты с гальками кремней и яшм.

Олюторская зона надвинута с юга на север на Укелятскую по Ватынско-Вывенскому надвигу, установленная протяженность которого составляет более 500 км. Его сместитель полого падает на юг и юго-восток. Амплитуда горизонтального перекрытия оценивается от 8 до 45 км. Наиболее доказанным возрастом совмещения зон представляется средний эоцен.

Зона складывается меловыми толщами, которые формировались в условиях океана (красноцветные яшмы, кремни, туфосилициты, базальты океанического типа), окраинного моря или островной дуги (кремнистые аргиллиты, вулканомиктовые алевролиты, песчаники, литокластические туфы, вулканические брекчии, лавы толеитовых, известково-щелочных и субщелочных базальтов).

На востоке Олюторской зоны, а также субпараллельно Ватынско-Вывенскому надвигу обнажены аллохтоны океанического дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. В центральных частях Олюторского хребта установлены расслоенные интрузии с горячими контактами, которые сложены габброидами, а в центральных частях - клинопироксенитами и дунитами. Наиболее вероятно, что эти массивы были промежуточными магматическими камерами в островодужных системах раннепалеогеного возраста.

Основные черты геологического строения обрамления севера и северо-востока Охотского моря

Западно-Корякская (Пенжинско-Анадырская) складчатая система складывает северо-восточное обрамление Охотского моря. Ее структура характеризуется линейной ориентировкой, дискордантной к структурным планам Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. Здесь развиты преимущественно верхнепалеозойские - нижнемеловые островодужные образования и аккрецированные палеоокеанические и островодужные ассоциации палеозойского и мезозойского возраста.

В северной части п-ова Тайгонос расположен, по данным С.Д. Соколова с соавторами, Авековский массив, который сложен метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя (гранатовыми амфиболитами, зелеными сланцами, metabазальтами, метакремнями и мраморизованными известняками). На юге он надвинут по Пылгинской зоне смятия на островодужные комплексы п-ова Тайгонос. Они представлены вулканогенными, туфо-терригенными и терригенно-кремнистыми породами, образующими систему круто наклоненных чешуй.

Центрально-Тайгоносская зона сложена вулканогенно-осадочными комплексами, которые образовались в структурах пермско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг (вулканическая зона, фронтальная и предостроводужная части, аккреционная призма и аккрецированные океанические комплексы). Их внутренняя структура представляет собой тектонические клинья, которые прорваны плутоном гранитоидов раннемелового возраста. Общим неавтохтоном для всех структур являются палеоцен-эоценовые терригенные угленосные толщи. Юг полуострова сложен вулканогенно-терригенными базальт-кремнистыми ассоциациями, турбидитами с горизонтами олистостромов и терригенного меланжа, серпентинитовыми меланжами с фрагментами офиолитов и метаморфитов. Значительная часть Западно-Корякской складчатой системы в бассейне р. Пенжина перекрыта вулканическими

образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса, а также более молодыми палеоген-неогеновыми отложениями.

На востоке Пенжинской губы развиты палеозойские вулканогенно-осадочные образования, метаморфизованные в зелено- и голубосланцевой фациях. Выше расположен дезинтегрированный разрез ордовикско-среднедевонских офиолитов. Весь комплекс несогласно перекрыт верхнеальбскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Вдоль левобережья р. Пенжины прослеживается также полоса верхнеюрско-нижнемеловых туфопесчаников, туфобрекчий, алевролитов и туфов.

На северном побережье Охотского моря расположена **Ямско-Тауйская система рифтоподобных впадин** субширотного простирания. Каждая структура имеет протяженность до нескольких десятков километров и выполнена неогеновыми континентальными осадками (до 500–1000 м). В море, на их продолжении расположен Гижигинский осадочный бассейн.

Основные черты геологического строения полуострова Камчатка

Камчатский п-ов делится на две основных области – Западную и Восточную. Они разделены надвигом, который прослеживается с юга Корякского нагорья до юго-запада Малкинского хребта и который в целом можно назвать Ватыно-Малкинским. Значительная часть Восточной зоны перекрыта вулканитами миоцен-современного возраста.

Основание Западно-Камчатской зоны сложено мезозойскими образованиями, которые имеют покровно-складчатую структуру, формировавшейся в маастрихт-датское время на фоне левосдвиговых движений. К автохтону относят флишoidные толщи (чередование кварц-полевошпатовых песчаников и черных алевролитов) берриас-маастрихтского возраста, часть из которых насыщена силлами основного и среднего составов маастрихт-ипрского возраста. Аллохтонный комплекс представлен вулканогенно-яшмовой толщей сложенной средне-верхнеюрскими потоками подушечных базальтов, лавобрекчиями, яшмами, аргиллитами и туфами основного состава. Они формировались на шельфе и склоне материка, а также в условиях островной дуги. Все образования были деформированы в простые складки в основном на границе палеоцена и эоцена. Смятие продолжалось до миоцена.



Кайнозойские отложения Западной Камчатки являются обнаженными на поверхности частями крупного осадочного бассейна, основная часть которого скрыта под водами Охотского моря. Он протягивается от Пенжинской губы на севере до южного окончания п-ва Камчатка.

В средней части прогиба палеоценовые отложения несогласно перекрывают мезозой. Они сложены переслаивающимися в разных пропорциях песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто с углями и многочисленными горизонтами конгломератов и гравелитов. В ряде мест (Утхолокский п-ов) установлены двупироксеновые базальты, андезиты и липариты типичные для активной континентальной окраины. Характерно большое количество агломератовых туфов. Они прорываются силлами и дайками базальтов. Эоцен представлен морскими толщами - чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций. Олигоцен представлен флишоидами.



Панорама долины р. Гакх. фото - А.О.Мазаровича

Миоценовые отложения представлены чередованием конгломератов и песчаников, туфогенными породами, пеплами и туфами.



Прослои туфов - желтое. фото - А.О. Мазаровича

В верхах появляются обломки углефицированной и пиритизированной древесины. На полуострове мощность этих отложений может достигать 2000 – 2500 м. Плиоцен залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на подстилающих

разновозрастных толщах. Он характеризуется континентальными или морскими песчано-конгломеративными туфогенными отложениями с прослоями лигнитов и ракушечников. Мощность отложений может достигать 1000 м.

На юго-западе Западной Камчатки (Колпаковский прогиб) установлены газовые (Кшукское) и газоконденсатные (Нижнеквакчинское) месторождения.

Основание Восточно-Камчатской зоны обнажено на восточных полуостровах (Озерной, Камчатский Мыс, Кроноцкий и Шипунский) и на хребтах Тумрок, Кумроч, Валагинский и Ганальский, а также на Срединном хребте.

На восточных полуостровах Камчатки установлена покровно-складчатая структура, сложенная тектонически совмещенными комплексами офиолитов, кремнистых, терригенных и кремнисто-вулканогенных пород мел-эоценового возраста.

Тектонические зоны восточных полуостровов отделены от внутренних частей Камчатки **Тюшевским прогибом**, шириной порядка 15 - 20 км. Он простирается в северо-восточном направлении от Шипунского полуострова на юге до восточной части хр. Кумроч на севере. Прогиб сложен терригенными олигоцен-миоценовыми отложениями, перекрытыми на юге плиоцен-четвертичными вулканитами Восточно-Камчатского пояса. Западные ограничения прогиба в основном надвиговые. Плоскости сместителей разломов наклонены на северо-запад под углами 20 - 40°. Амплитуда смещения по ним в районе Кроноцкого перешейка оценивается не менее чем в 15 - 20 км. Восточное ограничение прогиба на суше отмечается лишь в районе Кроноцкого полуострова, где породы олигоцена-миоцена формируют слабо дислоцированную, полого погружающуюся на юго-запад моноклираль. По геофизическим данным, глубина залегания меловых (?) образований в его северо-западном борту достигает 8 - 10 км.

Меловые образования восточных хребтов Камчатки формировались в пределах единой структурно-формационной зоны. Они отличаются от кампан-нижнепалеогеновых толщ по стилю деформаций и формационному составу. Их сопоставляют с образованиями островной дуги, задугового и преддугового бассейнов.

Центрально-Камчатский грабен представляет собой депрессию, расположенную между Срединным и Восточными хребтами. На северо-востоке она переходит в прогиб пролива Литке и далее продолжается до южной части Корякского нагорья (около 900 км). Его ширина в среднем течении р. Камчатки составляет 100 км, которая постепенно уменьшается в южном направлении до 10 - 15 км. Ограничение Центрально-Камчатского грабена проходит по системе крутопадающих сбросов, местами сбросо-сдвигов. Он выполнен мощной толщей кайнозойских отложений, обычно перекрытых плащом рыхлых четвертичных образований. Меловой фундамент находится на глубине порядка 4,5 - 5 км. Время заложения Центрально-Камчатского грабена - начало среднего или раннего миоцена.

В настоящий момент тектоническая активность еще продолжается. В центральной части структуры расположена группа вулканов - Толбачик (3682 м) и Шевелуч (3283 м) и среди них крупнейший вулкан России - Ключевская сопка (4500 м).

Извержение вулкана Ключевская Сопка, март 2005 г.



http://www.kamchatka-travel.ru/img/erupt/p9_b.jpg

В геологической структуре запада Восточно-Камчатской зоны (часто ее выделяют в самостоятельную Центрально-Камчатскую зону) участвуют тектонически совмещенные комплексы верхнемеловых пород, сформированных в окраинноморском бассейне и в условиях островной дуги. На них с востока надвинуты позднемеловые кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного типа. Время формирования покровно-складчатой структуры на юге Центрально-Камчатской зоны оценивается весьма приблизительно - после маастрихта.

На юге Срединного (Малкинского) хребта расположен Срединный метаморфический массив. Он имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км при ширине 30 - 40 км. Массив имеет неоднородную покровно-складчатую структуру. Он сложен мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Они прорваны гнейсовидными гранитами известково-щелочной серии. Возраст пород точно не установлен, но кора континентального типа, вскрытая в настоящее время в осевой части массива, существовала до раннего кайнозоя. Вдоль Камчатского п-ова протягивается плейстоцен-четвертичный Западный

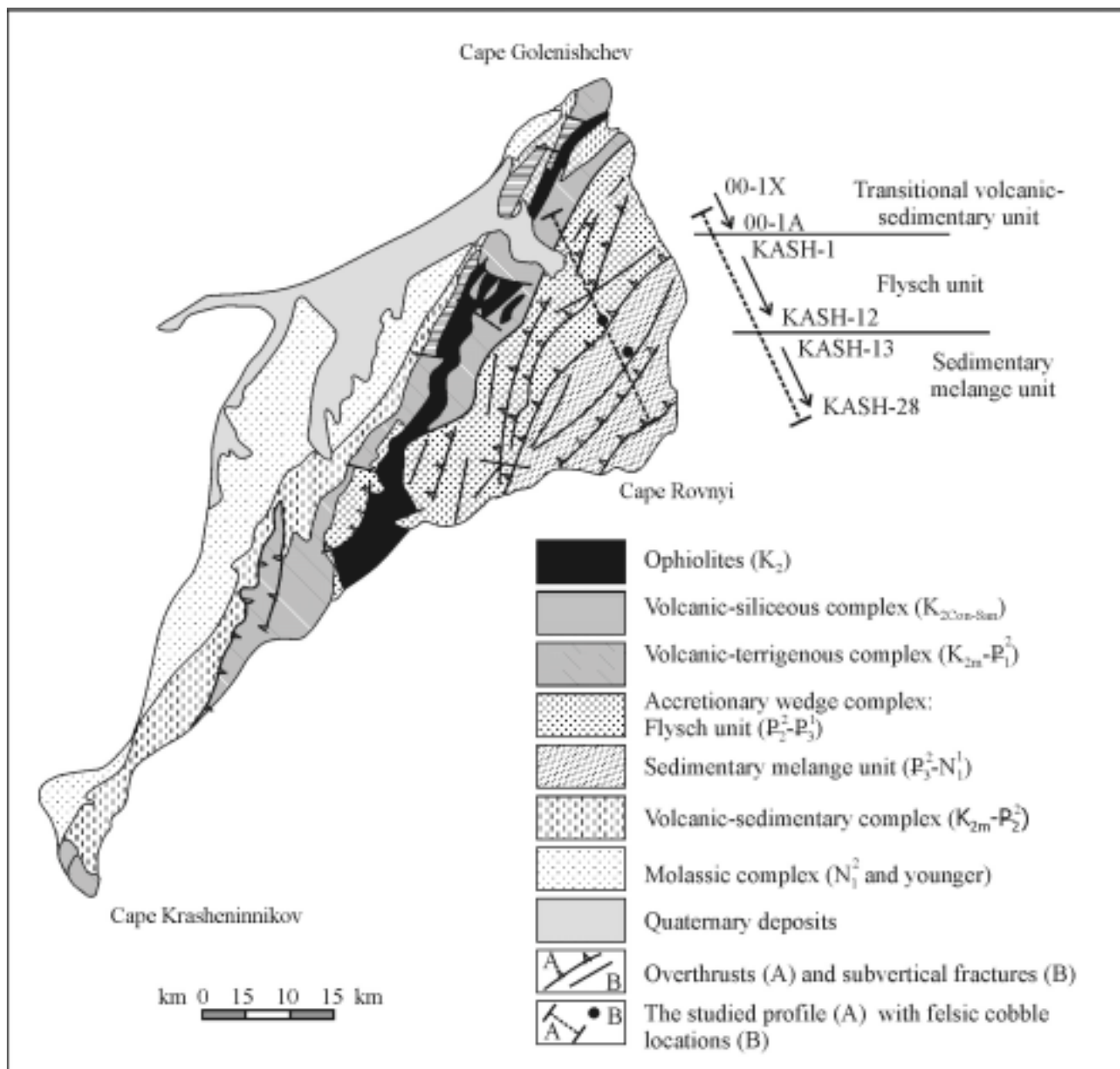


и современный Восточный вулканические пояса.



Основные черты геологии острова Карагинский

В структуре острова выделяется ряд комплексов - офиолитовый, островодужный кремнисто-вулканогенный и вулканогенно-обломочный, флишеидный и осадочного меланжа. Ряд из них, на востоке острова, относят к образованиям аккреционной призмы.



Офиолиты представлены серпентинитовым меланжем, относительно крупными блоками и пластинами гипербазитов, параллельными дайками и редко габброидами расслоенного комплекса. Время формирования офиолитового комплекса оценивается как альб-кампанское, а меланжа - как палеогеновое.

К востоку от офиолитов и кремнисто-вулканогенных толщ располагаются структурно падающие под них пластины и чешуи вулканогенно-обломочного комплекса маастрихт-палеоценового возраста островодужной природы и эоцен-олигоценый флиш с горизонтами олистостром.

Основные черты строения Берингова моря

Как было изложено выше, Берингово море состоит из двух частей. Первая, северо-восточная представляет собой широкий шельф. Он отделен крутым склоном от глубоководной части моря. Здесь расположены Командорская и Алеутская котловины, разделенными субмеридиональным хребтом Ширшова и хребтом Бауэрса.

В пределах внутренней части шельфа мощности осадочного чехла составляют 500 –

1000 м. Они увеличиваются южнее Берингова пролива и п-ова Сьюард до 2000 – 4000 м. От Анадырского залива вдоль южного края шельфа Берингова моря от Чукотки до юго-западного побережья Аляски на 1700 - 1800 км протягивается система изолированных друг от друга прогибов. Здесь осадочный чехол достигает 6000 – 10000 м.

В пределах Алеутской котловины минимальные мощности связаны с вершиной хребта Бауэрс (1000 - 2000 м). Он рассматривается как раннекайнозойская или меловая островная дуга, а сама котловина - как захваченный фрагмент океанической плиты, в пределах которой сохранились мезозойские магнитные аномалии.

Командорская котловина представляется молодой наложенной впадиной с корой океанического типа миоценового возраста, для которой характерны повышенные тепловые потоки.

Основные черты строения Охотского моря

Физико-географический очерк

Охотское море отделено от Тихого океана цепью Курильских островов и п-вом Камчатка. В сушу глубоко вдаются заливы: Шелихова, разделяющегося на Пенжинскую и Гижигинскую губу, Тауйская губа, Удская губа и Ульбанский залив, у о.Сахалин – заливы Сахалинский, Терпения и Анива. На северо-западе и севере моря имеется несколько небольших островов: о-ва Шантарские Спафарьева, о.Ионы, Завьялова и др. Площадь - 1603 тыс. кв. км.

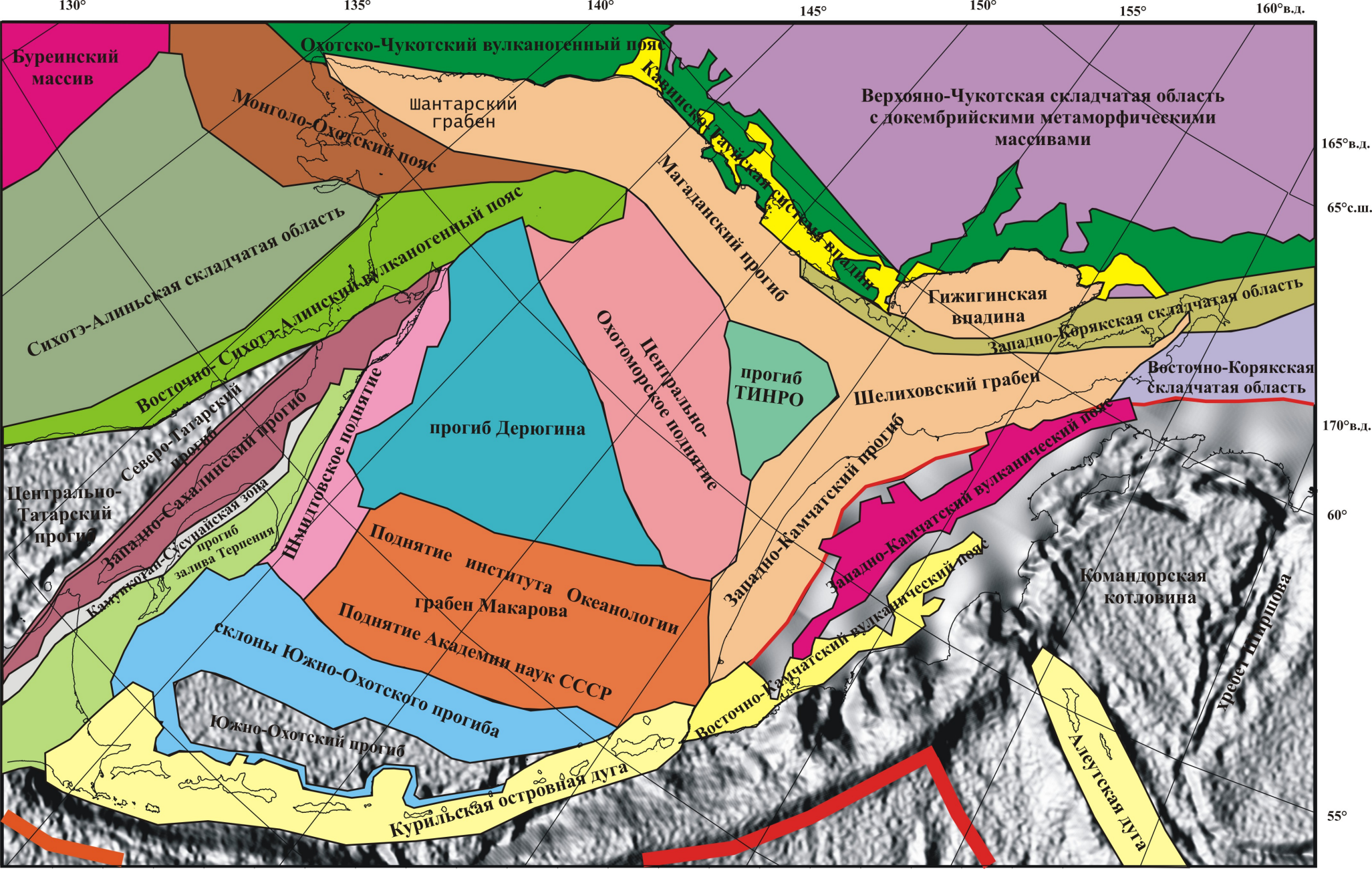
Батиметрическая карта Охотского моря
(GEBCO, 1982)



Климатические условия Холодный период в Охотском море длится от 120-130 суток на юге и до 210-220 суток на севере. Зима, особенно в северной части моря, продолжительная и суровая, с частыми штормовыми ветрами и метелями. Лето прохладное, с большим количеством осадков и густыми туманами. В холодное время года господствуют ветры северной четверти со скоростью 5-10 м/с (в отдельные месяцы 10-15 м/с), а максимальные скорости ветра достигают значений 25-30 м/с в северо-восточной и западной частях моря, 30-35 м/с – в центральной и восточной и более 40 м/с – на юге. Ветровое волнение и зыбь, образованию которых способствуют частые и сильные ветры над акваторией, характеризуются большой высотой волн от 4-6 до 10-11 м, а при прохождении тайфунов до 16 м.

Приливы. Приливные явления в Охотском море вызывают значительные колебания уровня моря, скорости и направления течений. Величины максимально возможных колебаний уровня могут достигать нескольких сантиметров (северное и центральное побережье о. Сахалин) и колебаться в зависимости от конфигурации берега от 0,8 до 4,0 м, постепенно возрастая с юга на север. У входа в Пенжинский залив - 13,4 м (максимальное значение в России).

Ледовые условия. Льды в Охотском море образуются обычно в октябре-ноябре в северо-западной его части, постепенно распространяются к югу и наибольшего распространения достигают в феврале и марте. Толщина льда (без учета торошения) колеблется в среднем от 30 до 70 см, а максимальные величины (90-160 см)



наблюдаются у северного Сахалина. В открытой части моря никогда не наблюдается сплошного неподвижного льда.

Рельеф дна. Шельф (0-200 м) имеет ширину от 180 до 250 км занимает около 20% площади моря, а сложно построенный материковый склон - около 65%. Последний включает участки погруженного шельфа и ряд возвышенностей (Института океанологии и Академии наук с минимальными глубинами 940 м и 894 м соответственно) и разделяющих впадин: желоб Макарова, котловина Дерюгина (максимальная глубина 1744 м) к востоку от Сахалина. В северо-восточной части моря находится котловина ТИНРО (993 м). Глубоководная Южно-Курильская котловина (более 3300 м) занимает около 8% площади моря; дно ее представляет собой плоскую абиссальную равнину, с максимальной глубиной 3521 м.

Цунами. В сейсмически опасном районе Курильской гряды и Сахалина за 45 лет наблюдений Сахалинским центром цунами зарегистрировано 67 землетрясений с магнитудой более 7, произошедших в Курило-Камчатской зоне, Охотском и Японском морях, из которых 34 сопровождалось цунами различной силы (например, колебания уровня 7.11.1958 оценивались визуально на о-вах Итуруп и Уруп в 7-8 м).

Основные черты геологического строения

Как было сказано выше, в наиболее общем виде Охотоморский регион сложен гетерогенным фундаментом, на который наложены осадочные бассейны. Земная кора (Родников и др., 2002) отличается сильно дифференцированной мощностью – от 10 до 40 км и сложным рельефом поверхности М, граничные скорости вдоль которой изменяются от 7.8 до 8.1 км/с.

В настоящий момент нет единой концепции строения фундамента Охотского моря. Вместе с тем, как было показано выше, он имеет гетерогенную природу. На него наложены осадочные бассейны. Земная кора имеет мощность от 10 до 40 км. Граница М имеет сложный рельеф, скорости сейсмических волн вдоль которой изменяются от 7,8 до 8,1 км/с. В акватории Охотского моря установлено два поднятия - Центральное- и Южно-Охотское. Первое имеет континентальную кору и слабодислоцированный маломощный (1000-2000 м) чехол верхнекайнозойских осадков. Второе состоит из двух частей – поднятия Академии Наук и Института Океанологии, которые разделены трогом Макарова. Поднятия имеют минимальные глубины порядка 900 м. На большей части Охотского моря развит мощный осадочный чехол, который выполняет ряд крупных впадин.

Глубоководная Южно-Охотская котловина занимает около 8% площади моря. Ее дно представляет собой плоскую абиссальную равнину, с максимальной глубиной более 3500 м.

К востоку от о. Сахалин расположена впадина Дерюгина. Она оконтурена изобатой 1500 м (максимальная глубина превышает 1700 м) и простирается с севера на юг на 800 км, при ширине от 150 до 200 км. Впадина отделена от северного Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, сложенным офиолитовыми ассоциациями мелового возраста, которые выходят на востоке п-ова Шмидта. Они отражены в аномальном магнитном поле со значениями 1200 - 1400 нТ. Во впадине Дерюгина тепловой поток достигает 200 мВт/м². Здесь установлена гидротермальная активность, в результате которой были сформированы баритовые постройки. Выявлены метановые

газогидраты (<http://www.geomar.de/projekte/komex/>). Впадина выполнена кайнозойскими, преимущественно глубоководными морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями, мощностью до 12 км. Нижняя часть разреза (3 - 5 км) представлена олигоцен-нижнемиоценовым комплексом, который заполняет отдельные рифтовые грабены. Верхи разреза представлены миоцен-четвертичным комплексом диатомовых илов, переслаивающихся с пирокластическими горизонтами. Все отложения смяты в складки и разбиты разломами. В северо-восточной части моря, южнее п-ова Пьягина, находится котловина ТИНРО с глубиной около 1000 м. Она имеет субокеаническую кору и на северо-востоке соединяется с Шелиховским грабеном. Мощность осадков достигает 8000 -10000 м.

Магаданский шельф в геологическом отношении представляет систему пологих впадин, которые наследуют Ямско-Тауйскую субширотную рифтогенную зону палеоген-раннемиоценового возраста. Она выражена грабенами северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний, разделены узкими горстами. Борты рифтогенных впадин ограничены с одной или двух сторон нормальными и листрическими сбросами и имеют ступенчатую форму.

Западно-Камчатский прогиб, континентальная часть которого была описана выше, занимает восточную часть Охотского моря. Он протягивается от юга до севера Камчатского п-ова. Мощности осадков в нем достигают 10000 м.

Существенным для понимания строения Охотского моря является то, что вдоль его восточной части, как в пределах суши, так и в пределах акватории расположен крупный осадочный бассейн.

Основные черты строения Японского моря

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 - 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).

Батиметрическая карта Японского моря
(GEBCO, 1982)



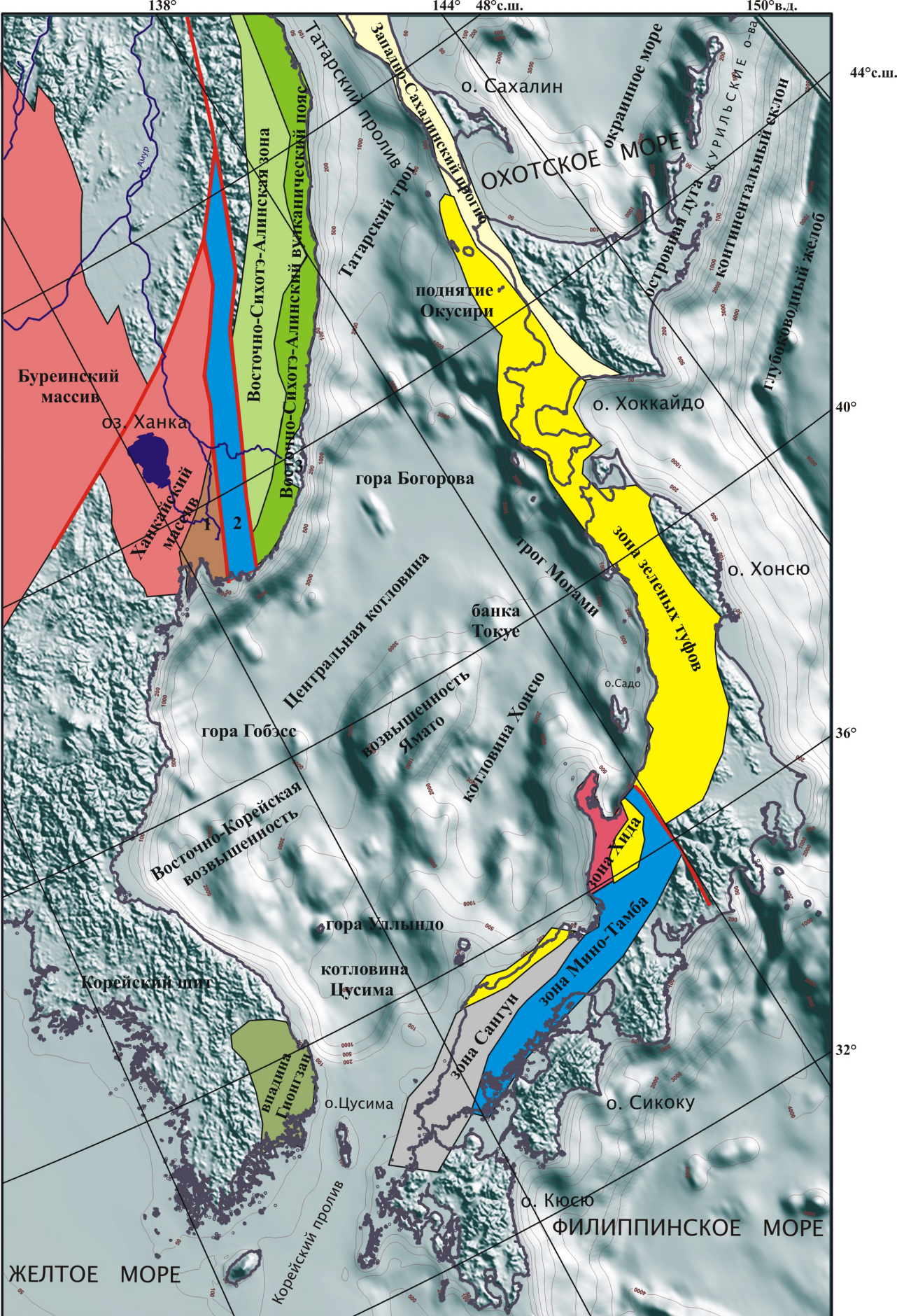
Физико-географический очерк

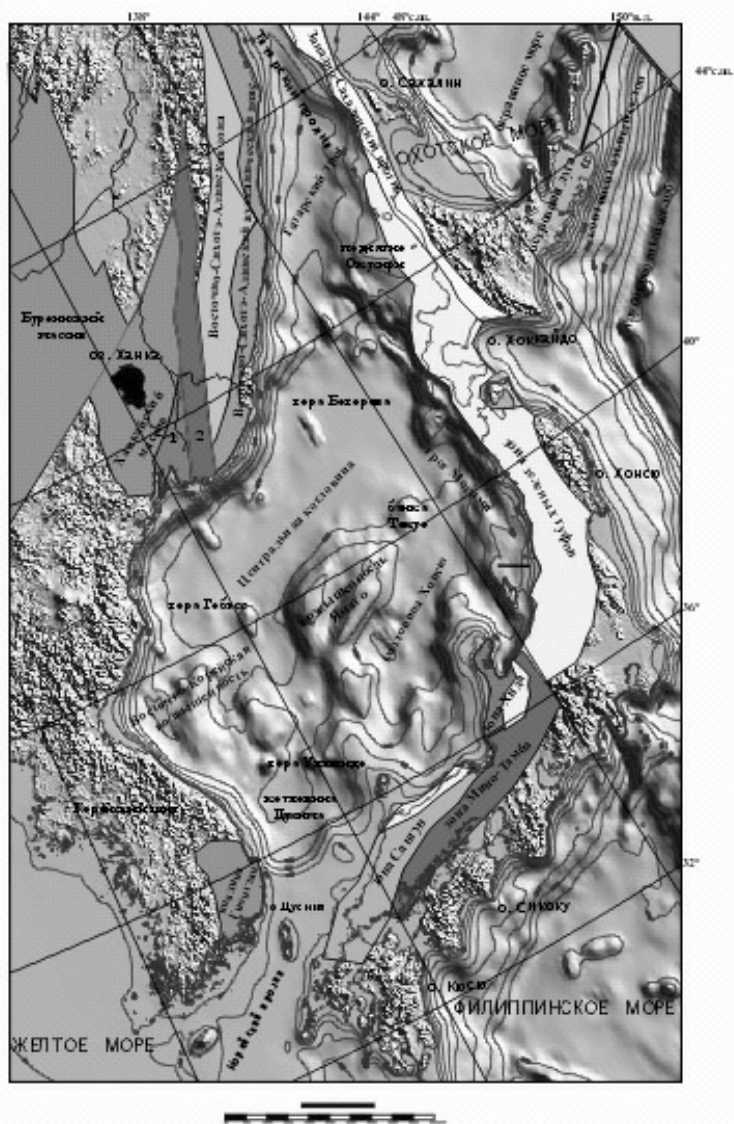
В плане Японское море вытянуто в северном направлении. Максимальная ширина моря достигает на юге порядка 700 км, на севере Татарского пролива она уменьшается до 40 км, а в проливе Невельского чуть превышает 7 км. Средняя глубина Японского моря составляет 1350 м, максимальная – 3742 м.

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 м и 3063 м соответственно, которые разделены возвышенностью Ямато. Оно 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 конусами, возвышающимися над дном до 2 км.

Район Японского моря высоко сейсмичен, особенно на его западе, около Японских островов, которые расположены над сейсмофокальной зоной. Собственно под впадиной моря преобладают глубоководные землетрясения (до 700 км).

Японское море обрамляется структурами Хоккайдо-Сахалинской области, Сихотэ-Алинской покровно-складчатой системы и породами Корейского щита





Основные черты геологического строения Хоккайдо-Сахалинской области

Тектонические зоны Центрального Хоккайдо, по данным А.Э. Жарова, протягиваются на Южный Сахалин, в то время как восточные считаются уникальными либо сопоставляются с восточной частью Центрального Сахалина. В современной структуре окраины эти комплексы нарушены позднемезозойскими субмеридиональными сдвиговыми перемещениями и кайнозойскими движениями при раскрытии котловин окраинных морей.

Наиболее западные структуры о. Хоккайдо сложены юрскими терригенными отложениями, которые интерпретируются как остатки аккреционной призмы (зона Ошима). Западнее расположен неокомский островодужный комплекс Ребун-Кабато, который протягивается до о. Монерон. Еще западнее развиты терригенные комплексы верхнего мела (мощностью до 10000 м), которые залегают на кремнисто-терригенных толщах раннемелового возраста. Эта зона (Западно-Сахалинская) уверенно прослеживается до пролива Невельского вдоль запада о.Сахалин, включая Татарский пролив.

Центральная часть о. Хоккайдо сложена мел-эоценовыми метаморфическими образованиями зоны Камуикотан. Они сопоставляются с близкими по составу породами Сусунайской зоны (юг Сахалина). Запад Сусунайского хребта сложен слюдястыми сильно деформированными 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. На востоке обнажены триас-юрские metabазальты, юрско-нижнемеловые метаморфизованные яшмово-сланцевые турбидитовые толщи.

Восточнее центральной части о. Хоккайдо расположена зона Хидака, сложенная верхнемеловыми-нижнеэоценовыми комплексами, которые интерпретируются как аккреционная призма. Ее контакт с более западной зоной проходит по шву Идоннаппу, имеющего аналоги на юге о. Сахалин (Мерейская зона). Восточная часть о. Хоккайдо сложена зонами Токоро и Немуро, имеющими аналоги на юге Сахалина, которые представляют собой кампан-нижнеэоценовые аккреционные призмы энсиматических островных дуг.

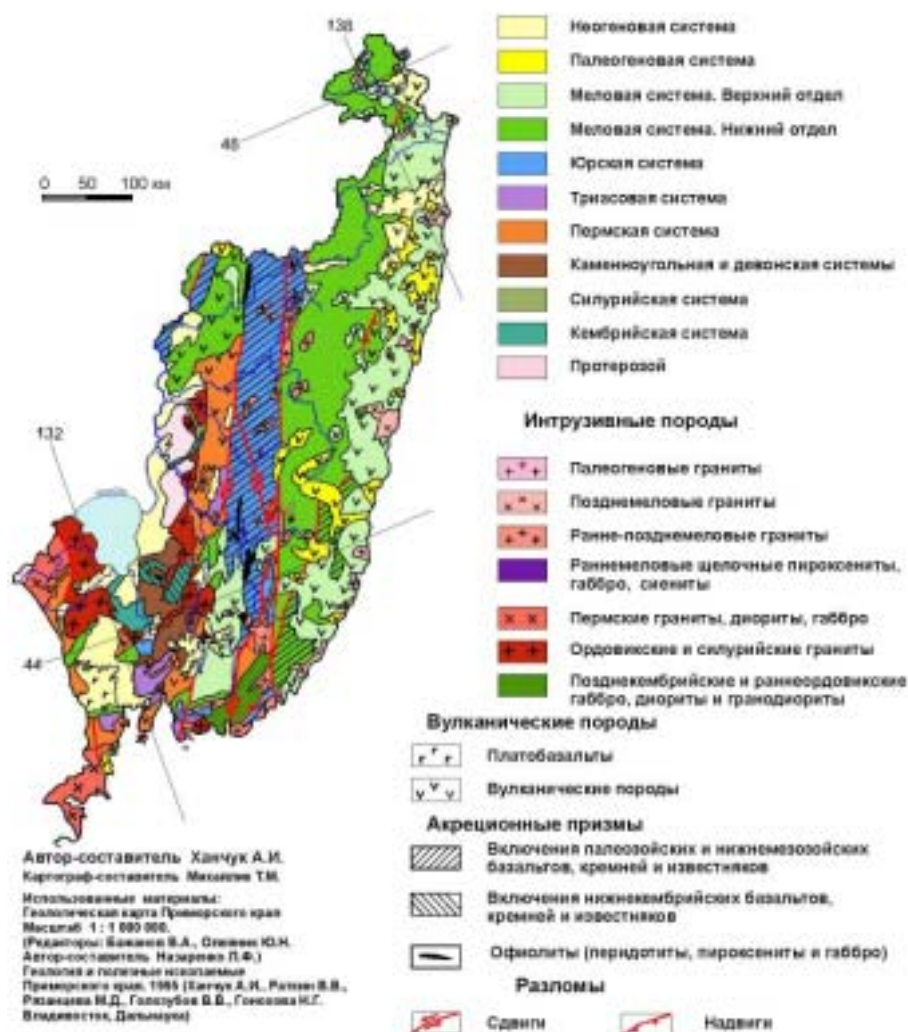
Основные черты геологического строения Сихотэ-Алиня

Вдоль западного берега Японского моря от мыса Поворотный до устья Амура протягивается хребет Сихотэ-Алинь.



Западнее расположены долина р. Уссури и низменность, на которой расположено оз. Ханка.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ПРИМОРСКОГО КРАЯ



В районе последнего расположен **Ханкайский массив**. Он представляет собой фрагмент дорифейского метаморфического основания и его чехла, которое сложено мраморами, высокоглиноземистыми сланцами, гнейсами и кварцитами средне-позднепротерозойского возраста.

В восточных частях Ханкайского массива широко развиты девонские образования, представленные конгломератами и песчаниками, алевролитами, а также континентальными лавами и туфами среднего и кислого составов. В этих же районах расположен вулканический пояс пермского возраста, который протягивается на расстояние около 300 км. Он представляет собой цепь кальдер обрушения, сложенных эффузивами среднего или кислого составов, их туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, алевролитами, песчаниками и туфоконгломератами. Мезозойский чехол Ханкайского массива представлен триасовыми конгломератами, нередко косослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхах разреза появляются прослои угля и туфогенные песчаники, которые содержат обильные остатки фауны либо флоры.

Вдоль западной части Ханкайского массива протягивается Западно-Приморская зона, которая была заложена на новообразованной океанической коре палеозойского возраста. В ней выделяются терригенные отложения силурийского (?) и прибрежно-морские и континентальные вулканогенные отложения позднепермского возрастов.

Восточнее Ханкайского массива от залива Петра Великого до долины р. Большая Уссурка протягивается Арсеньевская зона, которая была заложена в области опусканий его структур. Здесь в девоне и перми формировались комплексы пород вулканогенного и вулканогенно-терригенного составов. В триасе и юре здесь

накапливались в основном терригенные отложения. В зоне широко распространены гранитоиды позднепалеозойского возраста.

В хребте Сихотэ-Алинь и его западных отрогах с запада на восток выделяется три крупные тектонические зоны: Западная, Восточная и Прибрежная.

Первая (**Западная**) отличается широким распространением вулканогенно-терригенных, кремнистых, терригенных формаций раннемезозойского возраста. Для нее характерно широкое развитие олистостромовых горизонтов с глыбами палеозойских кремней и известняков и структур оползания. Эти породы слагают совместно с небольшими телами габброидов чешуйчато-надвиговую структуру, наклоненную на северо-запад. В подзоне имеются меловые дайки ультраосновных щелочных пород, а также более крупные массивы (Кокшаровский). Восточным ограничением зоны в современной структуре является Центральный Сихотэ-Алинский левый сдвиг.

Восточная зона характеризуется широким распространением юрско - меловых терригенных образований (ритмичное чередование песчаников и алевролитов), которые смяты в напряженные линейные складки северо-восточного простираения.

В **Прибрежной зоне** развиты чешуйчато-надвиговые структуры с падением плоскостей на юго-восток, смятыми в сложные складки. Они сложены триасовыми и юрско-меловыми кремнистыми, терригенными и олистостромовыми отложениями. В глыбах последних установлены каменноугольные кремнисто-карбонатные отложения. На все структуры востока Сихотэ-Алиня наложены породы мел-палеогенового вулканического пояса. В Приморье повсеместно развит верхнемеловой гранитоидный магматизм. В миоцене на юге Приморья и на севере Сихотэ-Алиня формировались покровные щелочные базальты, образующими сейчас в рельефе обширные плато (например, Шкотовское).

Основные черты геологического строения острова Хонсю

Рассмотрим строение только тех частей о. Хонсю, которые прилегают к Японскому морю. Наиболее северную часть внутренней части юго-западной Японии занимает зона Хида. Она сложена гнейсами и мраморами, пелитовыми сланцами и гранитами Фунатцу.

Зона Хида представляет собой тектонический покров, который подстилается с юга и востока серпентинитовым меланжем, по которому она была в послепермское - дораннеюрское время надвинута на осадочные образования зоны Тамба-Мино. По своим характеристикам зона Хида близка к Ханкайскому массиву.

Зона Сангун, расположенная к юго-западу от зоны Хида, сложена кристаллическими сланцами, а также известняками, песчаниками, конгломератами, кремнями и аспидными сланцами. Вдоль южной границы зоны расположены офиолиты Якуно. Триасовые отложения сложены конгломератами, песчаниками и сланцами.

Зона Тамба-Мино сложена пермскими песчаниками, конгломератами, кремнями, порфиритами и пиллоу-лавами, а также триас-юрскими образованиями. Они представлены аргиллитами с незначительным количеством кремней, диабазов, порфиритов и песчаников. В зоне установлены многочисленные горизонты, которые содержат глыбы кремней, известняков, песчаников, аргиллитов и лав палеозойского возраста.

Все вышесказанное позволяет утверждать, что в Приморье и в Японии мы видим остатки единой Тамба-Уссурийской структурно-формационной зоны раннемезозойского времени.

В неогеновое время Японская островная дуга разделилась на две крупные тектонические провинции. Первая из них характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста (зона "зеленых туфов"). Вторая, "незеленотуфовая провинция" представлена измененными вулканическими породами и мощными терригенными толщами. Неогеновые породы

либо смяты в складки, как на Центральном Хоккайдо или в области Оигава-Бозо, либо разбиты на блоки.

Основные черты строения Японского моря

Японское море расположено в переходной зоне от Евразийского континента к Тихому океану. Мощность коры на юго-восточной окраине Азиатского континента составляет 35-40 км, в глубоководных котловинах Японского моря 12-15 км, а под о. Хонсю составляет около 35 км, под структурами Тихого океана, прилегающими к островной дуге – не более 8 км. Наиболее вероятным представляется формирование Японского моря при растяжении и разрыве восточной окраины Азии в миоцене. В пользу этого свидетельствует целый таких фактов как: дискордантное положение берегов по отношению к простирающемуся структурам его обрамления, наличие утоненной континентальной и новообразованной субокеанических кор, повышенные тепловые потоки и сходство структурно-вещественных комплексов Южного Приморья и о. Хонсю.

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 2000 – 3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 500 м). Ее дно полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена.

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. Земная кора региона имеет трехчленное строение, и в ней установлены "осадочный" ($V_{пл} - 2,0 \text{ км/с}$), "гранитный" ($5,3 - 5,6 \text{ км/с}$) и "базальтовый" ($6,8 \text{ км/с}$) 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 базальтами и андезитовыми пирокластическими образованиями. 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.

Глубоководным котловинам соответствуют поднятия поверхности Мохоровичича и пониженные значения сейсмических скоростей, а поднятиям - увеличение толщины коры до 30-35 км и нормальные скорости по поверхности Мохоровичича. Вулканические горы (Гобэсс, 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 произошло в результате отделения Японии от материка 25 - 15 млн. лет назад. При этом огромную роль в предшествующие этапы, особенно в мелу, играли сдвиги.