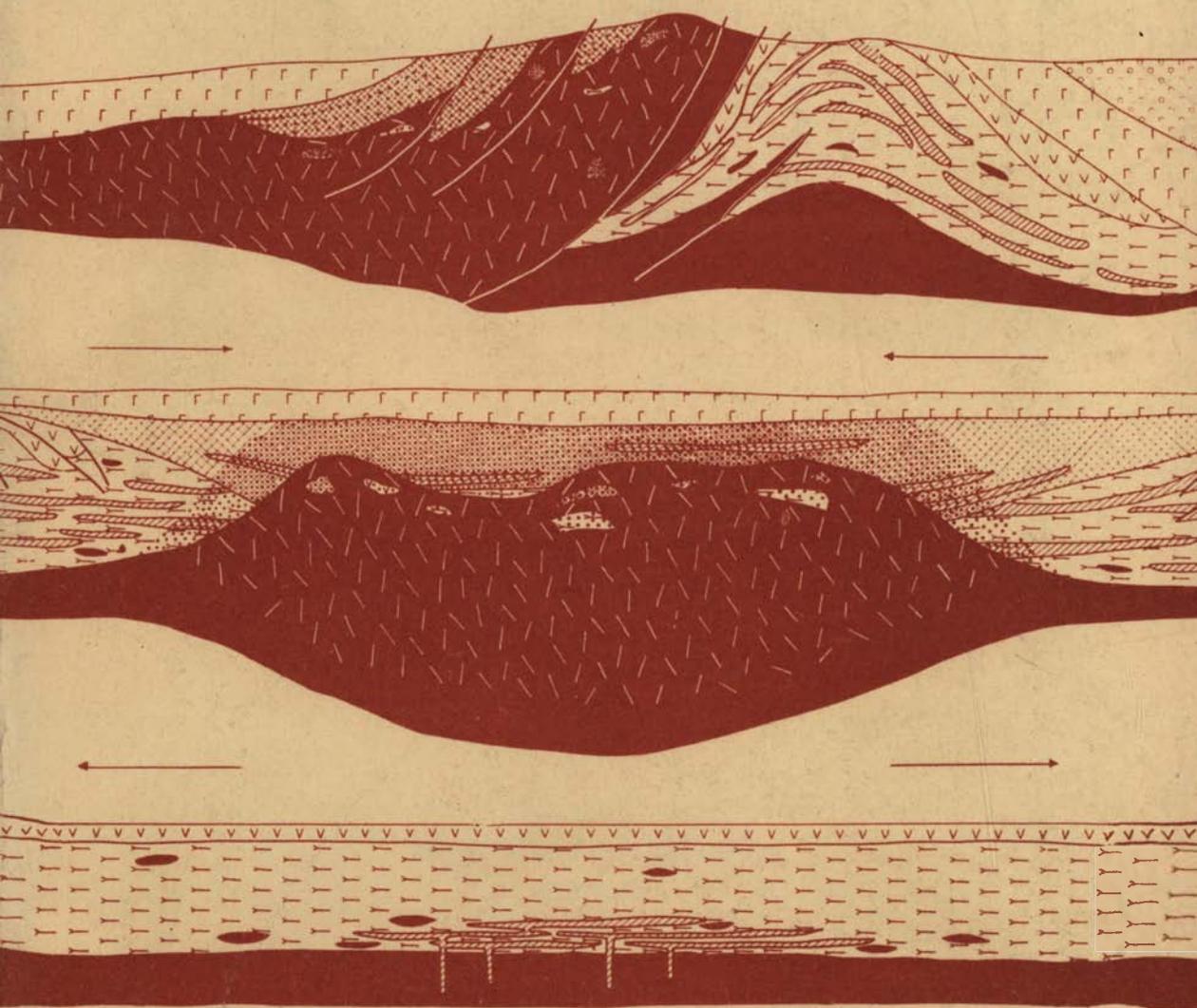


Г.Е.НЕКРАСОВ

# ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ТАЙГОНОСА И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. Е. НЕКРАСОВ

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ  
ТАЙГОНОСА  
И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ  
КАМЧАТКИ

*Труды, вып. 280*



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1976

Academy of Sciences of the USSR  
Order of the Red Banner of labor Geological Institute

G. E. Nekrasov

## THE TECTONICS AND MAGMATISM OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA

Transactions, vol. 280

---

Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки, Некрасов Г.Е. Труды ГИН, вып. 280. М. "Наука", 1976 г.

На примере п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки рассматриваются особенности эволюции структур и магматизма зоны перехода от мезозойд Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области. Показано, что структуры п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки относятся к самостоятельной позднемезозойской Тайгоноско-Западно-Корякской складчатой системе. Последняя заложилась в нижнем палеозое на границе континентального и океанического блоков земной коры и развивалась по типу двойной островной дуги. Развитие системы завершилось в конце поздней юры - начале раннего мела появлением в ее внешней части вулканогенно-кремнистых формаций эвгеосинклинального ряда, связанных со вторичным растяжением земной коры, а во внутренней - орогенных вулканогенно-молассовых комплексов и гранитоидов. Последние относятся к внутренней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и образуют со структурами его внешней части единый латеральный ряд орогенных структур и гранитоидных формаций. Этот ряд отражает собой процесс становления внутри позднемезозойской системы молодого "гранитного" слоя и его последующего разрастания в сторону континента. Работа рассчитана на широкий круг геологов и тектонистов.

Табл. 5. Ил. 33. Библ. 137 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор)  
*В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

*М.С. Марков*

Editorial Board:

Academician *A.V. Peive* (Editor-in-Chief),  
*V.G. Gerbova, V.A. Kracheninnikov, P.P. Timofeev*

Responsible Editor

*M.S. Markov*

## ВВЕДЕНИЕ

В работе на основании анализа позднемезозойских структур и магматических комплексов п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки рассматриваются особенности эволюции структур и магматизма зоны перехода от мезозойд Северо-Востока СССР к Корякско-Камчатской складчатой области. Эта зона относится к одному из важнейших структурных рубежей Тихоокеанского тектонического пояса. Она разделяет внешние, прилегающие к древним докембрийским платформам зоны пояса, характеризующиеся завершённой складчатостью и континентальным типом строения земной коры, от его внутренних зон, местами с еще не завершённой складчатостью и лишенных мощного и повсеместно развитого "гранитного" слоя. Вдоль этой зоны протягивается одна из крупнейших структур Азиатского континента - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Выявление тектонической природы этого структурного рубежа Тихоокеанского тектонического пояса и установление закономерностей его строения и развития дает возможность подойти к решению одной из актуальных проблем современной геологии - вопросу о направленности в развитии земной коры в зоне перехода от континента к океану.

Работа выполнена в лаборатории сравнительной тектоники и магматизма Геологического института АН СССР под руководством кандидата геолого-минералогических наук М.С. Маркова и при постоянных консультациях со стороны доктора геолого-минералогических наук Н.А. Штрейса.

В основу книги положены главным образом материалы геологических съемок, проводившихся автором в южной части п-ова Тайгонос в 1963-1965 гг. в составе Центральной комплексной тематической экспедиции Северо-Восточного геологического управления (СВГУ). Руководство геологосъемочными работами осуществлялось Г.Г. Колтовским и Б.А. Снятковым, консультировал эти работы кандидат геолого-минералогических наук М.Л. Гельман, принимавший участие также в полевых и камеральных исследованиях.

В проведении полевых и камеральных исследований в разные годы совместно с автором участвовали сотрудники Центральной комплексной тематической экспедиции СВГУ С.И. Бондарчук, В.Т. Блищенко, А.И. Бийчук, Л.Н. Епифанов, Ю.В. Корчагин, Л.З. Липков, И.Л. Лившиц, В.А. Мартышко, И.А. Пилипенко, Г.Г. Филиппова, О.Г. Эпштейн и сотрудники Геологического института АН СССР М.С. Марков и Н.Б. Заборовская.

В монографии частично нашли отражение материалы сводной работы по интрузивному магматизму Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, выполнявшейся автором совместно с М.Л. Гельманом в 1967-1968 гг., и результаты полевых исследований автора в бассейне р. Ямы и на п-ове Пьягина в 1969 г.

Для более широких сопоставлений автором использованы работы геологов СВГУ Е.А. Анциферова, И.П. Васецкого, В.Г. Ганелина, В.Н. Дорогого, В.В. Иванова, В.А. Иванова, Н.А. Леоненко, И.Л. Лившиц, Г.Н. Логиновой, И.М. Мигovichа, А.Ф. Михайлова, Я.Г. Москвина, М.А. Пергамента, В.К. Политова, В.Н. Похилайнена, М.И. Терехова, камчатских геологов Г.П. Авдейко, Л.А. Анкудинова, Ю.М. Резника, новосибирских геологов Н.Л. Добрецова, Л.Г. Пономаревой

ленинградских геологов Л.И. Тихомирова, Ю.Н. Звонцова и материалы тематических исследований сотрудников ГИН АН СССР М.С. Маркова и Н.Б. Заборовской.

Определения фауны и возраста пород выполнены сотрудниками СВГУ В.М. Заводовским и В.Г. Ганелиным (карбон и верхняя пермь), Ю.М. Бычковым (нижний и средний триас), А.М. Корольковой (верхний триас), И.В. Полуботко и Ю.С. Репиным (верхний триас и средняя юра), К.В. Паракецовым и Г.И. Паракецовой (верхняя юра), Г.П. Тереховой (готерив), Г.Г. Филипповой и А.Ф. Ефимовой (баррем - альб), а также ленинградскими палеонтологами Т.В. Корень (нижний палеозой), Ю.Н. Поповым (средний триас), Л. Пирожниковым (поздне-мезозойские эстери) и В.А. Самылиной (баррем - альб).

В процессе работы автор неоднократно пользовался консультациями А.Ф. Ефимовой, К.В. Паракецова, И.В. Полуботко, М.И. Терехова и В.А. Титова. На завершающем этапе работы исключительно ценными были консультации и советы А.А. Моссаковского. Весьма полезными были консультации А.Л. Книппера, А.С. Новиковой, И.А. Соловьевой и других сотрудников ГИН АН СССР. Большую помощь автору в оформлении работы оказали Е.П. Акименко и Л.М. Шкерин.

Пользуясь случаем, автор приносит всем глубокую и искреннюю благодарность. Особую признательность автор выражает Н.Б. Заборовской за постоянную помощь и товарищескую поддержку в течение многих лет совместной работы.

## ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Развитие представлений о тектонике рассматриваемой территории тесным образом связано с формированием взглядов на природу зоны перехода между областями мезозойской и кайнозойской складчатости и принципах ее районирования.

Общим для всех высказанных точек зрения является отождествление структур зоны перехода с планетарными глубинными разломами – краевыми швами, вдоль которых наблюдается резкое торцовое сочленение разновозрастных складчатых областей. Протягивающийся вдоль границы складчатых областей Охотско–Чукотский вулканогенный пояс причинно связывается с этими глубинными разломами и рассматривается как особая тектоно–магматическая структура, возникшая и развивавшаяся в тесной связи с тектоническими движениями в молодой геосинклинали.

В самом общем виде эти основные положения впервые были сформулированы в 30–е годы С.В. Обручевым. Вдоль границы областей мезозойской и кайнозойской складчатости С.В. Обручев (1934, 1938) выделил специфическую по строению и истории развития пограничную структуру, названную им Охотско–Чаунской дугой разрывов. В раннемеловую эпоху эта пограничная структура, по мнению С.В. Обручева, представляла собой своеобразную краевую зону молодой Ниппонской геосинклинали, а в более поздние эпохи мела и кайнозоя – краевую часть континента, и являлась областью широкого проявления верхнемелового и третичного субаэрального вулканизма и континентального осадконакопления. В генетическом отношении Охотско–Чаунская дуга разрывов рассматривалась С.В. Обручевым как аналог современных островных дуг западного побережья Тихого океана. Представление С.В. Обручева в дальнейшем получило свое развитие во всех последующих исследованиях.

Исключительное место среди этих исследований безусловно принадлежит трудам Е.К. Устиева (1949, 1959, 1963, 1965, 1966). В них вопросы тектоники и магматизма переходной зоны впервые получили самостоятельное и подробное освещение. Основное внимание в работах Е.К. Устиева уделяется описанию Охотско–Чукотского вулканогенного пояса, который так же, как и на схеме С.В. Обручева, рассматривается в качестве единой пограничной структуры, характеризующей собой особый тип сочленения послегерцинских разновозрастных складчатых сооружений периферической части Тихоокеанского пояса. Е.К. Устиев впервые подробно наметил границы этой структуры и выявил основные закономерности ее внутреннего строения и формационные ряды. По Е.К. Устиеву, в Охотско–Чукотском вулканогенном поясе выделяются два структурных яруса – гетерогенное эпимезозойское складчатое основание, прорванное верхнеюрскими гранитоидами "колымского типа", и меловой – палеогеновый ярус. Последний подразделяется им на два структурных комплекса – нижнемеловой и верхнемеловой – палеогеновый, разделенные региональным структурным несогласием. Породы нижнего комплекса Е.К. Устиев отнес к андезит–гранодиоритовой, а верхнемелового – клипарит–гранитовой группе вулканоплутонических формаций.

В тектоническом отношении Охотско–Чукотский вулканогенный пояс представляет, по Е.К. Устиеву, самостоятельную структурную зону, возникшую на

границе между оформившейся в конце поздней юры – начале раннего мела Колымо–Чукотской складчатой областью и зарождающейся Охотско–Камчатской геосинклиналью. В более ранних работах Е.К. Устиева (1949, 1954, 1962) Охотско–Чукотский пояс рассматривается в ранге геосинклинальных структур как краевая зона Охотско–Камчатской геосинклинали и в генетическом смысле трактуется как древняя дуга, сходная с современными дугами.

Таким образом, идеи С.В. Обручева о существовании вдоль границы областей мезозойской и кайнозойской складчатости самостоятельной зоны, сходной по структурному положению и набору формаций с современными островными дугами, получили в ранних работах Е.К. Устиева конкретизацию и подтверждение. Кроме этого, основываясь на различиях в разрезах домеловых пород бассейна р. Колымы и районов побережья Охотского моря (полуостровов Кони и Пьягина), Е.К. Устиев затронул исключительно важный, на наш взгляд, вопрос о гетерогенности фундамента пояса.

В более поздних работах 1963–1966 гг. Е.К. Устиев отказывается от этих взглядов и сопоставляет Охотско–Чукотский пояс со структурами активизации, возникающими в областях завершённой складчатости и на платформах под влиянием тектонических процессов в смежных геосинклиналях.

Эта точка зрения Е.К. Устиева в известной мере аналогична представлениям Н.С. Шатского. В 1957 г. на тектонической карте СССР масштаба 1:50 000 000, составленной коллективом авторов под редакцией Н.С. Шатского, и в объяснительной записке вулканогенные образования были выделены в качестве самостоятельной структурной зоны, получившей название окраинного пояса кайнозойской складчатости. Образование его связано, по мнению авторов записки, с начальными этапами заложения геосинклинальных прогибов кайнозойской Корякско–Камчатской складчатой области, а его распространение определяется местоположением крупных тектонических швов, резко обрезающих различные структурные элементы мезозойского Северо–Востока СССР и отделяющих от них зарождающуюся геосинклинальную область.

Аналогичным образом Охотско–Чукотский пояс рассматривается в работе Ю.М. Пушаровского (1960) по тектонике Северо–Востока СССР. По его мнению, Охотско–Чукотский пояс является окраинной структурой Камчатской складчатой области и представляет собой особый тип сочленения эпимезозойской платформы с молодой складчатой областью. В более поздней работе Ю.М. Пушаровский (1966) рассматривает его как уникальную шовную структуру, отделяющую материковый блок Азии от переходной зоны, лежащей перед ним и океаном. Вулканогенные образования пояса относятся им к специфической формации и не могут быть отнесены ни к геосинклинальному, ни к орогенному классу формаций, а сама структура не может быть сопоставима с островными дугами.

Приблизительно таких же взглядов придерживается М.С. Нагибина (1966), относящая пояс к структуре внегеосинклинального типа. По ее мнению, это краевая эпиплатформенная и эпигеосинклинальная структура, наложенная на разнородные тектонические элементы, от древних массивов до складчатых зон мезозойского, и не зависящая в своем развитии ни от истории развития мезозойского, ни от эволюции Корякско–Камчатской складчатой области. Связана она с системой разломов глубинного заложения, образовавшихся по границе коры континентального и переходного типов.

Взгляды этих авторов нашли свое отражение в вышедшей под редакцией А.Л. Яншина монографии "Тектоника Евразии" (1966).

На шовную природу Охотско–Чукотского вулканогенного пояса и положение его на границе блоков с континентальным и переходным строением коры указывает Л.И. Красный (1964).

В 1958 г. Л.А. и Б.А. Снятковы в работе, посвященной тектонике Северо–Востока СССР, сравнивают Охотско–Чукотский пояс с гирляндой современных островных дуг. Эти исследователи впервые отнесли структуры пояса к северной зоне Тайгонской геосинклинальной зоне мезозойского.

Отдельные, принципиально важные, стороны тектоники зоны сочленения мезозойд с Корякско-Камчатской складчатой областью были затронуты И.Р. Якушевым (1959) в работе, посвященной стратиграфии мезозоя. И.Р. Якушев отметил, что по особенностям магматизма и структурному плану северное побережье Охотского моря теснейшим образом связано с Верхояно-Чукотской складчатой областью. Тектонические структуры этой территории строго согласуются со структурами тех участков мезозойд, к которым они примыкают. Поэтому выделять и рассматривать эту территорию в качестве самостоятельной переходной зоны, как это предлагал Е.К. Устиев, по мнению И.Р. Якушева, нельзя.

Со второй половины 50-х годов систематические геологические исследования начинают проводиться непосредственно в зоне сочленения мезозойд с Корякско-Камчатской складчатой областью. В результате этих работ внутри Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и в непосредственно примыкающих к нему районах Верхояно-Колымской, Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей в направлении с северо-запада на юго-восток удалось выделить ряд продольных разновозрастных структурно-фациальных зон, значительно расширивших наши представления о тектонике этой структуры. Одновременно с геологическими работами в этот период проводились глубинные сейсмическое зондирование Охотского моря и прилегающей к Курильским островам части Тихого океана, гравиметрические и аэромагнитные съемки, а также тематические исследования всей территории, позволившие впервые с достаточной степенью детальности выявить особенности строения земной коры в зоне перехода от континента к океану и связать эти особенности с различием геологических структур.

По мере изучения зоны перехода становится очевидным, что многие принципиальные вопросы ее строения и истории развития могут быть решены только на п-ове Тайгонос, где наиболее полно обнажаются почти все структурно-фациальные зоны области перехода.

В 1961-1962 гг. Л.И. Тихомирову, Ю.Н. Звонцову и другим в результате проведения геологической съемки масштаба 1:500 000 удалось провести детальное расчленение триасовых, юрских и нижнемеловых пород в северной части полуострова, а также показать широкое распространение их в его юго-восточной части, где палеонтологических слоев до этого не было. Непосредственно на юго-восточном побережье ими была закартирована и расчленена толща морских кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений, показано широкое распространение гипербазитов. Кремнисто-вулканогенные породы этого района Л.И. Тихомиров впервые сопоставил с кингивеевской свитой Северо-Западной Камчатки. Все это позволило наметить в структуре юго-восточного побережья п-ова Тайгонос аналогично со структурами Северо-Западной Камчатки и говорить о резкой структурной неоднородности этого региона и возможности выделения зоны перехода от структур мезозойд Северо-Востока СССР к структурам Корякско-Камчатской складчатой области.

В 1962-1964 гг. тематические исследования на западном и юго-восточном побережье п-ова Тайгонос и на п-ове Елистратова проводились сотрудниками ГИН АН СССР М.С. Марковым и Н.Б. Заборовской. В процессе этих исследований были составлены подробные карты прибрежной полосы п-ова Тайгонос от устья р. Чайбухи на севере до устья р. Поворотного на юге, собран большой палеонтологический материал и проведено изучение морфологии структур верхнепалеозойских и мезозойских пород, в результате чего ими были выделены различные типы структур и сделаны выводы о складчато-глыбовом характере дислокаций палеозойских и мезозойских толщ в северной части полуострова (Заборовская и др., 1965).

В 1965-1968 гг. эти исследования были продолжены Н.Б. Заборовской, значительно уточнившей и детализировавшей геологическое строение верховьев рек Кычувэеема и Тальнавеема. В результате этих работ выявилась значительная роль надвиговых и сдвиговых нарушений в формировании позднемезозойской структуры региона. Н.Б. Заборовской удалось обнаружить широкое развитие вулканизма в пермское время и уточнить стратиграфию ряда толщ.

Одновременно с тематическими исследованиями ГИН АН СССР территория п-ова Тайгонос покрывается планомерной геологической съемкой масштаба 1:200 000.

В 1963 г. геологосъемочные работы в южной части п-ова Тайгонос проводятся сотрудниками Центральной комплексной тематической экспедиции Г.Е. Некрасовым, Л.З. Липковым и др., а в 1964–1965 гг. – Г.Е. Некрасовым, С.И. Бондарчуком и др.

На основе детальной геологической карты и описания крупных структурных форм и различных типов разрезов юрских и меловых пород на п-ове Тайгонос был выделен ряд структурно-фациальных зон, что позволило совершенно по-иному, нежели это делалось ранее, трактовать тектонический смысл переходной структуры в целом.

Одновременно с тектонической зональностью была выявлена зональность в размещении различных интрузивных габбро-гранодиорит-гранитных и пространственно связанных с ними метаморфических комплексов и показано различное поведение в них изверженных пород калиевого и натриевого рядов в зависимости от конкретной тектонической обстановки (Гельман, Некрасов, 1968; Некрасов, 1968; Некрасов и др., 1971).

Более тщательный анализ геологических материалов по п-ову Тайгонос и сравнение этой территории с районами Северо-Западной Камчатки дали возможность автору сделать вывод о том, что структура зоны перехода возникла на месте мезозойских геосинклинальных прогибов и разделяющего их геоантиклинального поднятия, морфологические особенности которых и характер распространения в их пределах формаций позволяют видеть в них своеобразный аналог впадин современных окраинных морей, островных дуг и желобов (Некрасов, 1971). При этом, по мнению автора, в нижнем и среднем мезозое в геосинклинальную стадию развития мезозойских структур существовало лишь поднятие типа островной дуги. В поздней юре – раннем мелу к востоку от дуги на месте позднепалеозойско-ранне- и среднемезозойского геосинклинального прогиба возник желоб, а к северу от нее на месте остаточных мезозойских геосинклинальных прогибов унаследованно начали развиваться структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В 1965–1968 гг. геологосъемочные работы проводились в северной части п-ова Тайгонос: в 1965–1966 гг. – В.А. Ивановым, а в 1967–1968 гг. – Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой. В 1968 г. в западной части полуострова одновременно осуществлялись геологосъемочные работы под руководством Е.Н. Анциферова. В результате этих исследований была значительно более подробно разработана схема стратиграфии пермских, триасовых и частично юрских пород этой части полуострова, благодаря чему стало очевидно, что разрез верхнепалеозойско-мезозойской толщи в северной части п-ова Тайгонос непрерывен не только в средне-позднеюрской и меловой, но также и в пермско-триасово-раннеюрской части. Таким образом появилась возможность более детально сравнить его с геосинклинальным комплексом мезозойских, прилегающих с севера к изученному району (Заборовская и др., 1972).

В 1968–1970 гг. в северной части п-ова Тайгонос с целью уточнения возраста метаморфических пород, широко распространенных в бассейне р. Авековой, проводила тематические исследования И.Л. Лившиц, которая вслед за В.Н. Липатовым (1958 г.) подтвердила архейский возраст кристаллических пород авековского комплекса и пришла к выводу о гораздо более молодом возрасте метаморфид верхнепыльгинского комплекса, возраст которого принимался В.Н. Липатовым протерозойским. И.В. Лившиц показала, что этот комплекс возник за счет кремнисто-вулканогенной толщи спилит-кератофирового состава, возраст которой, по ее мнению, триасово-юрский. Благодаря работам И.Л. Лившиц стало также видно, что зона сочленения кристаллических пород Авековского блока с палеозойскими и мезозойскими толщами северной части п-ова Тайгонос является зоной надвига, плоскость которого круто погружается на северо-запад под кристаллические породы Авековского блока.

Вопросы тектоники и магматизма зоны сочленения мезозойд с Корякско-Камчатской складчатой областью в этот период рассматриваются также на примерах других районов и в ряде работ общего характера.

Исследованием этой проблемы в течение ряда лет занимался и продолжает заниматься В.Ф. Белый (Белый, 1960, 1961, 1968, 1971; Белый и др., 1964; Белый, Тильман, 1966). По В.Ф. Белому, основным структурным элементом зоны сочленения мезозойд с Корякско-Камчатской областью является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. По отношению к области кайнозойской складчатости внутри пояса выделяются две зоны: внутренняя и внешняя. Внутреннюю зону В.Ф. Белый подразделил в свою очередь на две подзоны — северо-западную, унаследованную, и юго-восточную, новообразованную. Новообразованная подзона Охотско-Чукотского пояса наложена на периферическую часть Анадырско-Корякской геосинклинальной системы. Вулканогенный пояс представляет собой, по мнению В.Ф. Белого, особую пограничную тектоно-магматическую структуру, возникающую вдоль системы глубинных разломов типа краевых швов, длительное время сочленявших по торцу две резко различные по строению и истории развития геосинклинальные области. Согласно В.Ф. Белому, в Верхояно-Чукотской складчатой области в это время существовали крупные миогеосинклинальные прогибы и разделяющие их поднятия северо-западного и субширотного простирания, а на месте Корякско-Камчатской области располагался Притихоокеанский эвгеосинклинальный пояс, простирание прогибов в котором было северо-восточное. В ранне- и среднемеозойский этап развития в Анадырско-Корякской системе установился субплатформенный режим развития и формировались наложенные впадины и редуцированные геосинклинальные прогибы. В Верхояно-Чукотской складчатой области продолжался тот же режим развития и сохранился структурный план, установившийся здесь со среднего палеозоя. В результате этих перестроек, по мнению В.Ф. Белого, вдоль краевого шва возникли первые проявления вулканической деятельности. В позднемеозойский этап развития в связи с образованием ранних эв- и миогеосинклинальных прогибов в Анадырско-Корякской системе и замыкания геосинклинальных прогибов в Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых системах вулканическая активность вдоль краевого шва еще более усилилась. В этот период вдоль краевого шва на месте унаследованной подзоны внутренней зоны происходило формирование узких приразломных вулканотектонических структур типа Теланской грабцево-синклинали на п-ове Тайгонос. Эта узкая шовная вулканотектоническая структура представляет собой, по В.Ф. Белому, своеобразный тип вулканических поясов, отличный от Охотско-Чукотского пояса, который может быть сопоставлен скорее всего с современной Курило-Камчатской вулканической дугой.

В апт — альбе в связи с контрастностью движений в Верхояно-Колымской и Анадырско-Корякской системах вдоль системы краевых швов образовался наложенный краевой Охотско-Чукотский пояс. Формирование последнего произошло в три этапа, каждый из которых соответствовал этапам развития Анадырско-Корякской системы.

Таким образом, в понимании В.Ф. Белого, зона сочленения мезозойд с Корякско-Камчатской складчатой областью отождествляется с глубинным разломом типа краевого шва (с резким торцовым типом сочленения), имеющим на разных этапах развития различное структурное выражение. На раннем — палеозойском, ранне- и среднемеозойском этапе развития это собственно краевой шов; в верхней юре — барреме — структура типа Курило-Камчатской островной дуги и в апте — палеогене — наложенный краевой Охотско-Чукотский пояс, тесно связанный в своем развитии с определенными этапами развития Анадырско-Корякской системы.

В.А. Титовым (Аникеев, и др., 1970) впервые предложено принципиально новое тектоническое районирование переходной зоны. Западная и центральная части Корякского нагорья и вся Северо-Западная Камчатка, а также северное и северо-восточное побережье Охотского моря и весь п-ов Тайгонос выделены им в самостоятельную позднемеозойскую Охотскую складчатую область. Что



Принципиально важные стороны строения зоны перехода областей мезозойской и кайнозойской складчатости освещаются в это же время в работах С.М. Тильмана (Тильман и др., 1969; Тильман, 1971). Следует отметить при этом, что взгляды С.М. Тильмана относительно общих закономерностей развития геосинклиналей в Тихоокеанском тектоническом поясе в известной мере совпадают с точкой зрения Ю.М. Пушаровского. Основываясь на различиях формационных рядов, характере развития во времени (непрерывность или полицикличность), тектоническом положении и т.д., С.М. Тильман выделил в Тихоокеанском кольце пять типов геосинклиналино-складчатых образований мезозойского возраста, образующих широкий латеральный ряд геосинклиналиных структур.

Структуры северной части п-ова Тайгос и структуры юго-восточного обрамления Омолонского массива С.М. Тильман отнес к чукотскому типу геосинклиналиных образований, которые, по его мнению, формировались вблизи океанического блока земной коры на границе шельфа и континентального склона и занимают промежуточное положение между шельфовым и окраинно-материковым типами геосинклиналиных структур.

\* \* \*

Таким образом, подавляющее большинство исследователей отождествляют структуры зоны сочленения мезозойских с Корякско-Камчатской складчатой областью с системой планетарных разломов – краевых швов, вдоль которых происходит резкое торцовое сочленение двух крупных разновозрастных складчатых областей. Протягивающийся вдоль этой системы разломов Охотско-Чукотский вулканогенный пояс причинно связывается в этой концепции непосредственно с этими краевыми швами и выделяется как особая тектоно-магматическая структура, заложившая большей частью на складчатое основание мезозойского и развивавшаяся в связи с заложением и развитием молодой геосинклинали. При этом С.В. Обручев, Е.К. Устиев, Л.А. и Б.А. Снятковы рассматривают эту структуру в качестве аналога современных островных дуг. В.Ф. Белый и С.М. Тильман считают, что островная дуга (типа Курило-Камчатской) на месте пояса существовала лишь в поздней юре – барреме, структуры же пояса начали формироваться с апт – альба в связи с контрастными движениями в молодой геосинклинали.

Ю.М. Пушаровский, в отличие от перечисленных исследователей, считает, что эту шовную структуру нельзя рассматривать в качестве островной дуги, а нужно относить к особому классу структур со специфическим набором формаций.

Некоторые исследователи (В.А. Титов, М.С. Марков) выделяют в зоне перехода областей мезозойской и кайнозойской складчатости самостоятельную область верхнемеловой складчатости. Относительно границы этой области со структурами яно-колымских мезозойских эти исследователи придерживаются примерно таких же взглядов, как С.В. Обручев, Е.К. Устиев, В.Ф. Белый и др. По мнению В.А. Титова и М.С. Маркова, границей между ними служит краевой шов, поверхностным выражением которого является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, возникший в конце поздней юры в связи с заложением молодой Охотской геосинклинали.

ПОЛОЖЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР  
П-ОВА ТАЙГОНОС  
И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ  
В СИСТЕМЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ СООРУЖЕНИЙ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Тектонические структуры п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки занимают промежуточное положение между двумя разновозрастными складчатыми сооружениями: на северо-западе - мезозоидами Яно-Кольмской складчатой области, а на юго-востоке - позднемезозойскими складчатыми структурами центральной и восточной частей Коряжского нагорья (рис. 1). На схеме тектоники Северо-Востока СССР, составленной коллективом геологов Северо-Восточного управления (Аникеев и др., 1970), эта территория относится к Охотской позднемеловой складчатой области. При этом структуры п-ова Тайгонос, за исключением юго-восточного побережья полуострова, входят в состав Тауйско-Тайгоносской складчатой зоны ранней консолидации, а структуры юго-восточного побережья п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки выделяются в Пенжинско-Анадырскую складчатую зону. М.С. Марков и др. (1967) включают эту территорию в состав Сихотэ-Алиньско-Западно-Коряжской верхнемеловой зоны складчатости.

С.М. Тильман и др. (1969) на тектонической карте Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000 и объяснительной записке к ней рассматривают структуры п-ова Тайгонос, за исключением его юго-восточного побережья, в ка-

Рис. 1. Основные структурные элементы зоны перехода от мезозойд Северо-Востока СССР к Коряжско-Камчатской складчатой области в Охотском регионе

1 - массивы и блоки структур дорифейского возраста с выступами пород архейского кристаллического комплекса; 2 - выходы пород меланократового комплекса, представленного ультрабазитами, габброидами и метаморфическими, в том числе лавсонит-глаукофановыми сланцами докембрия - раннего палеозоя; 3-9 - мезозойские складчатые сооружения: 3-4 - Яно-Кольмская система - ранние мезозойды (3 - синклиории, 4 - антиклиории), 5-7 - Тайгоносско-Западно-Коряжская система - поздние мезозойды (5 - синклиории, 6 - антиклиории, 7 - молодой трог с эвгеосинклинальным разрезом позднеюрско-раннемелового возраста и выходами внутри него пород меланократового фундамента, представленного ультрабазитами, эклогитами, амфиболитами и разнообразными сланцами амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма), 8 - орогенные структуры, выполненные вулканогенно-моlassesовыми комплексами позднеюрско-раннемелового и ранне-позднемелового возраста (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс), 9 - орогенные структуры, выполненные морской и паралической угленосной молассой позднего мела; 10 - мезо-кайнозойские структуры Коряжского нагорья; 11 - кайнозойские наложенные впадины и прогибы; 12 - плиоцен-четвертичные впадины; 13 - разломы. Тектонические блоки: П - Пареньский; Т - Тайгоносский; Г - Ганычаланский. Зоны разломов: В-П - Верхнепылгинская; К - Куюльская; Ю-Т - Южно-Тайгоносская



честве основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Структуры Северо-Западной Камчатки относятся этими исследователями к миогеосинклинальной зоне Анадырско-Корякской системы области кайнозойской складчатости.

Яно-Кольмская складчатая область характеризуется сквозным миогеосинклинальным режимом развития с рифея до конца поздней юры. Общий структурный план ее определяется существованием внутри этой области жестких блоковых структур дорифейской стабилизации и облегающих их линейных складчатых структур, простирание которых на западе субмеридиональное, а на юге и юго-востоке вблизи рассматриваемой территории - субширотное и северо-восточное, согласующееся с ориентировкой распространенных здесь тектонических структур.

Позднемезозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья характеризуются сквозным эвгеосинклинальным режимом развития на протяжении по крайней мере среднего, верхнего палеозоя и всего мезозоя. Всей зоне присущи исключительно напряженный характер складчатых дислокаций, обилие чешуйчатых структур и узких тектонических блоков, принадлежащих к различным структурным комплексам. Широкое развитие имеют альпийские гипербазиты, узкие линзовидные тела которых вытягиваются цепочками вдоль разломов согласно с общим простиранием складчатых структур.

Непосредственно на рассматриваемой территории, которую большинство исследователей рассматривает как область стыка двух разновозрастных складчатых областей, в направлении с северо-запада на юго-восток выделяются: Северо-Тайгонский синклиниорий, Южно-Тайгонский антиклиниорий, Пенжинско-Анадырский синклиниорий<sup>1</sup> и Таловско-Майнский горст-антиклиниорий. Эти структуры унаследованно возникли в конце раннего - начале позднего мела на месте палеозойско-мезозойских прогибов и разделяющих их геосинклинальных поднятий. Продолжением Южно-Тайгонского антиклинория на северо-востоке, по-видимому, служит Мургальский антиклиниорий, а на юго-западе - антиклинальные структуры полуостровов Кони и Пьягина.

Северо-Тайгонский синклиниорий отделяется от расположенных к северо-западу структур Яно-Кольмской складчатой области Верхнепьюгинским надвигом, вдоль которого на поверхность выведены кристаллические породы архея и в различной степени метаморфизованные толщи рифея - нижнего палеозоя. Широкое северо-западное крыло его сложено вулканогенно-терригенными породами перми, триаса, юры и раннего мела. Юго-восточное крыло - узкое и составлено вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами юрского возраста.

На юго-востоке синклиниорий по Нейнегскому разлому, представляющему собой взброс, переходящий по простиранию в надвиг, граничит с узким Южно-Тайгонским антиклинорием. Последний характеризуется очень сложным чешуйчатым строением и широким развитием метаморфических пород (вплоть до гнейсов) и гранитоидов, которые образуют здесь крупный Восточно-Тайгонский массив, сочетающий в себе черты трещинной интрузии и синтетектонического факолита. В ядре антиклинория вскрываются терригенно-кремнистые отложения нижнего карбона, вулканогенные породы пермо-триаса (?), а на крыльях - терригенные и вулканогенно-осадочные толщи юры.

Пенжинско-Анадырский синклиниорий имеет, так же как и Северо-Тайгонский синклиниорий, асимметричное строение. Северо-западное узкое крыло его сложено туфогенно-кремнисто-терригенными породами поздней юры, берриаса и валанжина. Оно имеет простое моноклинальное строение и плавно сопрягается с юго-восточным крылом Южно-Тайгонского антиклинория. Граница между ними проводится условно по смене вулканогенных пород юрского возраста терригенными, туфогенными и кремнистыми породами поздней юры.

<sup>1</sup>Пенжинский синклиниорий, по В.А. Титову (1961).

Юго-восточное крыло синклиория широкое, сложено верхнеюрскими – нижнемеловыми вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами, мощность которых в 2–3 раза превышает мощность аналогичных пород северо-западного крыла. Оба крыла сочленяются по Южно-Тайгоносскому надвигу. В структурном отношении юго-восточное крыло представляет собой сочетание двух огромных тектонических пластин, круто погружающихся к северо-западу. Северо-западная пластина вскрывается на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос и п-ове Елистратова, юго-восточная – на Северо-Западной Камчатке. Строение последней более сложное. В ней выделяются две зоны – зона линейных складчатых структур и зона брахиформных структур. Первая простирается вдоль границы синклиория с Таловско-Майнским горст-антиклинорием и ограничена продольными взбросами и надвигами, вдоль которых выжаты блоки палеозоя и тела альпийотипных гипербазитов. Зона брахиформных структур располагается северо-западнее. Внутри нее выделяется куполовидное Валижгенское поднятие, сложенное в ядре породами волжского яруса – валанжина, а на крыльях – породами готерива.

С поднятием сопряжены Маметчинская и Айнынская коробчатая синклинали, образование которых продолжалось после некоторого перерыва в орогенную стадию. Эта зона наиболее длительное время сохранялась в пределах анализируемого района как область устойчивого прогибания.

Таловско-Майнский антиклинорий является самой крайней юго-восточной структурой на рассматриваемой территории. Он состоит из серии асимметричных горст-антиклинальных блоков (Ганьчаланского, Пальматкинского, Отрожненского и др.), сложенных породами палеозоя и ограниченных с юго-востока разломами, плоскости которых круто погружаются на северо-запад. Вдоль этих разломов выжаты многочисленные тела альпийотипных гипербазитов. Внутреннее строение блоков чешуйчатое.

## СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В строении рассматриваемой территории участвуют отложения исключительно широкого стратиграфического диапазона. Эта огромная толща пород подразделяется на шесть крупных стратиграфических комплексов, которые отвечают отдельным этапам геологического развития региона и резко различаются по формационному составу, внутреннему строению и характеру фациальной зональности. Первый объединяет в различной степени метаморфизованные породы докембрия и нижнего палеозоя, второй включает толщу нижнего и среднего палеозоя, третий охватывает отложения верхнего палеозоя – юры, за исключением верхней части волжского яруса, четвертый объединяет породы верхней части волжского яруса – нижнего мела, пятый – верхний мел и шестой – кайнозой. Последний в работе не рассматривается.

### ДОКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы этого комплекса обнажаются в двух разобитенных и резко различных по своему строению и формационному выполнению тектонических блоках – Ганьчаланском на Северо-Западной Камчатке и Тайгоносском на севере п-ова Тайгонос.

В Ганьчаланском блоке породы докембрия – раннего палеозоя представлены ультрабазитами, зеленокаменно измененными габброидами, амфиболитами и находящимися с ними в сложных пространственных и временных соотношениях метабазальтами, кварцито-сланцами, кристаллическими известняками и разнообразными метаморфическими сланцами глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма (Пономарева, Добрецов, 1966; Добрецов, Курода, 1969; Заборовская, Некрасов, 1974). Докембрийско-раннепалеозойский возраст этих меланократовых образований определяется залеганием их под фаунистически охарактеризованными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями ордовика – нижнего силура и присутствием в последних обломков кварц-альбит-эпидот-хлоритовых сланцев и габбро (Заборовская, Некрасов, 1974). Видимая мощность комплекса 2000 м.

В Тайгоносском блоке породы комплекса включают отложения более широкого стратиграфического диапазона. Согласно последним данным Н.А. Леоненко и др. (1967–1968 гг.) и И.Л. Лившиц (1968–1970 гг.), здесь выделяются отложения архея, рифея и нижнего палеозоя.

Архейские образования выделяются И.Л. Лившиц (Лившиц, 1972; Жуланова, 1974 а,б) в объеме аевковского комплекса в понимании В.Н. Липатова (Геология СССР, 1970) и подразделяются, так же как и им, на две серии – пургоносскую и косовскую, залегающие, по наблюдениям И.Л. Лившиц, согласно Пургоносская серия сложена преимущественно силлиманит- и графитсодержащими гранат-биотитовыми парагнейсами; меньшую роль в ее составе играют гранат-пироксен-биотитовые, амфибол-пироксен-биотитовые, биотит-двупиро-

ксеновые и гранат-биотит-гиперстеновые гнейсы и основные (в том числе гиперстеновые) кристаллические сланцы и амфиболиты, тяготеющие главным образом к средней части разреза. Мощность серии около 3000 м.

Залегающие выше метаморфические образования косовской серии сложены закономерно чередующимися лейкократовыми, мезократовыми и меланократовыми амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, сменяющимися выше по разрезу лейкократовыми плаггиогнейсами, содержащими маломощные линзы и прослой гранат-биотитовых гнейсов. В самых верхах разреза встречаются линзы и согласные тела кальцифиров. Мощность образований косовской серии достигает 1000-1500 м.

По минеральным ассоциациям и химизму типоморфных минералов метаморфические породы пургоносской и косовской серий относятся И.Л. Лившиц, вслед за В.Н. Липатовым, а также А.А. Мишкиным и В.С. Шкодзинским (1968), соответственно к гранулитовой и амфиболитовой фациям регионального метаморфизма, что характерно, по ее мнению, лишь для типичных стратифицированных метаморфических комплексов архея.

Архейский возраст пород авековского комплекса подтверждается в какой-то мере имеющимися радиометрическими данными.

Определения возраста выше указанных метаморфических пород этого комплекса калий-аргоновым методом в двух случаях дали возраст соответственно в 2800 и 2760 млн. лет; возраст пород в остальных определениях колеблется от 1700 до 80 млн. лет и менее.

Существуют, однако, и другие резко противоположные точки зрения, согласно которым возраст метаморфических пород северной части п-ова Тайгонос считается палеозойско-мезозойским (Якушев, 1945-1947 гг.) или позднепротерозойско-палеозойским (Гнибиденко, 1969). Эти точки зрения основаны главным образом на рекогносцировочных наблюдениях и кажутся нам менее предпочтительными.

Рифейские отложения в пределах Тайгоносского блока известны лишь в среднем течении р. Парени. По З.А. Абдрахимову (Геология СССР, 1970), рифейские отложения несогласно залегают на подстилающих их гнейсах и кристаллических сланцах архея и представлены светлыми кварцитами, кварцитовыми сланцами, желтоватыми и розовыми известняками с остатками стромаголитов *Collenia* и филлитовидными глинистыми сланцами. Мощность рифея 700-1000 м.

К нижнему палеозою Н.А. Леоненко условно относит обнажающиеся на северо-западном побережье Гижигинской губы кварц-полевошпатовые, кварц-биотит-полевошпатовые кристаллические сланцы, мраморы и кварциты общей мощностью 1000-1500 м. Толща перекрывается алевролитами и глинистыми сланцами с остатками кораллов палеозойского возраста.

\* \* \*

Таким образом, докембрийско-нижнепалеозойский комплекс п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки гетерогенен и включает в себя породы разного стратиграфического объема и состава. В юго-восточной части рассматриваемой территории этот комплекс представлен ультрабазитами, габброидами и метаморфизованными вулканогенными породами основного состава, что сближает его с типично меланократовыми комплексами фундамента эвгеосинклинальных зон складчатых систем (Пейве, 1969; Марков, 1970; Книппер, 1970; Пейве и др., 1971; Марков, Соловьева, 1972). На северо-западе докембрий и нижний палеозой объединяют в себе породы совершенно иного формационного типа - гнейсы и кристаллические сланцы архея и залегающие на них с резким угловым несогласием карбонатно-терригенные породы рифея - нижнего палеозоя.

# НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

## ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Отложения нижнего и среднего палеозоя так же, как и породы более древнего комплекса, широкого распространения не имеют. В настоящее время выходы их достоверно установлены лишь в южной части п-ова Тайгонос и ряде мест Северо-Западной Камчатки, где они обнажаются в сравнительно небольших тектонических блоках, представлены толщами разного стратиграфического объема, что затрудняет изучение как их разреза в целом, так и изменений его в пространстве.

Наиболее многочисленные выходы нижнего и среднего палеозоя имеются на Северо-Западной Камчатке. Основная масса их сосредоточена в Таловско-Майнском поднятии. Отложения нижнего и среднего палеозоя образуют здесь ряд тектонических блоков, вытягивающихся цепочкой на сотни километров вдоль осевой части поднятия. Наиболее полно ниже- и среднепалеозойские породы представлены в Ганьчаланском блоке в междуречье Таловки и Белой.

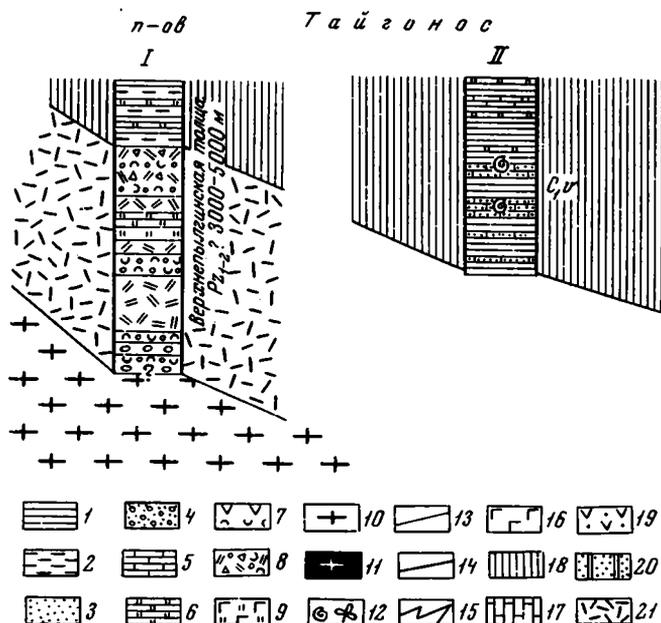
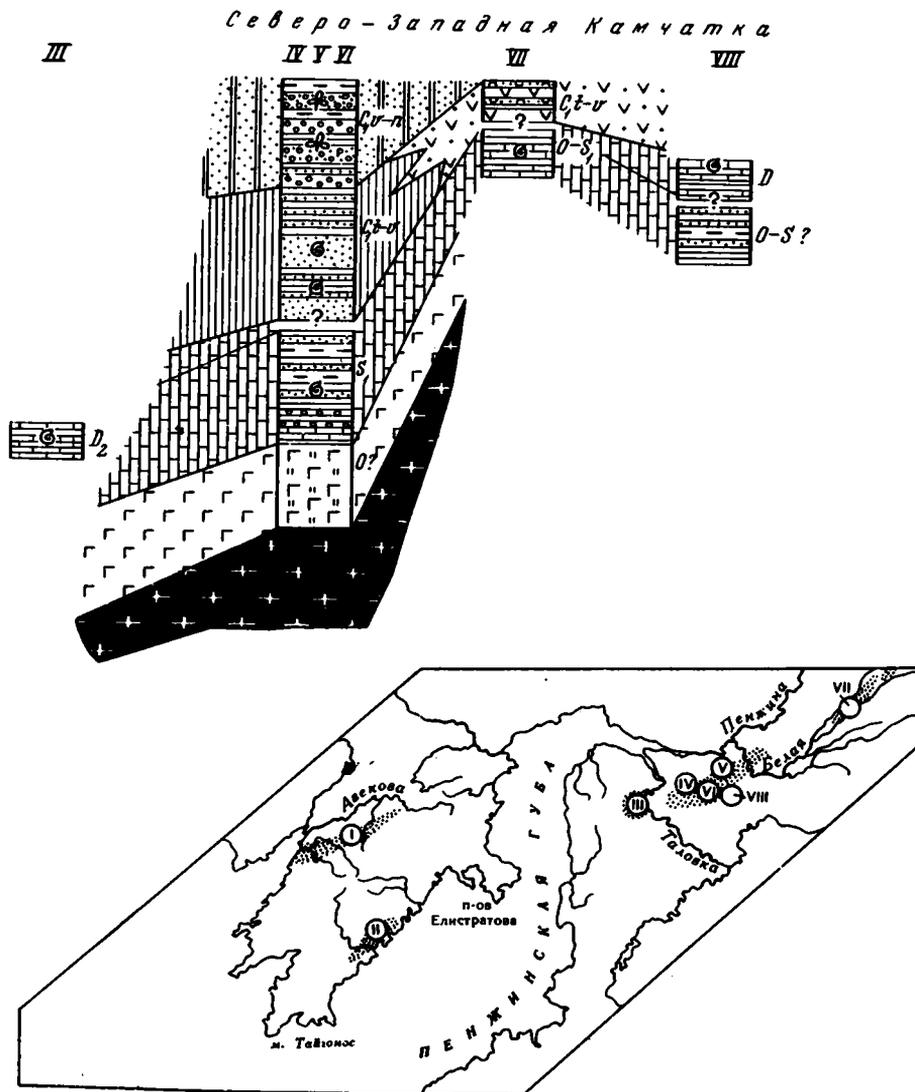


Рис. 2. Схема сопоставления отложений нижнего - среднего палеозоя

1 - глинистые сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гравелиты и конгломераты; 5 - известняки; 6 - кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 7 - андезиты и их туфы; 8 - кварцевые кератофиры и их туфы; 9 - спилиты; 10 - комплекс основания мезозойд; 11 - докембрийско-нижнепалеозойский комплекс габброидов, гипербазитов и метаморфических пород глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма; 12 - местоположение флоры и фауны; 13 - стратиграфические границы; 14 - стратиграфические границы, совпадающие с литологическими; 15 - литологические границы. Формации: 16 - спилит-диабазовая; 17 - кремнисто-глинисто-сланцевая и карбонатная (рифогенная); 18 - песчано-сланцевая; 19 - вулканогенно-осадочная; 20 - континентальная моласса; 21 - кварц-кератофировая и кремнисто-сланцевая. Местоположение разрезов: I - междуречье Пылгина и Большой Чайбухи, по И.Л. Жулановой; II - р. Кенгеев, по С.И. Бондарчуку и автору; III - левобережье Таловки, по А.Ф. Михайлову; IV-VI - р. Харитони, по Н.Б. Заборовской и автору; VII - р. Пальматкина, по И.М. Миговичу; VIII - р. Большой Упупкин, по Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецову

Выходы их здесь в разное время были изучены А.Ф. Михайловым (1955, 1959а,б, 1961), И.М. Миговичем (1963), Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецовым (1966), описавшими в их составе карбонатные и вулканогенно-кремнистые породы девона и терригенные породы карбона. В последнее время Н.Б. Заборовской и Г.Е. Некрасовым (1974) в низах терригенной толщи были обнаружены остатки граптолитов, в результате чего разрез палеозоя здесь значительно удревнился и выглядит в настоящее время следующим образом.

Нижние горизонты разреза, соответствующие ордовику – силуру, в последовательном залегании обнажаются в верховьях р. Харитони (рис. 2, разрез 6). Непосредственно выше пород меланократового фундамента, представленного в верхней части разнозернистыми офитовыми габбро, здесь залегают зеленовато-серые, реже зеленовато-бурые массивные базальты. Выше они сменяются шаровыми лавами спилитов и вариолитов. В них наблюдаются редкие горизонты (1–2 м) розовых пелагических известняков и тонкополосчатых зеленых и красновато-бурых кремнистых пород, содержащих маломощные (0,1–5,0 см) прослои мелкозернистых граувакк, состоящих из обломков измененных кристаллов плаггиоклаза, пироксена и зеленокаменно измененных пород



основного состава. Возраст вулканогенно-кремнистой толщи по положению ее между кристаллическими породами меланократового фундамента и перекрывающими терригенными породами нижнего силура условно ордовикский. Мощность толщи 1000–1500 м.

Выше в разрезе появляются горизонты серых брекчированных рифогенных известняков и филлитизированных глинистых сланцев, переслаивающихся с плохо сортированными конгломератами, состоящими из гальки и обломков органогенных известняков, пестрых по окраске кремнистых пород и алевролитов, известковистых песчаников, глинистых сланцев и гиалобазальтов, содержащих включения метаморфизованных граувакк. Встречаются также единичные гальки альбит-эпидот-хлоритовых сланцев, габброидов и фельзит-порфиоров.

Слоистая пачка, имеющая мощность около 100 м, выше по разрезу постепенно сменяется филлитизированными алевролитами и глинистыми сланцами с частыми прослоями (15–20 см) мелкозернистых известковистых песчаников и единичными прослоями гравелитов и конгломератов, обломочный материал в которых представлен кварцем, плагиоклазом, алевролитами, кремнистыми породами, зеленокаменными эффузивами и известняками, изредка с остатками колониальных кораллов. По мнению О.Б. Бондаренко и Т.Т. Шарковой, близкие им по строению формы встречаются либо в ордовике, либо в девоне. На левобережье р. Харитони непосредственно в самой толще найдены остатки *Climacograptus* sp. indet., *Glyptograptus* sp., *Orthograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* (?) sp., датирующие эти слои, по определению Т.В. Корень, средним ордовиком – нижним силуром. В нескольких километрах к юго-западу приблизительно в этой же части разреза встречены остатки *Monograptus* sp., характеризующие эти отложения как нижнесилурийские. Принимая во внимание, что обе находки граптолитов приходятся приблизительно на один и тот же горизонт разреза, возраст терригенной толщи следует считать раннесилурийским. Возраст же найденных в гальке конгломератов кораллов скорее всего в этой ситуации будет ордовикским.

На этом разрез ниже-среднепалеозойского комплекса в бассейне р. Харитони прерывается. Более молодые горизонты его, охарактеризованные фауной среднего девона, обнажаются на противоположной (юго-восточной) стороне Ганьчаланского блока, в междуречье Ганьчалана и Большого Улупкина (см. рис. 2, разрез 8). Они представлены здесь рифогенными известняками с обильной фауной брахиопод и кораллов среднедевонского возраста (Пономарева, Добрецов, 1966). Известняки образуют гряду останцов в кровле песчано-сланцевых отложений нижнесилурийского (?) возраста (верховье р. Ганьчалана) и ряд останцов среди фаунистически охарактеризованных карбонатно-терригенных пород верхнепермского возраста (верховья левых притоков р. Большой Улупкин). Видимая мощность известняков от 4–5 до 100–150 м.

Завершают разрез комплекса отложения нижнего карбона. Последние широко распространены в северо-западной части Ганьчаланского блока в междуречье Таловки и Белой (см. рис. 2, разрез 4–5). От подстилающих их отложений нижнего палеозоя нижекаменноугольная толща повсюду отделена разломом. Нижняя часть ее представлена брекчиями и конгломератами, состоящими преимущественно из обломков пестрых по окраске слоистых кремнистых пород и кремней. Мощность этой части разреза не менее 300 м. Выше залегает толща переслаивания разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов, в верхах разреза – серых кремнистых пород и мелкогалечных конгломератов. Обломочный материал в них представлен либо кремнистыми породами и филлитизированными кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, реже – радиоляритами, базальтами и зеленокаменно измененными породами основного состава. В толще содержатся обильный растительный детрит и остатки гастропод, криноидей и брахиопод *Megachonetes* sp., *Spirifer karagandae* Simorin, *Spirifer* aff. *biplicoides* Well., *Punctospirifer* sp., свидетельствующих, по определению В.Г. Ганелина и Н.И. Караваевой, о ее раннекаменноугольном, скорее всего турнейском возрасте.

Морские отложения нижнего карбона согласно (?) перекрываются толщей углистых разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов, в обломочной части которых преобладают андезиты и трахиандезиты (см. рис. 2, разрез 4). В толще найдены многочисленные остатки лепидофитов позднего визе - раннего намюра: *Angarophloios planum (velanomalum)* (Neub.) S. Meyen, *Tomiodendron cf. kemeroviense* (Chachl.) S. Radez., *T. cf. sigillarioides* S. Meyen, *Lophiodendron variabile* S. Meyen, *Angaropteridium* sp (определения С.В. Мейена). Мощность континентальной толщи более 1200 м.

Значительный по своему стратиграфическому объему разрез нижнего и среднего палеозоя наблюдается к северо-востоку в Пальматкинском блоке (бассейн р. Пальматкиной) (см. рис. 2, разрез 7). По данным И.М. Миговича (1963, 1972), нижнюю часть его составляют зеленовато-серые песчаники, переслаивающиеся с филлитовидными сланцами и алевролитами. Среди них встречаются останцы рифогенных известняков, заключающих в себе фауну брахиопод верхнего ордовика и трилобитов нижнего силура. Видимая мощность толщи 550-580 м. Верхняя часть разреза, соответствующая низам карбона, как по мощности, так и литологически существенно отличается от нижнекаменноугольных отложений, распространенных в бассейне р. Харитони. Существенную роль здесь играют андезиты, их туфы, туффиты, туфопесчаники и кремнистые породы. Мощность толщи 600 м.

За пределами Таловско-Майнской зоны отложения ниже-среднепалеозойского комплекса практически распространения не имеют и известны лишь в нижнем течении р. Таловки (см. рис. 2, разрез 3). Отложения комплекса представлены здесь рифогенными известняками среднего девона, залегающими в виде блоков площадью в несколько квадратных километров среди отложений раннего мела. Первоначальное залегание этих отложений крайне неясно, так как по крайней мере часть блоков может иметь олистолитовую природу.

На п-ове Тайгонос отложения комплекса достоверно установлены в его южной части (см. рис. 2, разрез 3). Они представлены здесь терригенными и карбонатно-терригенными породами нижнего карбона. Описание их впервые было дано С.И. Бондарчуком и автором в 1965 г. (Некрасов и др., 1971).

Нижнекаменноугольные отложения слагают вытянутые в северо-восточном направлении блоки, зажатые между гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива, изредка граничащие по разломам с породами юры. Наиболее полный разрез их изучен в береговых обнажениях р. Кенгевеем. Обнажающиеся в этом разрезе каменноугольные отложения повсеместно метаморфизованы и превращены в мраморы, пироксен-биотит-роговообманковые, биотит-актинолит-полевошпатовые, кордиерит-биотитовые и гранат-биотитовые роговики. Однако они сохранили такие признаки осадочных пород, как слоистость, зернистость обломочного материала и их окраску, благодаря чему, в целом ряде мест, среди ороговикованных каменноугольных отложений легко распознаются метаморфизованные глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники, содержащие редкие линзы и пласты известняков. Широкое распространение в метаморфизованных отложениях новообразований кальцита, диопсида и актинолита свидетельствует также об их значительной известковистости. Последовательность отложений в известково-терригенно-кремнистой толще нижнего карбона следующая:

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Мелкозернистые тонкослоистые известковистые песчаники (0,5-1,5 м), переслаивающиеся с массивными алевролитами (0,3-0,5 м) . . . . .  | 600 |
| 2. Мелкозернистые известковистые песчаники (песчанистые известняки?) с остатками <i>Rugosa</i> , <i>Rhynchotetra</i> (?) <i>thombidae</i> Mir., <i>Rotaria</i> ex gr. <i>subtrigonia</i> (M. et W.), <i>Torynifer</i> ex gr. <i>pseudolineatus</i> (Hall.), <i>Pseudosyrinx</i> sp. indet., <i>Spirifer</i> sp. . . . . | 250 |
| 3. Слоистые известковистые алевролиты . . . . .   | 30  |

4. Тонкопереслаивающиеся (1–2 мм) темно–серые алевролиты и черные глинистые сланцы; редкие пласты серых мелкозернистых песчаников мощностью 1,0–1,5 м . . . . .	150
5. Известковистые алевролиты с <i>Rugosa</i> , <i>Fenestella</i> sp. indet., <i>Djascritella</i> (?) sp. indet., <i>Torynifer</i> sp. indet., <i>Athyris</i> (?) sp. indet., <i>Spirifer</i> sp. indet., <i>Dielasma</i> sp. indet., <i>Crinoidea</i> sp. indet. . . . .	150
6. Тонкослоистые узловатые сланцы в чередовании с серыми кремнистыми сланцами. . . . .	400
7. Тонкослоистые кремнистые алевролиты . . . . .	120
8. Чередование через 0,8–1,0 м черных тонкорассланцованных алевролитов с массивными серыми туфоалевролитами . . . . .	100
9. Глинисто–кремнистые сланцы с редкими маломощными (0,1–0,2 м) прослоями темно–серых тонкополосчатых мраморизованных известняков . . . . .	200

Общая мощность отложений в данном разрезе около 2000 м. По заключению В.М. Заводовского, возраст ископаемой фауны визейский. Вся толща отнесена к нижнему карбону.

В северной части п-ова Тайгонос к нижнему и среднему палеозою нами условно относятся в разной степени метаморфизованные вулканогенно–кремнистые и терригенные породы верхнепылгинской толщи (см. рис. 2, разрез 1). По данным И.Л. Лившиц, разрез толщи начинается с зеленовато–серых туфогравелитов и мелкогалечных конгломератов, состоящих из гальки кремнистых сланцев, кварцитов и алевролитов, мощностью 400–600 м. Выше них залегают зеленовато–серые порфиоровые и миндалекаменные кератофиры и кварцевые кератофиры, образующие пакки мощностью от 150–200 до 500–600 м; они чередуются с горизонтами туфогравелитов, туфов кислого состава, кремнистых пород и филлитизированных алевролитов, заключающих в себе единичные покровы спилитов; мощность терригенно–туфогенно–кремнистых горизонтов колеблется от 200 до 600 м. В отдельных зонах эти породы интенсивно рассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионально–контактового метаморфизма. Мощность этой существенно вулканогенной и терригенно–кремнистой части разреза 2000–2500 м. Заканчивается разрез верхнепылгинской толщи тонкослоистыми алевролитами и глинистыми сланцами мощностью около 700–1000 м. Возраст верхнепылгинской толщи принимается И.Л. Лившиц триасово–юрским. Такая датировка пород верхнепылгинской толщи вызывает ряд существенных возражений, поэтому остановимся на этом вопросе подробнее.

Триасово–юрский возраст верхнепылгинской толщи был принят И.Л. Лившиц на том основании, что, по ее наблюдениям, вулканогенные и кремнисто–терригенные породы толщи залегают на песчаниково–глинисто–сланцевых отложениях верхней перми и содержат в основании горизонт базальных конгломератов с галькой и валунами алевролитов и глинистых сланцев. Эти наблюдения И.Л. Лившиц не вызывают сомнения и тем не менее не являются бесспорным доказательством послепермского возраста верхнепылгинской толщи.

Верхнепылгинская толща обнажается в виде узкой полосы между кристаллическими породами архея и терригенными песчано–глинистыми отложениями верхней перми. К северо–востоку отложения верхнепылгинской толщи тектонически выклиниваются, и кристаллические породы архея контактируют по разлому непосредственно с отложениями верхней перми. Весь этот участок, по описанию И.Л. Лившиц, характеризуется исключительно напряженной складчатой и разрывной тектоникой и представляет собой, по существу, зону разлома, внутри которой породы разбиты на ряд параллельно ориентированных тектонических пластин, а кроме того, рассланцованы, метаморфизованы до амфиболитов и зеленых сланцев и смяты в изоклинальные складки, опрокинутые на юго–восток. Плоскости разломов погружаются главным образом на

северо-запад под кристаллические породы архея под углом от 80 до 35°. Собственно контакт Верхнепылгинской толщи с песчано-сланцевыми породами верхней перми непосредственно в коренном залегании И.Л. Лившиц наблюдать не удалось. В плане же этот контакт представляет собой плавно выгнутую на юго-восток линию, срезающую местами мелкие складки в верхнепылгинской толще, в том числе и горизонт конгломератов. В составе последнего, наряду с галькой и валунами алевролитов и глинистых сланцев, наблюдается также большое количество обломков кремнистых пород и кварца. Количество последних в целом преобладает над обломками терригенного состава.

Все изложенное выше говорит о том, что контакт верхнепылгинской толщи с верхнепермскими породами скорее всего тектонический, а конгломераты внутриформационные. Этот контакт представляет собой крутой надвиг, по которому в различной степени метаморфизованные породы верхнепылгинской толщи надвинуты на верхнепалеозойские породы Северо-Тайгоносской зоны. В силу этого налегание метаморфизованных пород верхнепылгинской толщи на практически неизменные породы верхней перми вряд ли может быть, как считает И.Л. Лившиц, стратиграфическим, а является скорее всего тектоническим и не может служить доказательством послепермского возраста верхнепылгинской толщи.

Наконец, существует еще одно возражение против триасово-юрского возраста верхнепылгинской толщи. Как показаво нами ниже, отложения перми, триаса и юры п-ова Тайгонос и прилегающих к нему с северо-запада районов бассейна рек Туромчи, Гижиги и Парени образуют, за исключением небольших поднятий, стратиграфически выдержанный горизонт терригенных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород преимущественно андезитового состава с постепенным увеличением в нем роли обломочного вулканомиктового и вулканогенного материала в направлении на юго-восток в сторону п-ова Тайгонос. Подобная закономерность в распределении вулканогенного материала, характерная также и для всего северного побережья Охотского моря, позволяет говорить о существовании здесь в позднем палеозое и первой половине мезозоя обширного бассейна осадконакопления с устойчивым ареалом рассеяния обломочного и пирокластического материала андезитового состава. Существование внутри этого ареала узкой зоны накопления вулканогенных пород кварц-кератофирового состава и тонких кремнистых и терригенно-кремнистых осадков, практически стерильных в отношении грубого обломочного материала андезитового состава (а так получается, если считать возраст толщи триасово-юрским), представляется нам маловероятным.

Все сказанное выше позволяет, на наш взгляд, считать, что возраст верхнепылгинской толщи не может быть триасово-юрским и является по крайней мере доверхнепермским. Что касается нижней возрастной границы толщи, то определение ее является в настоящее время трудно разрешимой задачей. Принимая во внимание, что подобная последовательность вулканогенных и терригенно-кремнистых пород на Северо-Западной Камчатке характерна для нижнего и среднего палеозоя, возрастной объем толщи скорее всего будет соответствовать нижнему и среднему палеозою. При этом возраст кератофиров, спилитов и терригенно-кремнистых пород нижней части толщи будет отвечать нижнему палеозою, возраст терригенных алевролитов-сланцевых пород верхней части разреза толщи будет соответствовать, по-видимому, среднему палеозою.

\* \* \*

Приведенные данные показывают, что нижний и средний палеозой характеризуется в целом сложно построенным направленным рядом отложений, особенностями которого в областях с разным типом фундамента существенно меняются. В юго-восточной части рассматриваемой территории, в области развития фундамента меланократового типа, разрез комплекса начинается спилита-

ми, вариолитами и подчиненными им кремнистыми и карбонатными отложениями ордовика, выше располагаются кремнисто-терригенные и карбонатные рифогенные образования нижнего силура - девона, заканчивается разрез этого направленного ряда отложений фашиально изменчивым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных пород нижнего карбона. В южной части п-ова Тайгонос этот комплекс представлен мощной толщей морских тонкообломочных пород кремнисто-терригенного и карбонатно-терригенного состава. Юго-восточнее, в пределах Таловско-Майнского поднятия, в составе его появляются наземные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы среднего и кислого состава, а выше по разрезу континентальная угленосная моласса.

В северо-западной части рассматриваемой территории, в области распространения гранито-гнейсового фундамента, описанному ряду ниже-среднепалеозойских отложений, по всей вероятности, соответствуют кварцевые кератофиры, спилиты и кремнисто-терригенные породы верхнепылгинской толщи. Однако вопрос о возрасте этих образований в настоящее время остается открытым.

### ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

В нижней части ниже-среднепалеозойского комплекса выделяются спилит-диабазовая и, вероятно, замещающая ее на северо-западе кварц-кератофировая формации нижнего палеозоя. Эти формации обнажаются в тектонических блоках, выведенных на поверхность в разломах, ограничивающих структуры рассматриваемого региона с северо-запада и юго-востока, в силу чего делать какие-либо определенные выводы о закономерностях распределения их на площади и связях с конкретными структурами весьма трудно. Возрастное положение формаций и соотношение с вышележащими толщами в настоящее время установлено лишь для спилит-диабазовой формации.

Спилит-диабазовая формация распространена в юго-восточной части рассматриваемого региона. Формация залегает на породах меланократового фундамента и согласно перекрывается кремнисто-глинисто-слакцевой формацией нижнего силура. Основное место в составе формации занимают массивные и шаровые лавы базальтов с вариолитовой или спилитовой структурой основной массы. В верхней части разреза среди них появляются маломощные (1-2 м) горизонты розовых карбонатных пород и полосчатых кремнистых пород, содержащих тонкие (0,1-5,0 см) прослои граувакковых песчаников. Обломочный материал в последних представлен измененными плагиоклазами, пироксенами и зеленокаменно измененными вулканогенными породами основного состава. В самых верхах разреза среди базальтов появляются горизонты (5-10 м) рифогенных известняков. Мощность формации 1000-1500 м.

Кварц-кератофировая формация распространена в северо-западной части п-ова Тайгонос, по своему объему соответствует нижней части разреза верхнепылгинской толщи. По данным И.Л. Лившиц, в строении ее принимают участие зеленовато-серые порфиновые и миндалекаменные кератофиры, которым резко подчинены прослои лилово-серых и желтовато-серых кремнистых и филлитизированных сланцев, туфогравелитов с обломками кремнистых пород и кислых эффузивов и редкие пачки спилитов и туфов среднего состава. В нижней части залегает неустойчивый по мощности горизонт неравномерно расчлененных туфогравелитов и мелкогалечных зеленовато-серых конгломератов с уплощенной галькой алевролитов, кремнистых сланцев и кварцитов. Мощность формации 1300-1500 м.

Среднюю часть ниже-среднепалеозойского разреза занимает кремнисто-глинисто-сланцевая и карбонатная рифогенная формации нижнего силура - девона. Завершается разрез песчано-сланцевой граувакковой формацией низов карбона и сменяющей ее в верхнем визе - намоге континентальной молассой. В осевой части Таловско-Майнской зоны первая из них замещается маломощной вулканогенно-осадочной толщей и вулканитами среднего и умеренно кислого состава, вторая выклинивается.

## ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКО-НИЖНЕВОЛЖСКИЙ КОМПЛЕКС

Верхнепалеозойско-нижневожские отложения в пределах рассматриваемой территории распространены повсеместно. Однако полнота выходов и степень изученности их в разных районах далеко не одинаковы. Наиболее обширные выходы этих отложений имеются в северной части п-ова Тайгонос. Впервые они были закартированы и изучены здесь И.Р. Якушевым и Ю.В. Климовым в 1945-1947 гг., выделившими среди них породы пермского, средне- и поздне-триасового, ранне-среднеюрского и позднеюрского возраста. Позднее изучением этих отложений занимались Л.И. Тихомиров в 1961-1962 гг., М.С. Марков и Н.Б. Заборовская в 1962-1963 гг., Н.Б. Заборовская в 1965-1969 гг., Г.Е. Некрасов и Л.З. Липков в 1963 г., Г.Е. Некрасов и С.И. Бондарчук в 1964-1965 гг., В.А. Иванов в 1965-1966 гг., Н.А. Леоненко и Г.Н. Логинова в 1967-1968 гг., Е.А. Анциферов в 1968 г.

В результате всех этих исследований в разрезе северной части п-ова Тайгонос установлены отложения от верхней перми до юры включительно (Заборовская и др., 1972).

Этот разрез является практически непрерывным и включает в себя следующие толщи: 1) песчано-сланцевые и вулканогенные отложения верхней перми; 2) алевролито-сланцевые породы нижнего триаса; 3) алевролито-сланцевые отложения среднего триаса; 4) преимущественно глинисто-сланцевые отложения карнийского яруса верхнего триаса; 5) песчано-сланцевые и вулканогенно-осадочные породы юры - рэта; 6) вулканогенные образования нижней юры; 7) нижнюю алевролито-сланцевую толщу средней юры, аален-байосского возраста; 8) верхнюю песчаниковую толщу средней юры, байос-батского возраста; 9) нижнюю вулканогенную толщу верхней юры, предположительно келловей-оксфордского возраста; 10) срединскую алевролито-глинисто-сланцевую свиту кимериджского возраста; 11) гыр-ягинскую вулканогенно-осадочную свиту ранне-средневожского возраста.

В южной части п-ова Тайгонос присутствие мезозойских отложений впервые было показано в 1961-1962 гг. Л.И. Тихомировым, обнаружившим фауну пелещипод юрского возраста в туфопесчаниковых породах верховой р. Вискичуна. В 1963-1965 гг. С.И. Бондарчуком, Л.З. Липковым и автором в этом районе были выделены и закартированы фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и верхнего лейаса, средней, верхней юры и условно пермско-триасового возраста.

Верхнепалеозойско-нижневожские отложения на Северо-Западной Камчатке и в западной части Корякского нагорья изучались многими исследователями. Сведения об их стратиграфии содержатся в работах А.Ф. Михайлова (1955, 1959а,б; 1961), А.Ф. Михайлова и А.Д. Кочетковой (1958), И.М. Миговича (1963, 1972), Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецова (1966), И.М. Миговича и В.П. Похиалайна (1971), Я.Г. Москвина и В.В. Иванова (1965), Л.А. Анкудинова и Ю.М. Резника (1966) и др.

В настоящее время (Мигович, 1963, 1972; Мигович, Похиалайнен, 1971) в составе их выделяются отложения нижней и верхней перми, среднего и верхнего триаса, а также нижней и средней юры.

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Верхнепалеозойско-нижневожский комплекс образован отложениями терригенного, вулкано-терригенного и вулканогенного состава. В направлении с северо-запада на юго-восток отложения комплекса претерпевают ряд закономерных фациальных изменений, позволяющих выделить для них четыре крупные фациальные зоны: Северо-Тайгоносскую, Южно-Тайгоносскую, Пенжинско-Анадырскую и Таловско-Майнскую (рис. 3, см. вкладку). Выделен-

ные зоны соответствуют в структурном отношении синклиновым и антиклинорным формам первого порядка и характеризуются определенным, свойственным только им типом разреза.

### Северо-Тайгоноская зона

Северо-Тайгоноская зона соответствует в структурном отношении всему Северо-Тайгоносскому синклинорию и характеризуется огромной мощностью отложений, наибольшей полнотой их разреза и преимущественным распространением среди них пород терригенного и вулканотерригенного состава.

На современном эрозионном срезе отложения этой зоны обнажаются в северо-западном крыле Северо-Тайгоносского синклинория. Выходы их широкой полосой северо-восточного простирания прослеживаются через весь п-ов Тайгонос, от его западного побережья до низовий р. Парени (см. рис. 3 разрезы 9-12 на вкладке).

В настоящее время их разрез лучше всего изучен в западной части полуострова. Нижняя часть его, соответствующая по возрасту верхней перми - среднему триасу, наиболее подробно описана Н.Б. Забровской (пермь) и Н.А. Леоненко и Г.Н. Логиновой (триас) в береговых обрывах Гижигинской губы между устьями р. Тополовки и руч. Глиняного (см. рис. 3, разрез 9). Последовательность залегания пород здесь следующая<sup>1</sup>

Мощность, м

#### Верхняя пермь

##### Нижняя алевролитосланцевая толща

- |  |      |
|--|------|
| 1. Темно-серые, почти черные алевролиты и глинистые сланцы с прослоями черных и светло-зеленых мелкозернистых вулканических песчаников (несколько сантиметров - метры) с остатками <i>Kolytia</i> sp. indet. . . . . | 1750 |
|--|------|

##### Верхняя песчанниковая толща

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Светло- и темно-серые мелкозернистые туфопесчаники (1-2 - 15-20 см) с редкими прослоями черных мелкозернистых песчаников (до 1 м) и отдельными прослоями конгломератов (1 м)  | 300   |
| 2. Черные массивные неслоистые мелкозернистые песчаники, в низах пачки содержащие отдельные редкие прослои серых мелкозернистых туфопесчаников (до 10 см) . . . . .  | 320   |
| 3. Тонкое переслаивание темно- и светло-серых, зеленовато-серых туфоалевролитов и туфопесчаников, иногда слабо известковистых (1-2-10 см), содержащих редкие прослои андезитовых туфов и отдельные прослоя конгломератов (1-2 м) . . . . .   | 350   |
| 4. Серые и зеленовато-серые туфопесчаники с редкими прослоями черных мелкозернистых песчаников и черных, светло-серых и зеленоватых алевролитов и туфоалевролитов, вулканических гравелитов и андезитовых туфов с многочисленными остатками <i>Kolytia</i> sp. indet. . . . .  | 550   |
| 5. Вулканические конгломераты (0,5-5,0 м) с подчиненными им по мощности прослоями туфопесчаников и алевролитов; в гальке конгломератов преобладают вулканогенные породы преимущественно среднего и основного состава, реже - кислого состава; в алевролитах обнаружены отпечатки крупных раковин <i>Kolytia</i> sp. indet. . . . . | 50-60 |

<sup>1</sup>Здесь и далее разрезы описываются снизу вверх.

6. Черные тонкосланцеватые алевролиты и мелкозернистые тонко-плитчатые песчаники (0,1-2,0 м) с отдельными прослоями песчаных и глинистых известняков и четырьмя-пятью горизонтами конгломератов мощностью 20-30 м. В песчаниках и алевролитах собраны остатки *Kolytia cf. pterinaeiformis* Popow, *Kolytia sp. indet.* . . . . . 500

Нижний триас

1. Черные конгломераты с пелитовым цементом, сложенные галькой песчаников, темно-серых известково-глинистых сланцев, песчаных известняков размером 8-10 см, и темно-серые массивные конгломераты с галькой измененных андезитов, базальтов и их туфов, а также осадочных пород; размер гальки 4-25 см . . . . . 60
2. Темно-серые блестящие глинистые сланцы и полосчатые алевролиты с конкрециями известковистого состава; серые мелкозернистые полосчатые и пятнистые песчаники с остатками *Prospiringites sp. indet.*, *Nordophraceras cf. schmidti* (Mojs.), *N. cf. karpinskii* (Mojs.), *N. ex. gr. olenekense* . . . . . 140
3. Конгломераты с галькой темно-серых глинистых сланцев, светлых кремневых песчаников, реже - андезитов и диабазов с песчано-глинистым заполнителем . . . . . 30

Средний триас

1. Темно-серые глинистые сланцы с конкрециями известковистого, известковисто-песчаного состава . . . . . 65
2. Серые мелкозернистые песчаники (до 15 м), серые алевролиты (до 20 м) с прослоями темно-серых глинистых сланцев с конкрециями известково-песчаного состава (до 1 м) . . . . . 89
3. Черные углисто-глинистые сланцы . . . . . 85
4. Серые полосчатые алевролиты с тонкими прослоями темно-серых и черных глинистых и углисто-глинистых сланцев (0,3-2,0 м) . . . . . 150
5. Темно-серые тонколистватые блестящие глинистые сланцы, содержащие в верхней части линзы серых алевролитов и песчаников (мощность 1-2 м) и остатки аммонитов . . . . . 66
6. Серые полосчатые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев (0,2-2,0 м), с остатками анизийских *Czekanowskites cf. gastroplanus* (Popow), *Arctohungarites ex gr. trofomis* (Mojs.), *Amphipopanoceras cf. dzeginensis* (Voin.) . . . . . 35
7. Черные углисто-глинистые сланцы . . . . . 85
8. Серые мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев и алевролитов (0,2-2,0 м) . . . . . 75

Из аналогичных отложений на южном берегу Тополовской бухты кроме перечисленных остатков фауны Н.Б. Заборовской собраны анизийские *Arctohungarites triformis* (Mojs.), *A. cf. triformis* (Mojs.), *A. cf. probus* (Kiparisova), *A. cf. laevigatus* Popow, *A. cf. ojunensis* Popow, *Amphipopanoceras zvetkovi* Popow, *A. cf. zvetkovi* Popow, *A. dzeginensis* Voin., *Parapopanoceras sp. indet.*, *Czekanowskites gastroplanus* (Popow), *Frechites sp. indet.*, *Hillandites sp. indet.*, *Tropigastrites sp. indet.*

На этом разрез верхнего палеозоя и мезозоя на побережье Гижигинской губы прерывается. Продолжение его описано Н.А. Леоненко и Г.И. Логиновой в истоках рек Кенгевеема, Ван-Уоньявояма и Малой Чайбухи (см. рис. 3, разрез 11). Согласно на слоях с анизийской фауной здесь залегают:

Средний триас

## Ладинский ярус (?)

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Серые и серовато-зеленые песчаники, преимущественно среднезернистые, с прослоями и линзами глинистых сланцев и алевролитов (мощность до 1 м) . . . . . | 300-350 |
|---|---------|

Верхний триас

## Карнийский ярус

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Серые до светло-серых глинистые сланцы, волнисто-слоистые, с остатками <i>Holobia</i> cf. <i>austriaca</i> Mojs., <i>H.</i> cf. <i>zitteli</i> Lind., <i>Spiriferina</i> sp. indet. . . . . | 60  |
| 2. Серые алевролиты и глинистые сланцы, параллельнослоистые с отчетливыми волноприбойными знаками . . . . .  | 220 |
| 3. Темно-серые, серые и зеленовато-серые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями (мощностью до 0,5 м) серовато-зеленых мелкозернистых и алевролитистых песчаников . . . . .                  | 120 |

## Норийский ярус

## Моноотисовые слои

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Конгломераты зеленовато-серые и темно-малиновые, вулканомиктовые (преобладает галька андезитов), выше по разрезу более мелкогалечные и с прослоями (мощностью до 15 м) светло-серых песчаников и гравелитов. В отдельных случаях их подошва срезает рвущие карнийские сланцы дайки андезитов, а галька этих андезитов наблюдается в самих конгломератах . . . . .   | 200-370 |
| 2. Песчаники вулканомиктовые, разнозернистые с <i>Oxytoma</i> sp. indet., <i>Gryphaea</i> sp. indet., <i>Limas</i> sp. indet., <i>Tosapecten</i> sp. indet., <i>Monotis</i> sp. indet. . . . .   | 80      |
| 3. Глинистые сланцы, черные, с прослоями мелкозернистых песчаников (0,2-0,5 м) и алевролитов, вверху с прослоями (до 3 м) мелкогалечных конгломератов, состоящих из гальки осадочных пород, остатки <i>Oxytoma</i> cf. <i>mojsisovicsi</i> Tell., <i>Palaeopharus</i> cf. <i>buriji</i> Kipar., <i>Tosapecten</i> cf. <i>hiemalis</i> (Tell.), <i>Lima</i> sp. indet., <i>Monotis</i> ex gr. <i>ochotica</i> (Keys.) и др. . . . . | 110     |
| 4. Углисто-глинистые сланцы черные, с прослоями алевролитов (0,4-4,0 м), серых мелкозернистых песчаников (до 10 м) и мелкогалечных конгломератов из гальки осадочных пород (до 4 м) . . . . .  | 200     |
| 5. Серые, серовато-зеленые глинистые сланцы . . . . .  | 150     |

Надмоноотисовые слои норийско-рэтских (?) отложений в данном разрезе отсутствуют. В последовательном залегании совместно с подстилающими их моноотисовыми и перекрывающими их нижнеюрскими отложениями надмоноотисовые слои описаны Н.Б. Заборовской на левобережье р. Кычувзвеема. Последовательность норийско-рэтских (?) и нижнеюрских слоев в этом разрезе следующая:

## Норийско-рэтский ярус (?)

## Моноотисовые слои

Мощность, м

- |   |  |
|---|--|
| 1. Зеленовато-серые известковистые туфогенные разнозернистые песчаники и алевролиты, в верхах фиолетово-красные туфогенные песчаники с редкими прослоями (до 10 м) андезито-базальтов . . . . . |  |
|---|--|

- и их агломератовых туфов; остатки *Piarorhynchia* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *mojsisovicsi* Tell., *Monotis ochotica* (Keys.), *Tosapecten* sp. indet. . . 350
2. Серовато-голубые и серовато-зеленые вулканомиктовые песчаники и алевролиты с остатками *Spiriferina* sp. indet., *Kolymithyris* sp. indet., *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Oxytoma* sp. indet. (O. ex gr. *omolonense* Kipar.), *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica* var. *pachypleura* Tell., *M. ochotica* var. *ambigua* Tell., *M. ochotica* var. *sparsicostata* Tell., *Aequiptecten* ? *koniense* Tuschk., *Palaeopharus buriji* Kipar., *Lima naumanni kolymaensis* Pulub. . . . . 250

Надмонокисовые слои

1. Серовато-зеленые и серовато-голубые неслоистые вулканомиктовые песчаники, в верхней половине с прослоями алевролитов, фиолетово-бурых песчаников, гравелитов и конгломератов (10-30 см); в кровле метровый пласт песчаника - ракушняка. Отсюда собраны остатки *Piarorhynchia* cf. *atrata* Dagys, *Spiriferina* sp., *Kolymithyris* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *scanica* (Lundgr.), *Oxytoma* sp. indet., *Meleagrinnella* sp. (M. ex gr. *formosa* Vozin), *Entolium* ex gr. *kolymaense* Kipar., *E. kolymaense* Kipar., *Chlamys* sp. indet., *Tosapecten* sp. indet., *Lima transversa* Polub., *Gryphaea keilhaui* var. *omolonensis* Kipar., *Anodontophora* sp. indet., *Palaeopharus* ex gr. *buriji* Kipar., *Palaeopharus* sp., *Ochotomya amandykanensis* (Tuschk.) . . . . . 250
2. Фиолетово-зеленые андезито-базальтовые брекчии, темно-зеленые, часто миндалекаменные базальты с редкими прослоями туфогенно-осадочных пород . . . . . 75
3. Серовато-зеленые песчаники, черные алевролиты с растительным детритом . . . . . 50
4. Серовато-зеленые конгломераты . . . . . 20
5. Темно-зеленые андезиты и их туфы . . . . . 150
6. Серовато-зеленые конгломераты с прослоями черных алевролитов (до 10 м) и грубозернистых вулканомиктовых песчаников с остатками *Piarorhynchia* sp., *Tosapecten* ex gr. *efimovae* Polub., *Tosapecten* sp. indet., *Oxytoma* ex gr. *mojsisovicsi* Tell., *Entolium kolymaense* Kipar., *Gryphaea* ex gr. *keilhaui* Boehm., *Lima* sp. indet. . . . . 100

Нижняя юра

1. Темные зеленовато-серые и серые туфы пироксеновых базальтов, агломератовые, крупно-, средне-, мелко- и тонкообломочные, с редкими пластинами темно-серых порфировых пироксеновых базальтов (мощностью до 2 м) . . . . . 250
2. Черные окварцованные аргиллиты и алевролиты, зеленовато-серые туфопесчаники, зеленовато-серые андезито-базальтовые туфы, реже - пироксеновые базальты и андезиты . . . . . 200
3. Зеленовато-серые пироксеновые базальты, андезиты и их разнообломочные туфы. . . . . 600
- Средне- и верхнеюрские отложения в непрерывном разрезе наблюдались в западной части полуострова на многих участках. В верховьях рек Кенгеее и Ван-Уоньяояма (см. рис. 3, разрез 11) из разрез, по данным Н.А.Леоненко и Г.Н.Логиновой, следующий:

Средняя юра

Нижняя алевролитно-сланцевая топша

1. Конгломераты крупно-, среднегалечные, с прослоями гравелитов мощностью 1-4 м, с обломками андезитов и глинистых сланцев . . . . . 80

2. Алевролиты темно-серые, тонкополосчатые, с прослоями черных тонколистоватых глинистых и углисто-глинистых сланцев (мощностью до 20 м), а также светло-серых кремнистых алевролитов и песчаников (мощностью до 2 м) . . . . .	250
3. Глинистые сланцы и алевролиты, темно-серые, почти черные, с тонкой параллельной слоистостью, особенно хорошо заметной на выветрелой поверхности. В этих слоях Л.И. Тихомировым найдены <i>Pseudolioceras</i> ex gr. <i>compactile</i> (Simpson), <i>Ps.</i> ex gr. <i>dumortieri</i> Buckman, <i>Inoceramus</i> cf. <i>quenstedti</i> Pêelinzeva, <i>Parainoceramus</i> cf. <i>amygdaloides</i> Goldfuss, <i>P.</i> cf. <i>cariniformis</i> Voronetz, относящиеся, по мнению И.В.Полуботко, к зоне <i>Pseudolioceras compactile</i> . . . . .	350
4. Глинистые и углисто-глинистые сланцы, черные и темно-серые, с прослоями песчаников мощностью 0,2-0,3 м, с остатками <i>Coniopteris</i> sp. . . . .	120
5. Чередующиеся темно-серые глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники мощностью до 1,5 м, с остатками раннебайосских <i>Inoceramus lucifer</i> Eichw., <i>I.</i> cf. <i>lucifer</i> Eichw., <i>I.</i> ex gr. <i>lucifer</i> , <i>I.</i> sp.indet.	180

Верхняя песчаниковая толща

1. Светло-серые песчаники, мелко- и среднезернистые, с редкими прослоями темно-серых тонкополосчатых глинистых сланцев мощностью 2-5 м . . . . .	160
2. Песчаники серые мелко- и среднезернистые, массивные, плохо сортированные, с прослоями гравелитов мощностью 5 м, с остатками позднебайосских <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>elongatus</i> (Kosch.), <i>I.</i> cf. <i>lucifer otolonensis</i> Polub., <i>I.</i> sp. indet. . . . .	100
3. Чередование крупных (до 40 м) пачек вулканомиктовых песчаников, содержащих прослой гравелитов и темно-серых массивных и тонкополосчатых алевролитов . . . . .	250
4. Песчаники серые, вулканомиктовые, мелкозернистые и среднезернистые, с крупными пачками (до 40 м) среднегалечных конгломератов и гравелитов и остатками позднебайосских - батских <i>Inoceramus</i> cf. <i>eximus</i> Eichw., <i>I.</i> ex gr. <i>kystatymensis</i> Kosch.	170

Верхняя юра

Нижняя вулканогенная толща

1. Туфы андезитов и дацитов с подчиненными им в разрезе пачками андезито-базальтов и песчаников . . . . .	200
---	-----

Среднинская алевролитоглинисто-сланцевая свита

1. Глинистые сланцы и алевролиты с прослоями мощностью от 2-3 до 10 м мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, фацциально замещающихся в северном и северо-восточном направлениях углисто-глинистыми сланцами с растительным детритом. Фауна: <i>Nucula</i> (?) sp. indet., <i>Aucella mospuensis</i> (Buch.), <i>A.</i> cf. <i>orbicularis</i> Hyatt, <i>A.</i> cf. <i>rugosa</i> (Fisch.), <i>A.</i> aff. <i>orbicularis</i> Hyatt., <i>A. lindstroemi</i> Sok., <i>A. vuguaamiensis</i> Par. . . . .	1000
--	------

Гырьянгинская свита

Нижняя подсвита

1. Глинистые сланцы с прослоями темно-серых афировых и мелкозернистых андезитов мощностью до 40 м. Фауна: <i>Ammonites</i> gen. indet. (возможно, <i>Amoeboceras</i> ), <i>Aucella orbicularis</i> Hyatt. . . . .	100
---	-----

2. Андезито-базальты и базальты зеленовато-серые, афировые и миндалекаменные . . . . . 150
3. Андезиты темно-серые, порфировые, массивные и миндалекаменные, с пачками глинистых сланцев (мощностью от 3 до 30 м). Глинистые сланцы содержат остатки *Arctoris* sp. indet., *Meleagrinella* sp. indet., *Aucella rugosa* (Fisch.), *A. aff. rugosa* (Fisch.), *A. mosquensis* (Buch.), *A. cf. mosquensis* (Buch.), *A. orbicularis* Hyatt., *A. vuguaamensis* Parak., *A. cf. lindstroemi* Sok., *A. sp. indet.*, *Chlamys* sp. indet., *Mytilus* sp. indet., *Astarte* (?) sp. indet., *Pleurotomaria* sp. indet., *Dentalium* sp. indet., *Rhynchonellidae* gen. indet., *Boreiothyris* sp. indet. . . . . 100
4. Алевролиты и глинистые сланцы с резко подчиненными пластинами темно-серых афировых андезитов мощностью до 20 м и редкими двухметровыми прослоями темно-серых с зеленоватым оттенком мелкозернистых песчаников. Отсюда собраны остатки кимеридж-ранневожжских ауцелл, а также *Oxytoma* sp. indet., *Arctoceras* sp. indet., *Lima* sp. indet. . . . . 150

Средняя подсвита

1. Чередование темно-серых андезитов, туфоандезитов и туфопесчаников с остатками *Arctotis* sp. (*Arctotis intermedia* Bodyl.), *Arctotis* sp. indet., *Meleagrinella* aff. *ovalis* (Prillips), *M. sp. indet.*, *Oxytoma* sp., *Aucella piochii* Gabb., *A. circula* Parak., *A. aff. circula* Parak., *A. aff. rugosa* (Fisch.), *A. aff. mosquensis* (Buch.), *A. orbicularis* Hyatt., *A. aff. rugosa* (Fisch.), *A. cf. fischeriana* Orb., *A. cf. flexuosa* Parak., *A. sp. indet.*, *Chlamys* (?) sp. indet., *Modiolus* (?) sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Dentalium* (?) sp. indet. . . . . 300-400

Верхняя подсвита

1. Андезиты, андезито-базальты и их туфы, реже дациты . . . . . 600-800

Аналогичный разрез среднеюрских и верхнеюрских отложений наблюдается, по данным Л.З. Липкова и автора, на западном побережье полуострова в бухте Имповеем, на п-ове Халпили и в зал. Среднем (см. рис. 3, разрез 10). Разрез средней и верхней юры описан здесь в коренных обнажениях морского берега и является для северо-западной части п-ова Тайгнос стратотипическим.

Последовательность отложений в этом разрезе следующая:

Мощность, м

Средняя юра

Нижняя алевролито-сланцевая толща

1. Черные шелковистые глинистые сланцы, содержащие несколько прослоев рассланцованных песчаников мощностью от 1 до 0,7 м 250-300
2. Черные тонко- и грубослоистые песчано-глинистые сланцы с линзами и прослоями алевролитов, загрязненных песчаным материалом . . . . . 130
3. Черные грубослоистые и массивные алевролиты и глинистые сланцы с редкими прослоями среднезернистых песчаников . . . 400-450

Приблизительно из средней части описанной толщи в глинистых и песчано-глинистых сланцах собраны *Inoceramus* cf. *ambiguus* (Eichw.), *I. ex gr. formosulus* (Volz)?, *I. sp. indet.* (*I. ex gr. retrorsus* Keys.), *I. ex gr. lucifer* (Eichw.).

## Верхняя песчаниковая толща

- |  |       |
|--|-------|
| 1. Серые среднезернистые песчаники, иногда обильно обогащенные органическим детритом, с тонкими прослоями (2–3 см) глинистых сланцев и с многочисленными остатками стволов деревьев, с раковинами иноцерамов, отдельные экземпляры которых достигают 30–35 см в высоту . . . . . | 25–30 |
| 2. Черные глинистые сланцы, чередующиеся с пластами серых среднезернистых песчаников мощностью 1 м, повторяющимися в разрезе через 0,5–0,7 м . . . . .   | 30    |
| 3. Темно-серые гравелиты, переходящие местами в мелкогалечный конгломерат, с галькой эффузивов среднего состава размером 2–3 см. . . . .   | 3     |
| 4. Светло-серые среднезернистые песчаники с редкими прослоями глинистых сланцев и алевролитов мощностью до 1,5 м и пластами грубозернистых песчаников, содержащих многочисленные остатки иноцерамов и окаменелых стволов деревьев . . . . .                                      | 300   |

Среди иноцерамов в песчаниковой толще установлены: *Inoceramus ex gr. porrectus* (Eichw.), *I. ex gr. retrorsus* (Keys.), *I. ex gr. lucifer* (Eichw.), *I. aff. borealis* (Kosch.), *I. cf. tschubukulachensis* (Kosch.), *I. ex gr. kystatymensis* (Kosch.), *I. cf. kolymaensis* (Bel.).

Завершают разрез средней юры:

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Тонко переслаивающиеся алевролиты (мощность слоев 10 см) и глинистые сланцы (мощность 1 см) . . . . .   | 100 |
| 2. Тонко переслаивающиеся (мощность слоев 2–3 см) темно-серые мелкозернистые песчаники, черные алевролиты и глинистые сланцы с выщелоченными конкрециями известковисто-песчаного состава и редкими остатками <i>Inoceramus ex gr. porrectus</i> (Eichw.), <i>I. sp. indet.</i> ( <i>I. ex gr. bulunensis</i> Kosch.), <i>I. sp. indet.</i> ( <i>I. ex gr. vagt</i> Kosch.) . . . . . | 150 |

Верхняя юра

## Нижняя вулканогенная толща

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Слоистые темно-бурые, зеленоватые и фиолетовые средне- и тонкообломочные туфы базальтов, содержащие тонкие прослои тонкополосчатых фиолетово-коричневых и зеленых яшм; выше среди туфов – пласты бурых туфопесчаников и песчаников мощностью от 2 до 3–5 м . . . . . | 75–100 |
|---|--------|

В бухте Имповеема и на п-ове Хатпилли разрез юры на этом прерывается. Более молодые горизонты юрского разреза вскрываются далее в зал. Среднем. От тектонического контакта со среднеюрскими песчаниками и гравелитами, к которому приурочена мощная (до 30 м) дайка дацита, вверх по разрезу обнажаются:

Мощность, м

Верхняя юра

## Нижняя вулканогенная толща

- |   |   |
|---|---|
| 1. Крупнообломочные туфы базальтов, чередующиеся с алевролитами и песчаниками, отличающимися от туфов только лучшей сортировкой и окатанностью обломков вулканических пород . . . . . | 2 |
|---|---|

2. Зеленовато-серые афировые базальты с крупными (1-7 см) миндалинами кальцита и хлорита . . . . .	150
3. Черные лавы и кластолавы андезитов . . . . .	50
4. Светло-серые песчаники с окаменелой древесиной; содержат остатки призматического слоя иноцерамов, остатки <i>Entolium</i> sp. indet., <i>Belemnites</i> , gen. indet. . . . .	26

## Среднинская свита

1. Монотонные толстоплитчатые сланцы с редкими прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью до 1-5 см, в низах с остатками <i>Aucella</i> sp. indet, в верхах - <i>Aucella bronni</i> (Rouill), <i>A. jaropolensis</i> Parak. (из сборов М.С. Маркова и Н.Б.Заборовской), <i>A. cf. mosquensis</i> (Buch.), <i>A. tenuistriata</i> Lah., <i>A. cf. orbicularis</i> Hyatt., <i>A. aff. gracilis</i> Pavl., датирующими эти слои верхней половиной оксфорда - нижней частью кимериджа . . . . .	1300-1400
--	-----------

## Гырьянгинская свита

1. Черные листоватые глинистые сланцы, ритмично переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами мощностью 4-5 см, повторяющимися в разрезе через 0,3-0,5 м . . . . .	150
2. Черные среднеобломочные литокристаллокластические туфы андезитов, заключающие маломощные прослои (мощностью 2-3 см) серых крупнообломочных туфов того же состава и пачки (мощностью до 10-15 см) темно-серых косослоистых алевролитов, пепловых туфов и туффитов с отпечатками растений . . . . .	60
3. Темно-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты с повторяющимися через несколько десятков сантиметров прослоями (мощностью 3-5 см) тонкообломочных кремнистых пород, светлый серый цвет которых резко контрастирует с темной окраской песчаников, придавая толще полосчатое строение . . . . .	150
4. Темно-серые массивные мелкозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов и среднезернистых песчаников темно-серой окраски . . . . .	280
5. Черные алевролиты, тонко переслаивающиеся с глинистыми сланцами и светлыми зеленовато-серыми пепловыми туфами среднего состава . . . . .	50
6. Зеленые хлоритизированные андезиты . . . . .	150
7. Тонко переслаивающиеся глинистые сланцы и алевролиты с повторяющимися в разрезе через 5-10 м пачками (мощностью 1-3 м) массивных и полосчатых пепловых и мелкообломочных туфов андезитов с остатками окаменелой древесины . . . . .	200
8. Зеленые хлоритизированные андезиты . . . . .	50
9. Черные массивные и тонкополосчатые пепловые туфы андезитов . . . . .	30

Северо-восточнее в истоках ручьев Гырьянгина и Етваяма помимо осадочно-вулканогенных пород в верхней части описанной толщи широкое развитие приобретают зеленые и зеленовато-бурые крупнообломочные туфы оливиновых базальтов. Здесь же собраны остатки пелеципод кимериджского - ранневолжского возраста: *Terebratula* sp. indet., *Aucella mosquensis* (Buch.), *Pleuromya* sp. indet., *Camptonectus?* sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Anisocardia* (?) sp. indet., *Lima* sp. indet.

Приведенный разрез характеризуется циклическим строением. Первый, неполный, цикл объединяет породы верхнепермского возраста, второй - триаса и

нижней юры, третий - средней юры и низы верхней юры и четвертый - вторую половину верхней юры. Циклы начинаются с базальных конгломератов, состоящих целиком из гальки вулканогенных пород андезитового и андезит-базальтового состава. Вверх по разрезу они сменяются монотонными алевролит-аргиллитовыми толщами, заключающими внутри себя маломощные пачки и прослои вулканомиктовых песчаников и гравелитов, реже мелко- и среднеобломочных туфов, обломочный и пирокластический материал в которых также исключительно андезитового и андезит-базальтового состава. Отдельные обломки принадлежат к вулканогенным породам кислого и умеренно кислого состава. Выше в разрезе циклов появляются грубообломочные породы - песчаники, гравелиты, конгломераты и ассоциирующие с ними туфы андезитового состава. Эти отложения в свою очередь обладают элементами цикличного и ритмического строения. Заканчиваются полные циклы вулканогенными породами андезитового состава.

Таким образом, каждый цикл образован одним и тем же направленным рядом отложений: терригенные тонкообломочные породы → терригенные грубообломочные и вулканогенно-осадочные отложения → вулканогенные породы. По закономерному расположению своих членов этот направленный ряд может рассматриваться как своеобразный регрессивный ряд отложений, заканчивающийся вулканитами. Аналогичные разрезы верхнепалеозойско-нижеволжских отложений наблюдаются северо-восточнее, в центральной и восточной частях зоны (см. рис. 3, разрез 12). Это позволяет рассматривать описанный ранее разрез в качестве типичного разреза зоны, а его цикличность как отражение одной из важнейших сторон ее развития.

В северо-западном направлении, в Гижигинской зоне яно-колымских мезозойд, фациальная обстановка существенно меняется. Характерные для Северо-Тайгоносской зоны вулканогенные и вулканогенно-терригенные породы замещаются здесь фациально изменчивыми и в целом меньшими по мощности терригенными, терригенно-карбонатными и терригенно-кремнистыми отложениями. Для них намечаются два типа разреза (Терехов, 1962-1971; Снятков, 1963; Васецкий, Дорогой, 1965; Политов, 1968; Ганелия, 1971, 1973; Мерзляков и др., 1971).

Первый из них, соответствующий наиболее прогнутым частям этой зоны (см. рис. 3, колонки 3 и 6), по своему стратиграфическому объему близок разрезам верхнепалеозойско-нижеволжских отложений северной части п-ова Тайганос, но отличается от них меньшей мощностью и почти полным отсутствием вулканогенных пород, которые замещаются здесь преимущественно монотонными песчано-сланцевыми толщами. В отличие от аналогичных им песчано-сланцевых пород северной части п-ова Тайганос последние к тому же характеризуются большей известковистостью, а также полимиктовым, а не вулканомиктовым составом обломочного материала.

Второй тип разреза отвечает относительно приподнятым участкам с близповерхностным залеганием кристаллического дорифейского фундамента (Омолонский массив, Нижне-Пареньский выступ, Бутальское поднятие) и характеризуется сокращенной мощностью распространенных в их пределах пермских, триасовых и юрских отложений и присутствием среди них прослоев карбонатных пород и пелещиподовых ракушнякав (см. рис. 3, колонки 4, 5, 7).

### Южно-Тайгоносская зона

Южно-Тайгоносская зона отличается от ранее описанной сокращенным разрезом и преимущественным распространением пород вулканогенного и вулканогенно-осадочного состава. По преобладанию среди них пород собственно вулканогенного или вулканогенно-осадочного происхождения эта зона подразделяется на две подзоны: Вискичунскую и Нейнегскую.

Вискичунская подзона располагается вдоль северо-западного края Южно-Тайгоносского антиклинория. В пределах этой подзоны обнажаются породы юрского возраста, выходы которых полосой шириной от 5 до 8 км прослежи-

ваются по левобережью р. Вискичуна с побережья Внутренней губы до р. Кенегевеема. Основное место в разрезе юры этой подзоны принадлежит своеобразным и свойственным только этой части п-ова Тайгонос морским зеленокаменно измененным вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам андезитового и андезито-базальтового состава. По данным Л.З. Липкова и автора, их разрез в бассейне нижних левых притоков р. Вискичуна начинается пачкой светло-серых окремнелых пепловых, мелкообломочных и крупнообломочных туфов среднего и основного состава, неравномерно чередующихся с подчиненными им туфопесчаниками, туфогравелитами, кремнистыми сланцами и кремнистыми алевролитами с остатками *Ochotorhynchia otolonensis* Dagys, датирующими эти слои нижним лейасом. Мощность отложений 200–400 м. Выше нижнелейасовых слоев залегают отложения верхнего лейаса, перекрывающиеся в свою очередь согласно толщей средней и верхней юры. Последовательность отложений в разрезе следующая:

Мощность, м

Нижняя юра

Верхний лейас

1. Зеленовато-серые массивные средне- и крупнообломочные кристалло-литокластические туфы среднего и основного состава, преимущественно с базальным типом цементации, чередующиеся с тонкослоистыми зеленовато-голубыми афанитовыми пепловыми и мелкообломочными туфами. В верхних частях пачки в кровле прослоев пепловых и мелкообломочных туфов наблюдаются комочки (мощность до 1–3 см) черных глинистых пород и алевролитов со знаками ископаемой ряби . . . . . 500
2. Тонкослоистые, в отдельных прослоях мощностью 25–30 см, косослоистые вулканомиктовые песчаники и вулканомиктовые гравелиты, чередующиеся со светло-серыми пепловыми туфами, туфалевролитами и кремнистыми сланцами; содержат редкие пласты зеленовато-серых средне- и крупнообломочных туфов среднего и основного состава. В прослоях пепловых туфов и песчаника – многочисленные остатки ископаемой фауны тоара – низов аалена и редкие отпечатки юрской флоры, из которых определены: *Asteroides* gen. indet., *Meleagrinnella?* sp. indet., *Oxytoma* sp. (*O. ex gr. toariensis* Roll.), *Entolium* sp. indet., *Variamussium* ex gr. *personatum* (Ziet.), *Mytiloides* sp., *Belemnites* gen. indet., *Pentacrinus* sp. indet., *Cladophlebis* cf. *denticulata* (Brongn.) Font, *C. cf. williamsonii* (Brongn.) Pryn . . . . . 500–600

Средняя юра

1. Серовато-зеленые массивные или рассланцованные пепловые туфы андезитов с прослоями крупно- и среднеобломочных туфов, туфопесчаников и туфогравелитов среднего и основного состава . . . . . 120
2. Зеленые, фиолетовые или кремовые массивные и слоистые крупнообломочные туфы, преимущественно основного состава, чаще с базальным пепловым окремнелым цементом . . . . . 200–350
3. Зеленовато-серые пепловые туфы, кремнистые алевролиты и сланцы с прослоями среднеобломочных туфов, туфопесчаников и туфогравелитов среднего и основного состава . . . . . 35–40
4. Зеленовато-серые массивные, реже слоистые мелкозернистые вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники среднего и основного состава, в низах – с прослоями кремнистых алевролитов, в верхах – мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов; содержат остатки *Inoceramus?* sp. indet., *Modiolus* sp. (*M. urmiensis* Pcel.) . . . . . 300

Верхняя юра

5. Тонко переслаивающиеся зеленовато-серые туфопесчаники, туфо-алевролиты, пепловые туфы среднего состава, кремнистые сланцы и кремнистые алевролиты; в средней части содержатся остатки <i>Camptonectes</i> ? sp. indet., <i>Modiolus</i> ex gr. <i>bolodekensis</i> Nor., <i>Protocardium</i> ? sp. indet., <i>Bureiamya</i> cf. <i>aleutica</i> (Eichw.), <i>Mactromya</i> ? ex gr. <i>laevigata</i> (Lah.), <i>Ostrea</i> sp. indet., в верхах - <i>Camptonectes</i> ex gr. <i>lens</i> (Sow.), <i>Inoceramus</i> sp. indet. (обломок ядра с густой и рельефной концентрической скульптурой), указывающие скорее всего на начало поздней юры . . . . .	350-400
6. Зеленовато-серые со слабым фиолетовым оттенком, массивные, иногда тонкослоистые среднеобломочные туфы среднего и основного состава с горизонтами и субпараллельно ориентированными плитчатыми включениями (димиктиты) темных фиолетовых яшмовидных пепловых туфов; размер обломочного материала в туфах постепенно увеличивается вверх по разрезу . . . . .	300
7. Зеленые, зеленовато-фиолетовые хорошо сортированные вулканомиктовые гравелиты . . . . .	10
8. Зеленовато-бурые, фиолетовые миндалекаменные плагиобазальты	50
9. Зеленовато-серые массивные, иногда слоистые мелкообломочные туфы среднего и основного состава . . . . .	300
10. Темно-зеленые, грязно-зеленые туфогравелиты с прослоями зеленовато-серых туфопесчаников с <i>Aucella</i> ex gr. <i>mosquensis</i> (Buch.) . . . . .	70
11. Светло-серые слоистые туфы среднего и основного состава . . . . .	40

Выше в разрезе наблюдаются монотонные вулканогенные породы основного и среднего состава, сопоставимые с волжско-валанжинскими вулканитами северо-западной части п-ова Тайгонос.

Северо-восточнее, в истоках р. Вискичуна, в разрезах юры вискичунского типа фаунистически охарактеризованы лишь отложения верхнего лейаса.

В сравнении с верхнелейасовыми слоями из низовьев р. Вискичуна большая роль в них принадлежит осадочным вулканомиктовым породам, нередко с обильной фауной, образующей горизонты и линзы ракушняка: роль пирокластических образований, напротив, заметно уменьшается. Характерным для верхнелейасовых отложений этой территории является разрез, описанный в истоках р. Вискичуна (см. рис. 3, разрез 13):

Мощность, м

1. Фиолетовые, хорошо сортированные вулканомиктовые песчаники и гравелиты с окатанными обломками вулканитов среднего и основного состава . . . . .	200
2. Голубовато-серые рассланцованные пепловые туфы и кремнистые сланцы . . . . .	10-15
3. Зеленовато-серые массивные, реже слоистые, среднезернистые песчаники, сравнительно плохо сортированные, с редкими прослоями грубозернистых вулканомиктовых песчаников и гравелитов, в кровле и подошве с конкрециями песчано-известкового состава, диаметром до 40 см; содержат остатки <i>Trigonia</i> sp. ( <i>T.</i> ex gr. <i>engeli</i> Ben.), <i>Meleagrinnella</i> sp. indet., <i>Variamussium</i> sp., <i>Belemnites</i> gen. indet. . . . .	550
4. Тонко переслаивающиеся пепловые туфы андезитов, кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты и мелкозернистые песчаники с остатками <i>Dactylioceras</i> sp. indet. . . . .	100-150

5. Светлые голубовато-зеленые волнисто-слоистые мелкозернистые вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, тонко переслаивающиеся, с мелкообломочными и пепловыми туфами среднего и основного состава; отдельные горизонты содержат массивные скопления окаменелых раковин *Oxytoma* sp., *Entolium* ex gr. *demissum* (Phill.), *Variamussium* ex gr. *personatum* (Ziet.), *Holcobelus* sp. indet. . . . . 100-150

Далее к северо-востоку, на правом берегу р. Кенгевеема, из верхних слоев верхнелейасовых отложений, аналогичных слою 3 описанного выше разреза, Н.Б. Заборовской и автором собраны остатки *Oxytoma* aff. *startense* Polub., *Belemnites* gen. indet., *Entolium* sp., *Pseudolioceras?* sp. indet. По-видимому, из более глубоких горизонтов верхнего лейаса происходят собранные на этом же участке *Meleagrinnella* cf. *substriata* (Münst.), *Oxytoma* sp. indet., *Variamussium pumilum* (Lam.), *Modiolus* sp., *Hastites* sp. На левом берегу р. Кенгевеема в сходных по составу слоях С.И. Бондарчуком найдены остатки верхнелейасовых - ааленских *Mesoteuthis* sp. indet., *Megateuthis* sp. indet., *Dicoelites* sp. indet., *Hastites* sp. indet.

Выше фаунистически охарактеризованных слоев верхнего лейаса в верховьях р. Вискичуна залегает мощная толща преимущественно грубообломочных (вплоть до лапиллиевых) туфов среднего и основного состава, темно-вишневой или зеленовато-фиолетовой окраски, чередующихся со среднеобломочными и пепловыми разностями туфов такой же окраски и состава, туфопесчаниками и туфоалевролитами; среди них редкие пласты порфировых андезитов-базальтов. По положению в разрезе они параллелизуются нами с отложениями средней и поздней юры. Аналогичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего и основного состава распространены в толще, которая подстилает верхний лейас.

Нейнегская подзона располагается в центральной части Южно-Тайгоносской зоны и характеризуется распространением вулканогенных пород юры и, возможно, пермо-триаса (см. рис. 3, разрезы 14, 15).

Юрские и условно пермо-триасовые отложения обнажаются на м. Зубчатом и в бассейне рек Нейнега, Кенгевеема и Явояма (рис. 4, см. вкладку) в виде обширных полей, окруженных гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива. Из-за интенсивного метаморфизма и сложной структуры стратиграфия их изучена крайне плохо.

Нижняя часть их разреза сложена хлоритизированными и эпидотизированными зелеными порфировыми амфиболовыми андезитами и андезито-базальтами (пачки мощностью от 50-100 до 700-1000 м) и их преимущественно грубообломочными агломератовыми туфами с плоско-параллельно ориентированными обломками осветленных андезитов размером до 50-20 см и флюидальной основной массой (пачки мощностью от 50-100 до 300-400 м). Видимая мощность вулканитов в междуречье Кенгевеема и Явояма составляет 3500-4000 м. На м. Зубчатом, где, по-видимому, вскрываются самые верхние горизонты толщи, в ее составе наряду с андезитами, андезито-дацитами и их средне- и крупнообломочными туфами появляются мощные пачки углисто-глинистых сланцев, алевролитов и темно-серых песчаников с остатками *Desmiophyllum* sp. Верхнюю часть толщи слагают тонко переслаивающиеся синевато-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы, заключающие прослойки светлых зеленовато-серых кремнистых пород, среднеобломочных туфов андезитового состава и туфопесчаников. Мощность этой части разреза 1000-1500 м.

На правобережье р. Нейнега в самых верхах толщи обнаружены остатки *Meleagrinnella margacea* (Roll), *Modiolus* cf. *bolodekensis* Vor., *Peeromya* aff. *elongata* (Münst.) Ag., *Gresslya concentrica* Ag.?, *Bureiamya* sp. indet.; датирующие эти слои верхней юрой. Позднеюрский возраст слоев подтверждается также присутствием в согласно перекрывающих их отложениях берриасовой и валанжинской фауны. Остальная часть толщи, таким образом, соответствует по возрасту скорее всего остальной части юры и, возможно, пермо-триасу.

О вероятном присутствии в Южно-Тайгоносской зоне вулканогенных пород пермского и триасового возраста и наличии здесь активного пермского и триасового вулканизма говорит тот факт, что обломочный материал в верхнепермских и триасовых отложениях соседней с ней Северо-Тайгоносской зоны представлен исключительно вулканогенными породами андезитового и андезито-базальтового состава, снос которых, как показывают палеографические построения, мог происходить только с юго-востока, со стороны Южно-Тайгоносской зоны.

Таким образом, разрез верхнепалеозойско-нижневолжского комплекса Южно-Тайгоносской зоны является неполным и характеризуется распространением фашиально изменчивых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ перм-триаса (?) и юры, мощность которых по сравнению с одновозрастными породами Северо-Тайгоносской зоны уменьшается более чем вдвое.

### Пенжинско-Анадырская зона

Верхнепалеозойско-мезозойские породы обнажаются лишь вдоль юго-восточного края зоны в разобренных тектонических блоках, цепочкой протягивающихся в северо-восточном направлении от м. Валижген и низовьев р. Таловки до бассейна р. Майна и левобережья р. Анадырь. Верхнепалеозойско-мезозойские отложения представлены в этих блоковых структурах толщами разного стратиграфического объема, что затрудняет составление их разреза в целом и сопоставление его с разрезами верхнепалеозойско-нижнемезозойских пород других районов.

Наибольшие по площади выходы верхнепалеозойских отложений в настоящее время известны в пределах Ганьчаланского выступа на междуречье Таловки и Белой. Нижнепермские отложения здесь представлены зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и гравелитами; в них содержится фауна нижнепермских брахиопод. Общая видимая мощность отложений не менее 1000 м.

Верхнепермские отложения, встречающиеся здесь же, сложены песчаниками, глинистыми сланцами и темно-серыми известняками и известковистыми алевролитами с многочисленной фауной верхнепермских брахиопод и прослоями, переполненными битой ракушкой иноцерамовидных пелешпод. Видимая мощность верхнепермских отложений около 800-1000 м.

Триасовые и юрские породы на Северо-Западной Камчатке обнажаются в небольших тектонических блоках на побережье Пенжинской губы и на Валижгенском поднятии. Полная мощность и соотношение их с подстилающими и перекрывающими слоями неизвестны. По последним данным Л.А. Анкудинова и Ю.М. Резника (1966), средний триас представлен здесь полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами видимой мощностью 200 м, карнийский ярус - глинистыми и туфогенными сланцами мощностью не менее 270 м, норийские слои-туфогенными сланцами, туфопесчаниками и туфами среднего состава, видимой мощностью 360 м. Лейас, установленный здесь А.П. Шпетным по найденному верхнелейасовому *Pseudomonotis substriata* Queust. (Анкудинов, Резник, 1966), сложен мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами видимой мощностью 150 м, средняя юра - серыми разнозернистыми грубослоистыми песчаниками, содержащими помимо обломков основных эффузивов, плагиоклаза, кварца и кремнисто-глинистых пород до 30% обломков органогенных известняков. В песчаниках встречаются маломощные прослои светло-серых органогенных известняков мощностью 1,5 м и постоянные скопления *Inoceramus* sp. Видимая мощность средней юры около 300 м.

В западной части Корякского нагорья имеется несколько выходов верхнего палеозоя и нижнего и среднего мезозоя. Наиболее западный их них, в котором наблюдаются отложения нория - рэта, нижней и средней юры, располагается по р. Кутинке, левому притоку р. Анадырь. По данным Я.Г. Москвина и В.В. Иванова (1965), разрез, норийско-рэтских и юрских отложений выглядит здесь следующим образом:

**Норийский и рэтский ярусы**

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Переслаивание (1–3 м) среднезернистых темно–серых вулканомиктовых и полимиктовых (к обломкам андезитов и плагиоклаза прибавляются обломки кварца, калинатриевого полевого шпата и глинистых сланцев) песчаников, содержащих маломощные прослой гравелитов и ракушняков и прослой мощностью до 1 м чёрного кремнистого алевролита с линзами розовой яшмы . . . . . | 25  |
| 2. Темно–серые полимиктовые песчаники с прослоями туфолав андезитов и дацитов мощностью до 5–7 м . . . . .   | 100 |
| 3. Чередование туфов андезитов с вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками . . . . .  | 180 |
| 4. Вулканомиктовые и полимиктовые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов (хорошо сортированная и окатанная галька глинистых сланцев, андезитов, песчаников, туфов) и витрокристаллокластических туфов среднего состава с остатками окаменелых обрывков растений . . . . .   | 60  |

Слой 1–3 В.В. Ивановым и Я.Г. Москвиным на основании собранной фауны относятся к норрию, слой 4 – к норрию – рэту. Выше, по их мнению, согласно, но со стратиграфическим перерывом залегают отложения тоарского яруса, представленные преимущественно алевролитами, содержащими примесь более грубого вулканомиктового материала и прослой мелкозернистых полимиктовых и туфогенных песчаников. Мощность 600–700 м.

Тоарские отложения перекрываются пепловыми туфами среднего состава с отдельными прослоями лито–кристаллокластических туфов, песчаников и конгломератов с галькой осадочных и метаморфических пород, яшм и реже эффузивов. По всему разрезу в них содержится аален–байосская фауна. Приблизительная мощность среднеюрской толщи 1200–1300 м.

Таким образом, разрезы верхнего палеозоя, нижнего и среднего мезозоя Пенжинско–Анадырской зоны, несмотря на их фрагментарность, весьма близки по своему стратиграфическому объему и отчасти формационному составу к разрезам верхнего палеозоя и мезозоя северной части п–ова Тайгонос, отличаясь лишь несколько меньшей мощностью, отсутствием вулканогенных свит и наличием ряда стратиграфических перерывов, падающих на ранний триас и позднюю юру. Последнее объясняется, по–видимому, тем, что мы наблюдаем лишь наиболее восточные разрезы этой зоны, непосредственно примыкающие к Таловско–Майнскому поднятию. В более северо–западных наиболее прогнутых участках зоны подобных перерывов в осадконакоплении, вероятно, нет, и мощность отложений будет гораздо больше.

**Таловско–Майнская зона**

Таловско–Майнская зона отличается от ранее описанной выпадением из разреза пермских и триасовых слоев и изменениями в составе и мощности юрских отложений.

Типичным для этой зоны является разрез бассейна р. Пальматкиной (Мигovich, 1963). На отложениях нижнего карбона с угловым несогласием здесь залегают:

Мощность, м

Нижняя юра

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Базальные конгломераты, среднегалечные, сменяющиеся вверх по разрезу мелкогалечными конгломератами и песчаниками с остатками пеллеципод среднелейасового возраста. Галька в конгломератах представлена кремнистыми алевролитами, яшмами и туфами . . . . . | 50–60 |
|---|-------|

2. Известковистые туфогенные песчаники, грубо- и крупнозернистые, плохо отсортированные, с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и плотных алевролитов; фауна среднего лейаса.	150
3. Серые алевролиты с маломощными (20–50 см) прослоями грубозернистых туфогенных песчаников и остатки среднелейасовых пелеципод . . . . .	100
4. Известковистые среднезернистые полимиктовые и туфогенные песчаники, содержащие прослой и линзы крупнозернистых песчаников и алевролитов и остатки верхнелейасовых пелеципод и аммонитов . . . . .	50

Средняя юра

1. Среднезернистые туфогенные песчаники с маломощными прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и алевролитов; в редких известковистых конкрециях – остатки иноцерамов и аммонитов, ааленского возраста . . . . .	80
2. Крупно- и среднезернистые, плохо отсортированные неясно-слоистые темно-серые туфогенные песчаники со среднеюрскими иноцеррами . . . . .	80
3. Серые туфогенные средне- и мелкозернистые песчаники с редкими (0,5–2,0 м) прослоями алевролитов и крупнозернистых песчаников и остатками иноцерамов и других пелеципод среднеюрского, скорее всего байосского возраста . . . . .	110
4. Крупно- и грубозернистые туфогенные песчаники с галькой алевролитов и прослоем мелкозернистых песчаников и фауной верхов бата – низов келловея . . . . .	80

Разрез верхнего палеозоя и мезозоя Таловско–Майнской зоны является, таким образом, наиболее сокращенным как по количеству представленных в нем стратиграфических горизонтов, так и по мощности составляющих их отложений. Присутствующие в разрезе юрские отложения отличаются по составу от разновозрастных отложений в ранее описанных зонах. В составе нижнекаменноугольной толщи здесь преобладают карбонатные и терригенно–кремнистые осадки и появляются вулканогенные породы среднего и кислого состава. Кроме того, юрские отложения становятся более грубыми, в них уменьшается роль вулканогенно–осадочных пород андезитового состава и возрастает значение терригенных пород.

\* \* \*

Итак, для верхнепалеозойских – нижневолжских пород п-ова Тайгонос, Северо–Западной Камчатки и западной части Корякского нагорья намечаются четыре структурно–фациальные зоны: Северо–Тайгоносская, Южно–Тайгоносская, Пенжинско–Анадырская и Таловско–Майнская.

Северо–Тайгоносская зона характеризуется полным и очень мощным разрезом вулкано–терригенных и подчиненных им вулканогенных пород. Расположенная к юго–востоку от нее Южно–Тайгоносская зона отличается неполным разрезом и распространением фациально–изменчивых вулканогенных и вулканогенно–осадочных пород андезитового и андезито–базальтового состава, мощность которых в сравнении с разновозрастными породами Северо–Тайгоносской зоны сокращается более чем вдвое, что позволяет рассматривать эту зону для конца палеозоя и всего мезозоя как зону устойчивого геоантиклинального поднятия и активного вулканизма андезитового состава.

Пенжинско–Анадырская зона в наиболее прогнутой части, недоступной для наблюдения, характеризуется, вероятно, так же как и Северо–Тайгоносская, полным и непрерывным разрезом, отличающимся, по–видимому, лишь меньшей

ролью лав и андезитов и более широким распространением терригенных и вулканогенно-осадочных пород. В доступной же для наблюдения ее юго-восточной части, непосредственно прилегающей к Таловско-Майнской зоне, мощность отложений становится меньше, а из разреза выпадают породы нижнего триаса и верхней юры.

Таловско-Майнская зона характеризуется прерывистым и наиболее сокращенным по мощности разрезом, распространением карбонатных, вулканогенных и грубых терригенных пород и является зоной устойчивого поднятия на протяжении всего верхнего палеозоя, триаса и юры.

С северо-запада это обширная область вулканогенно-кремнистого и вулканогенно-терригенного осадконакопления окаймлялась системой геосинклинальных прогибов яно-кольмских мезозойских и разделяющих их жестких блоковых структур дорифейской стабилизации. В геосинклинальных прогибах накапливались тонкие терригенно-кремнистые и терригенные осадки, реже вулканиты основного состава; в пределах жестких структур - маломощные карбонатно-терригенные и терригенные толщи (Снятков, 1963; Терехов, 1962-1971; Васецкий, Дорогой, 1965; Политов, 1968; Мальков, 1971; Мерзляков и др., 1971).

Юго-восточнее в это время располагалась, вероятно, область глубоководного осадконакопления, в пределах которой отлагались исключительно кремнистые породы, основные эффузивы и рифогенные известняки (Егизаров и др., 1965; Завадовский, 1970).

#### ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Основное место в разрезе верхнепалеозойско-нижневолжского комплекса занимают андезитовая и парагенетически связанные с нею вулканогенно-осадочная, вулканомиктовая песчаниковая, вулканомиктовая песчано-глинистая и андезито-базальтовая формации, образующие сложный построенный ряд.

В Северо-Тайгоносской зоне этот ряд включает вулканомиктовую песчано-глинисто-сланцевую, вулканомиктовую песчаниковую и андезито-базальтовую формации. В этой последовательности они повторяются четыре раза. Устанавливаются следующие циклы: верхнепермский (неполный), триасово-нижнеюрский, среднеюрско-верхнеюрский и верхнеюрский.

Вулканомиктовая песчано-глинисто-сланцевая формация слагает нижнюю часть циклов. К ней в них относится нижняя часть верхней перми; нижний, средний триас и карнийский ярус верхнего триаса; низы средней юры и кимериджский ярус верхней юры (среднижская свита).

Формация сложена черными аргиллитами и алевролитами, в той или иной мере рассланцованными и подчиненными им более светло окрашенными граувакковыми, вулканомиктовыми, реже полимиктовыми песчаниками. Второстепенную роль играют конгломераты, гравелиты, кремнисто-глинистые породы, углесто-глинистые сланцы, среди которых отмечаются единичные линзы углей мощностью до 0,5 см. Плохо сортированный и слабо окатанный обломочный материал в песчаниках состоит почти целиком из обломков измененных андезитов, трахиандезитов, андезито-базальтов, порфиритов и угловатых и идиоморфных обломков кристаллов плагиоклаза. Реже в обломках присутствует кварц, скорее всего метаморфогенный, измененные кислые эффузивы, гранит-порфиры, слюдяные сланцы. Вулканогенный материал кислого состава и кварц в этой формации в верхнепермском, триасово-нижнеюрском и среднеюрско-верхнеюрском циклах сконцентрирован в отдельных и очень редких прослоях, в верхнеюрском же цикле количество его возрастает заметно и приобретает уже рассеянный характер. Обломочный материал в алевролитах представлен угловатыми и остроугольными частицами кристаллов кварца и плагиоклаза. Кроме того, в них имеются обломки мелкозернистых пород кварцевого состава, окварцованных и хлоритизированных андезитов, а также листочки хлорита и биотита. Цементирующая масса в алевролитах и песчаниках гидрослюдистая. Аргиллиты сложены изотропными гли-

нистыми минералами и более крупными частичками гидрослоды; в них также имеются обособления углистого вещества и алевритовые частички кварца и плагиоклаза. Вторичные изменения в описанных породах выразились в их расплавлении и довольно интенсивной хлоритизации, карбонатизации и серицитизации.

По соотношению песчаных и алеврито-глинистых прослоев и характеру их чередования формация подразделяется на две неравные по мощности толщи. В основании ее залегают косослоистые среднемелкогалечные конгломераты с прослоями мощностью до 1-5 м гравелитов, средне- и крупнозернистых песчаников, количество которых вверх по разрезу постепенно увеличивается. В верхнеюрском цикле место конгломератов занимают косослоистые средне- и крупнозернистые песчаники и гравелиты. Мощность базального горизонта колеблется от 50 до 120 м. Верхнюю часть формации составляют монотонные параллельнослоистые алевролиты и аргиллиты, тонко переслаивающиеся друг с другом; мощность слоев колеблется от 0,1-1,0 до 5-10 см, реже 0,5 - 1,5 м. Им подчинены редкие прослои мелкозернистых песчаников мощностью от 0,1 до 0,5 м, реже 1,5-2,0 м. В отдельных горизонтах количество их увеличивается и толща приобретает отчетливо ритмичный характер. В триасово-нижнеюрском цикле среди них появляются разности с косою слоистостью и прослои углистых аргиллитов с редкими линзочками каменных углей мощностью до 0,5 см и остатками флоры. Для этой же части разреза особенно характерно присутствие карбонатно-глинистых, карбонатно-песчаных и, по-видимому, притовых конкреций, замешенных порошокватой смесью гипергенных минералов, среди которых присутствуют гидроокислы железа и сульфаты (ярозит). Мощность алевропито-глинисто-сланцевых пород колеблется от 1700 м в перми до 1200-1500 м в юре.

Песчаниковая вулканомиктовая формация составляет среднюю часть циклов. К ней относятся верхи верхнепермской толщи; норийско-рэтский ярус верхнего триаса; верхняя часть средней юры и нижняя часть гырьянгинской свиты.

В состав формации входят главным образом песчаники и гравелиты, с которыми ассоциируют туфопесчаники и туфы андезитов, количество которых иногда весьма значительно, в силу чего в отдельных горизонтах она приобретает черты вулканогенно-осадочной формации. Подчиненное место занимают алевролиты, глинистые сланцы, известковистые песчаники, глинистые и песчаные известняки, обычно переполненные битой ракушей иноцерамовидных пеллеципод. Состав и характер обломочного материала в песчаниках и гравелитах тот же, что и в песчано-глинистой формации, - обломки вулканогенных пород андезитового и андезито-базальтового состава и кристаллов плагиоклаза. В отдельных прослоях к ним добавляются органогенные частички карбонатного состава и совсем редко пирокласты флюидальных фельзитов.

Формация характеризуется циклическим и ритмично-слоистым строением. Мощность циклов колеблется в широких пределах от 25-30 до 250-500 м. Нижняя часть циклов сложена массивными или грубослоистыми песчаниками, содержащими прослои и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов (мощностью от 0,2-0,5 до 3-5 м), редкие тонкие прослои алевролитов и аргиллитов (мощностью до 0,1-0,5 м). В них наблюдаются также косослоистые серии, свойственные временным потокам, горизонты с массовыми захоронениями раковин грубобристых пеллеципод (иноцерамов и кольмий), остатки окаменелых и обуглившихся стволов деревьев и знаки волновой ряби на поверхности пластов, указывающие на прибрежно-морской характер осадконакопления. В основании песчаных пластов нередко димиктиты длиной до 20-25 см. В средней части циклов песчаники становятся более мелкозернистыми, количество прослоев алевролитов и аргиллитов в них увеличивается, и порода постепенно переходит в песчаниково-алевропито-аргиллитовый флиш, мощность пластов в котором колеблется от 0,3-0,5 до 1,0-1,5 м. Последний в верхней части циклов сменяется алевропито-аргиллитовым флишем.

Таким образом, строение циклов в песчаниковой толще как бы повторяет строение песчано-глинисто-сланцевой формации, с той лишь разницей, что мощ-

ность их неизмеримо меньше, и в них преобладают более грубообломочные породы.

Андезито-базальтовая формация завершает каждый из трех циклов осадко-накопления, появляясь в нижней юре, низах верхней юры и в конце верхней юры. Стратиграфическое положение этой формации в разных частях п-ова Тайгонос в настоящее время остается во многих случаях невыясненным. Поэтому и состав, и внутреннее строение ее представляется также не совсем ясным. В составе формации преобладают фиолетово-бурые и зеленовато-серые андезито-базальты, темно-серые андезиты и их туфы, им подчинены прослои туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. В нижней юре наряду с этими породами широко распространены пироксеновые базальты, а в верхней юре – андезиты и дациты.

В Южно-Тайгоносской зоне описанный ряд формаций, по крайней мере в своей юрской части, замещается вначале (в Вискичунской подзоне) вулканогенно-осадочной, а еще далее к юго-востоку (в Нейнегской подзоне) андезитовой формацией. Характерной особенностью вулканогенно-осадочной формации является парагенез зеленокаменно измененных разнообломочных туфов андезитов и андезито-базальтов и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев, возникший как результат сложного сочетания двух фациальных рядов, вулканогенного (грубообломочный туф → мелкообломочный туф → пепловый туф → кремнисто-глинистая порода) и вулканотерригенного (вулканомиктовый конгломерат → вулканомиктовый песчаник и гравелит → вулканомиктовый алевролит → глинистая порода).

Туфы, важнейший член этой парагенетической ассоциации, подразделяются на пелловые, мелкообломочные, среднеобломочные и крупнообломочные. Пелловые и мелкообломочные разности туфов – афанитовые голубовато-серые гиалокластические породы, очень однородные и хорошо сортированные – состоят из мельчайших (менее 0,01 мм) обломков измененного стекла преимущественно среднего состава, обломков плагиоклаза и тонкоструктурного лейкоксенизированного цемента. Средне- и крупнообломочные разности туфов (размер обломков колеблется от 1 до 5–8 мм) – зеленовато-серые, иногда фиолетовые породы кристалло-литокластической, реже литокластической структуры. В обломочной части их преобладают шаровидные, эллипсоидальные или неправильные по форме обломки сильно измененных зеленоватых, реже бурых вулканогенных пород со спилитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурой, а также угловатые или идиоморфные обломки альбитизированного и эпидотизированного плагиоклаза, реже цветного минерала, как правило, нацело замещенного карбонатом, пренитом и эпидотом. В подчиненном количестве встречаются обломки прокварцованных андезитов, бурого сильно измененного стекла основного состава, фельзитов и кварца. Цементирующая масса – тонкоструктурная пелловая или туффитовая, замещенная лейкоксеном, хлоритом и кварцем. Реже цементом являются халцедон, пренил, эпидот, карбонат и хлорит.

Вторым равнозначным членом этой формации являются вулканомиктовые песчаники и гравелиты, представленные, по-видимому, двумя генетическими группами, различающимися также и по цвету. К первой относятся зеленые тефроидные песчаники и гравелиты. Они сравнительно плохо отсортированы. В обломочной части их преобладают полускатанные и хорошо окатанные зеленые хлоритизированные обломки вулканических пород со спилитовой или пилотакситовой структурой (размером от 1 до 5 мм) и продолговатые полуокатанные и угловатые обломки плагиоклаза. Между ними распределен более мелкий, гораздо хуже окатанный материал того же состава и обломки кварца. Цемент поровый, хлоритовый. Фиолетовые собственно вулканомиктовые песчаники – хорошо сортированные слоистые породы, состоящие из обломков фиолетовых плагиобазальтов и андезито-базальтов, стекло которых нацело замещено гематитом (30–35%), обломков плагиоклаза (25–30%), нередко эпидотизированного, и полнокристаллических пород среднего состава с таблитчато-зернистой структурой (15–20%), имеющих скорее всего интрузивную природу. Обломки пород

(размером 0,2–0,6 мм) хорошо окатаны, покрыты корочкой лимонита. Среди песчаников и гравелитов этой группы нередки разности с 15–30% карбонатных и рудных оолитов эллипсоидальной или шаровидной формы и концентрически-скорлуповатого строения. Размер оолитов 3–5 мм в поперечнике.

Туфы, средне- и крупнообломочные вулканомиктовые породы и переходные разности между ними составляют около 80–85% объема формации. Остальная часть приходится на долю кремнистых, кремнисто-алевритовых и реже чисто глинистых пород и алевролитов, нередко несущих в кровле следы волновой ряби.

Формация характеризуется в целом ритмично-слоистым и циклическим строением. Элементы ритмичности присущи в равной степени пачкам как грубообломочного, так и тонкообломочного строения. Мощности и состав ритмов изменяются в широких пределах.

Состав, внутреннее строение и объем андезитовой формации изучены пока еще плохо. В осевой части зоны на правом берегу р. Нейнега и междуречье Кенгевеема и Явояма для нее характерно чередование крупных пачек (мощности 500–1000 м) зеленовато-серых эпидотизированных и хлоритизированных порфировых амфиболовых андезитов и подчиненных им туфов с крупными пачками (мощность 500–700 м) грубообломочных, лапиллиевых и агломератовых туфов андезитов и андезито-базальтов; последние обладают флюидальной текстурой и темными зеленовато-бурыми тонами окраски. Эта часть формации характеризуется в целом массивным строением, исключительно слабой стратификацией и содержит огромное количество небольших штоков, даек и пластовых тел диорит-порфиритов, диоритов и габбро-порфиритов. В периферических частях фациальной зоны среди покровов андезитов и их туфов появляются горизонты тонкослоистых, ритмично-слоистых углисто-глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых углистых песчаников с остатками мезозойской флоры.

Формационный ряд верхнепалеозойских и нижне- и среднемезозойских отложений Пенжинско-Анадырской и Таловско-Майнской зон включает в себя вулканомиктовую песчано-глинисто-сланцевую и вулканогенно-осадочную формации.

Вулканомиктовая песчано-глинисто-сланцевая формация распространена только в Пенжинско-Анадырской зоне и объединяет отложения перми, среднего триаса и породы карнийского яруса позднего триаса. Соотношения с нижележащими отложениями неясны; выше согласно залегают вулканогенно-осадочные породы юрия – рета – юры, которые также, вероятно, замещают ее в пределах Южно-Тайгоносской зоны. В осевой части Таловско-Майнской зоны рассматриваемая формация выклинивается.

Формация сложена глинистыми сланцами, алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, большей частью известковистыми. Обломочный материал песчаников состоит из угловатых, слабо окатанных обломков хлоритизированных и карбонатизированных андезитов и андезито-базальтов; характерно также постоянное присутствие обломков яшм, кварцитов; меньшую роль играют обломки кристаллов плагиоклаза, кварца и пироксена. Цемент песчаников обычно карбонатный. Среди песчаников отмечаются мало мощные прослои гравелитов и конгломератов; в верхней перми в толще появляются горизонты темно-серых битуминозных известняков и известковистых алевролитов с остатками призматического слоя копытый.

Формация характеризуется в целом монотонным строением: преобладают пачки тонко переслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, им подчинены редкие горизонты, в которых отмечаются прослои, реже пачки гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Характер переслаивания пород в этой части формации ввиду ее плохой обнаженности изучен слабо. В целом же по составу пород и типу слоистости палеозойская, нижне- и средне-мезозойская толща Пенжинско-Анадырского прогиба близка одновозрастным отложениям северо-западной части п-ова Тайгонос и прилегающей к нему с севера геосинклинальной вулканомиктовой песчано-глинисто-сланцевой формации. Сопоставимы они и по мощности, которая в Северо-Тайгоносском прогибе для

отложений такого же возраста составляет 4000–4500 м, а в Пенжинском прогибе – 3500–3800 м. При этом необходимо принять во внимание, что в Пенжинском прогибе эта формация вскрывается на поверхность не в полном объеме, а лишь в отдельных тектонических блоках, так что мощность ее может быть здесь еще больше.

Следует, однако, признать, что вопрос о формационной принадлежности верхнепалеозойских и нижне- и среднепалеозойских пород этого района, на данном этапе его изученности, остается все же спорным. И.М. Мигович, В.П. Похилайнен (1971), В.В. Иванов (1971), придерживаясь традиционных на Северо-Востоке СССР представлений (Тильман, 1962; Тильман и др., 1969; Житешкий и др., 1969; Аникеев и др., 1970) о широком распространении в Пенжинско-Анадырской зоне складчатых структур герцинского возраста, законченности герцинского цикла и перехода этой зоны впоследствии в квазиplatformное состояние, относят отложения позднего палеозоя к морской молассе.

На наш взгляд, преобладание в ней алевролитов, глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников с однородным граувакковым и вулканомиктовым составом обломочного материала и монотонным параллельно-слоистым характером напластования свидетельствуют о том, что верхнепалеозойскую и нижнепалеозойскую песчано-сланцевую формацию Пенжинского кряжа правильнее относить в целом к формациям геосинклинального ряда. Наличие же внутри ее стратиграфических перерывов и маломощных горизонтов конгломератов, а также быстрое выклинивание этой формации в направлении к юго-востоку указывают лишь на присутствие в этой части зоны отдельных поднятий.

Вулканогенно-осадочная формация распространена в обеих зонах. Она объединяет отложения норийского и рэтского ярусов верхнего триаса и нижнюю и среднюю юру. В Пенжинско-Анадырской зоне соотношения ее с выше- и нижележащими отложениями не установлены. В Таловско-Майнской зоне (правобережье р. Пальматкиной) отложения вулканогенно-осадочной формации с угловым несогласием залегают на карбонатно-вулканогенно-кремнистых породах нижнего карбона и перекрываются также с угловым несогласием туфогенно-кремнисто-сланцевой толщей волжского яруса – валанжина, входящей в состав уже другого, более молодого структурного комплекса. В этом же направлении уменьшается ее мощность.

Формация сложена зеленоватыми и зеленовато-серыми вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и туфами андезитов; в подчиненном количестве отмечаются андезиты, пепловые туфы андезитов, с которыми, по-видимому, тесно связаны тонкообломочные кремнистые породы; еще реже встречаются алевролиты и глинистые сланцы. В направлении к востоку и вверх по разрезу количество пирокластического материала уменьшается. Обломочный и пирокластический материал в обломочных и туфогенных породах представлен измененными эффузивами среднего и основного состава и обломками кристаллов плагиоклаза, соотношение которых в породах меняется в широких пределах. Реже в них встречаются обломки кристаллов кварца, яшм, кварцитов, известняков и терригенных осадочных пород. Цемент глинисто-хлоритовый, карбонатный и цеолитовый. Мощность формации 2000–2500 м.

По набору пород и характеру их переслаивания формация почти полностью соответствует вулканогенно-осадочной толще бассейна р. Вискичуна на п-ове Тайгонос с той лишь разницей, что здесь подошва ее перемещается несколько выше по разрезу.

Итак, основное место в отложениях верхнего палеозоя, нижнего и среднего мезозоя занимают андезитовая и парагенетически связанные с ней вулканогенно-осадочная и вулканомиктово-терригенная формации, образующие сложно построенный ряд. В Северо-Тайгоносской зоне этот ряд включает вулканомиктовую песчано-глинисто-сланцевую, вулканомиктовую песчаниковую формации, замещающиеся по патерапи вулканогенно-осадочной и андезито-базальтовой. В указанной последовательности они повторяются в разрезе четыре раза. В Южно-Тай-

гоносском поднятии этот ряд формаций замещается в краевых частях вулканогенно-осадочной, а в центральных – андезитовой формацией.

Формационный ряд Пенжинско-Анадырского прогиба представлен вулканомиктовой песчано-глинисто-сланцевой формацией верхнего палеозоя – карния и вулканогенно-осадочной формацией нория – средней юры. В Таловско-Майнской зоне первая из них выклинивается, а вторая значительно сокращается в мощности и становится более пестрой по составу обломочного материала.

## ВЕРХНЕВОЛЖСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

В северо-западной части п-ва Тайгонос верхневожско-нижнемеловые отложения впервые были изучены в 1961–1962 гг. Л.И. Тихомировым и в 1962 г. М.С. Марковым и Н.Б. Заборовской, расчленившими их на четыре толщи – липаритовую, андезит-базальтовую, угленосную и туфогенно-осадочную.

В 1963 г. Л.З. Липков и автор (Заборовская и др., 1965) описали среди них морские отложения, в которых позднее С.И. Бондарчук, Н.Б. Заборовская и авторы производили дополнительные сборы фауны, позволившие датировать их готеривом (Некрасов и др., 1972). Основываясь на результатах этих исследований, автор выделил в составе верхнеюрско-нижнемеловых и нижнемеловых пород Северо-Тайгоносской зоны липарит-андезитовую вавачунскую свиту поздневожско-валанжинского возраста, андезит-базальтовую теланскую свиту валанжинско-раннеготеривского (?) возраста, вулканомиктовую и глинисто-сланцевую вануонскую свиту готеривско-раннебарремского (?) возраста, рябинкинскую угленосную свиту апт-альбского (баррем ? – альбского) возраста и занимающую наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе вулканогенную толщу нижнего мела.

На юго-восточном побережье п-ова Тайгонос верхнеюрские и нижнемеловые отложения были изучены в 1961–1962 гг. Л.И. Тихомировым, подразделившим их на две толщи: нижнюю, кремнисто-вулканогенную, условно верхнеюрского возраста, и верхнюю, терригенную, грубообломочную, условно валанжинского возраста. Толща кремнисто-вулканогенных отложений была сопоставлена при этом с кингивеевской свитой Северо-Западной Камчатки.

В 1963 г. М.С. Марков собрал в кремнисто-вулканогенных отложениях остатки радиолярий, относящиеся, по заключению Р.Х. Липман, к тем же видам радиолярий, которые были определены ею из кингивеевской свиты Таловских гор. В верхней терригенной толще М.С. Марков нашел остатки белемнита позднеюрского – раннемелового возраста.

В 1964 г. С.И. Бондарчук и автор на основании палеонтологических сборов выделили внутри этой толщи отложения раннего и позднего валанжина и готерива. Ими было также показано, что разрез кремнисто-вулканогенных и терригенных пород юго-восточного побережья п-ова Тайгонос является непрерывным. В 1965 г. Н.Б. Заборовская и автор обнаружили в терригенных породах кремнисто-вулканогенной толщи остатки мелких (до 1 см в высоту) пеллеципод и фрагментарный отпечаток тонкорестристой раковины, напоминающей раковину эуеллы. Эти исследования подтвердили полную сопоставимость распространенных здесь верхнеюрских и нижнемеловых отложений с одновозрастными толщами Северо-Западной Камчатки и дали возможность использовать при их расчленении местные стратиграфические подразделения, принятые в этом районе.

Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки разрабатывалась в последние годы многими исследователями, и по этому вопросу существует обширная геологическая литература (Пергамент, 1955, 1961, 1965; Маркин, 1957; Верешагин, Михайлов, 1958; Титов, 1959 а, б; Михайлов, Заединова, 1960; Жамойда и др., 1963; Мигович, 1963; Авдейко, Пергамент, 1964; Авдейко, 1966, 1968; Похилайнен, 1967; Пергамент, Похилайнен, 1970). На побережье Пенжинской губы и в Таловских

горах в составе верхнеюрских – нижнебарремских отложений в настоящее время (Пергамент, Похиалайнен, 1970) выделяются кингвеемская (верхняя юра-берриас), мялекасынская (берриас – валанжин) и тылакрьльская свиты (готерив – баррем). В бассейне р. Пальматкиной верхняя юра и низы мела представлены нерасчлененными отложениями волжского яруса, берриаса и валанжина.

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ

Верхневолжские и нижнемеловые отложения представлены в континентальных, прибрежно-морских и морских фациях. В распределении их устанавливаются две крупные зоны, контуры которых почти полностью совпадают с границами намеченных ранее Северо-Тайгоносской и Пенжинско-Анадырской фациальных зон (рис. 5, см. вкладку).

#### Северо-Тайгоносская зона

Северо-Тайгоносская зона характеризуется распространением континентальных и прибрежно-морских вулканогенных и вулканотерригенных отложений. По различию последних в составе и мощности она подразделяется на две подзоны.

Первая из них соответствует практически всей зоне и отличается огромной мощностью отложений и присутствием среди них наряду с вулканогенными и угленосными породами континентального происхождения обломочных пород морского и прибрежно-морского происхождения. Стложения этой подзоны широкой полосой северо-восточного простирания протягиваются от м. Теланского до верховий р. Тальнавеем и далее к востоку до п-ова Елистратова.

Повсеместно их разрез начинается мощной толщей вулканитов кислого, среднего и основного состава. Вулканогенные породы согласно залегают на вулканогенно-осадочных слоях гырьянгинской свиты ранне-средневолжского возраста и содержат в нижней части комплекс ацелл, аналогичный таковому из нижележащей гырьянгинской свиты, что позволяет условно проводить нижнюю границу комплекса внутри волжского яруса, а переход от юры к мелу в Северо-Тайгоносской зоне считать непрерывным. Толща вулканогенных пород подразделяется на две свиты: вавачунскую липарит-андезитового состава и теланскую андезито-базальтового состава.

Типичный и наиболее полный разрез вавачунской свиты описан Л.З. Липковым и автором в междуречье Имповеема и Яйнаваяма (см. рис. 5, разрез 1). Выше черных туфоалевролитов, андезитовых туфов гырьянгинской свиты здесь согласно залегают:

Мощность, м

1. Палево-серые игнимбриты и туфы плагиолипаритов с маломощными прослоями углистых и глинистых сланцев . . . . .	300
2. Глинистые и углисто-глинистые сланцы и алевролиты с остатками <i>Aucella ex gr. mosquensis</i> (Buch.), <i>Pentacrinus</i> sp. indet. (вторая половина кимериджа-низы волжского яруса) . . . . .	65
3. Чередование светло-серых мидалекаменных порфировых андезитов и дацитов и их среднеобломочных туфов . . . . .	195
4. Синевато-серые стекловатые андезиты с гломеропорфировыми сростками плагиоклаза. . . . .	200
5. Светло-зеленые плагиолипариты и их пестрые светло-сиреневые и светло-зеленые крупнообломочные туфы, чередующиеся с маломощными пачками порфировых андезитов и дацитов . . . . .	200
6. Чередование светло-серых и фиолетово-серых порфировых андезитов, содержащих редкие горизонты дацитов и их туфов . . . . .	550
7. Сильно сваренные игнимбриты и ксноигнимбриты плагиолипаритов со светлой пятнистой зеленоватой, сиреневой и фиолетовой окраской . . . . .	350

На побережье Гижигинской губы (юго-западнее описанного разреза) в составе вавачунской свиты появляется несколько характерных горизонтов мощностью по 250–300 м сиреневых, палевых, малиновых и изумрудно-зеленых агломератовых и крупнообломочных туфов трахилипаритов, обломки вулканических пород в которых достигают 0,5–1,0 м в поперечнике (рис. 6).

Северо-восточнее, на правом берегу р. Имповеем, роль пород кислого состава, наоборот, несколько уменьшается, к обычным для вавачунской свиты андезитам с вкрапленниками плагиоклаза и псевдоморфозами хлорита по цветным минералам добавляются двупироксеновые андезито-базальты. Мощность свиты здесь сокращается до 1200 м (см. рис. 7, разрез 2 на вкладке). Еще далее к северо-востоку, в бассейнах рек Вавачуна, Кычувэеема, Тальнавэеема в составе свиты снова увеличивается роль липаритов, дацитов и их туфов. В низах свиты здесь также встречаются горизонты туфоконгломератов, туфопесчаников и глинистых сланцев с прослоями ракушняка, а ее общая мощность колеблется от 700 до 1200 м.

На левобережье р. Вавачуна из ракушняковых слоев и туфов липаритов В.А. Ивановым в 1965 г. собраны остатки *Aucella aff. rugosa* (Fisch.) и др. (см. рис. 7, разрез 3). Эти и найденные Л.З. Липковым и автором на правом берегу р. Имповеем фаунистические остатки, в целом не отличающиеся от ископаемых, собранных в нижележащих отложениях гыръянгинской свиты, позволяют считать возраст нижней части свиты волжским. Верхние слои свиты, возможно, относятся уже к берриасу.

Согласно залегающая выше теланская свита в наиболее полном и мощном разрезе, описанном Л.З. Липковым и автором на склонах горы Теланской (западное побережье п-ова Тайгнос), характеризуется следующим строением:

Мощность, м

- |   |      |
|---|------|
| 1. Зеленовато-серые, местами сиреневые и фиолетовые массивные миндалекаменные оливковые базальты с несколькими слоями мощностью 1–2 м крупно- и мелкообломочных зеленовато-фиолетовых туфов того же состава . . . . . | 1000 |
| 2. Зеленовато-бурые слоистые разнозернистые туфы базальтового и андезито-базальтового состава . . . . .   | 200  |
| 3. Фиолетово-бурые тонкослоистые и косослоистые пепловые туфы основного состава, в отдельных слоях с включениями угловатых лапиллий хлоритизированных базальтов . . . . .   | 200  |
| 4. Синевато-серые порфиритовые плагиобазальты и их кластолавы   | 300  |

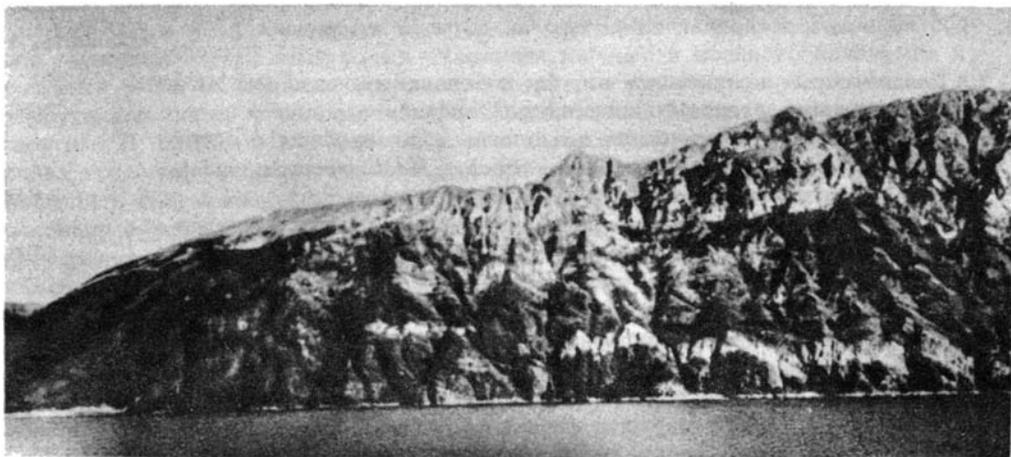


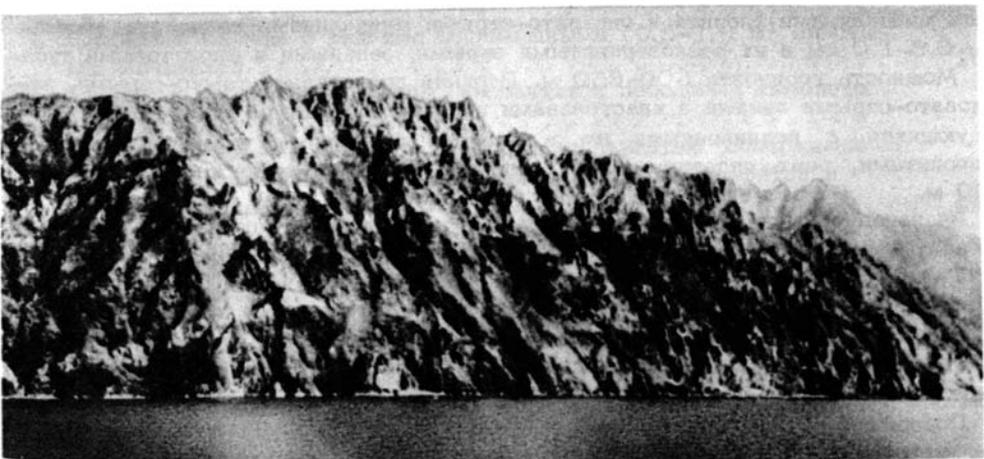
Рис. 6. Разрез верхней части вавачунской свиты на западном побережье п-ова Тайгнос.

5. Темно-зеленые, светло-зеленые или зеленовато-бурые массивные крупнообломочные, реже разнозернистые туфы основного состава . . . . . 150-300

Зеленые и фиолетовые лавы и туфы базальтов характерны для нижней части свиты мощностью около 2000 м. Выше они сменяются хорошо стратифицированной толщей пепельно-черных вулканогенных образований преимущественно андезитового состава.

6. Черные с вишневым оттенком флюидальные и брекчиевидные агглютинаты андезитового состава. В нижней и верхней частях пачки среди них горизонты мощностью около 5 м фиолетово-серых порфировых липаритоидных дацитов . . . . . 120
7. Черные кластолавы порфировых андезитов . . . . . 50
8. Черные агглютинаты андезитов . . . . . 300
9. Черные слоистые, местами косослоистые пепловые туфы и туффиты андезитов . . . . . 200-300
10. Черные порфировые андезиты в чередовании с агломератовыми лавами андезитов . . . . . 25
11. Светло-серые разнозернистые туфы андезитов . . . . . 80
12. Темно-зеленые миндалекаменные оливковые базальты с несколькими пластами мощностью 5-7 м тонкополосчатых зеленовато-фиолетовых туфов базальтов . . . . . 300
13. Светло-серые кластолавы дацитов с линзовидными (10 × 15-20 см) включениями фельзитов и прослоями пепловых туфов мощностью от 5 до 10 м . . . . . 200
14. Светлые фиолетовые порфировые андезито-дациты с прослоями тонкослоистых зеленых и фиолетово-бурых туфов среднего состава . . . . . 60

В северо-восточном направлении на правобережье р. Имповеем верхняя андезитовая часть свиты (слои 6-14) выклинивается, а ее мощность падает до 1500-1300 м. Еще далее к северо-востоку в бассейне рек Кычувэеим и Тальнавеем В.А. Иванов в 1965 г. в составе свиты описал быстро выклинивающиеся горизонты лав и туфов кислого состава.



В бассейнах рек Имповеем, Кенгевеем и Ван-Уоянвоям (см. рис. 5, разрезы 2,3) вулканогенные породы теланской свиты согласно перекрываются фашиально изменчивыми прибрежно-морскими, континентальными угленосными и вулканогенными отложениями готерив-альба, среди которых выделяются вулканомиктовые и туфопесчаниковые, реже глинисто-сланцевые отложения вануонской свиты готеривского, возможно, готерив-барремского возраста, грубообломочные вулканогенно-осадочные и угленосные породы рябинкинской свиты баррема (?)—альба и верхняя вулканогенная толща нижнего мела.

Вануонская свита сложена преимущественно серо-зелеными обломочными породами с размерностью обломочной фракции от алевритовой до гравийной, состоящими из обломков измененных вулканических пород, стекла среднего и основного состава, а также обломков кристаллов плагиоклаза. Обломки имеют пирокластическое или вулканомиктовое происхождение. В зависимости от преобладания тех или других различаются туфы, туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники. В виде прослоев и маломощных пачек в толще установлены темно-серые алевролиты, глинистые сланцы и мелкогалечные конгломераты (рис. 7). Обычное для этой свиты совместное присутствие остатков флоры и толстостенных груборебристых раковин указывает на прибрежно-морской характер всех отложений. В нижней части свиты С.И. Бондарчуком, Н.Б. Заборовской и автором собраны остатки *Nuculana* sp. indet., *Inoceramus paraketzovi* Efim., *Inoceramus* sp., *Astarte* sp., *Pleuromya* sp., *Lima* sp. indet., в верхней части *Inoceramus paraketzovi* Efim., *Hertleinitis* sp., *Cylindroteuthis* sp. indet., позволяющие считать возраст свиты готеривским. Самые верхи ее, возможно, относятся уже к баррему. Мощность свиты в бассейне рек Кенгевеем и Ван-Уоянвоям 1500–1700 м.

Рябинкинская свита, согласно залегающая на вануонской, характеризуется чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, углистых, глинистых и кремнистых сланцев и туфов среднего и основного состава. В алевролитах и глинистых сланцах из нее собрана апт-альбская, возможно, баррем-альбская флора: *Equisetites* sp. indet., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Arctopteris* sp. aff. *rarinervis* Samyl., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. hympharum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. ex gr. sangarensis* Vachr., *C. dunkeri* Schimp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer. Мощность свиты 400–500 м.

Верхняя вулканогенная толща нижнего мела по преобладанию в низах ее лав и туфов основного, а в верхней части – пород умеренно кислого состава подразделяется на два крупных горизонта. Нижний сложен зеленовато-серыми и темно-фиолетовыми плагиобазальтами, иногда с очень характерными шаровидными мицелинами хлорита и синевато-серыми мицелинами халседона, размером 0,5–1,0 см и их разнозернистыми серыми, зелеными и фиолетовыми туфами. Мощность горизонта 600–650 м. Верхний представлен темно-серыми, зеленовато-серыми лавами и кластолавами порфировых дацитов и липаритов, чередующихся с подчиненными им в разрезе пепловыми туфами и туфо-левролитами, реже андезитами и их туфами. Видимая мощность горизонта 200 м.

На западном побережье полуострова и в междуречье Имповеема и Вискитчуна вануонская свита из разреза выклинивается и непосредственно на породы теланской свиты согласно налегают вулканогенно-осадочные и угленосные слои рябинкинской свиты, которая отличается здесь огромной мощностью, фашиальным своеобразием (залежи каменных углей и крупные линзы вулканических и субвулканических пород) и подразделяется по признаку угленосности на три подсвиты.

Послойный разрез ее выглядит, по данным Л.З. Липкова и автора, следующим образом. Самые низы его мощностью около 90 м описаны в коренных обнажениях Внутренней губы (рис. 8). Непосредственно на лавах и туфах теланской свиты здесь совершенно согласно и без каких-либо следов перерыва в осадконакоплении залегают:

1. Тонкослойные, светло-серые кремнеземные витрокластические пепловые туфы . . . . .	6-8
2. Слоистые светло-серые кремнеземные крупнозернистые и тонкозернистые вулканомиктовые песчаники и гравелиты . . . . .	6
3. Зеленовато-серые вулканомиктовые песчаники и гравелиты с пластами черных песчано-глинистых сланцев и алевролитов мощностью 0,5-1,5 м с многочисленными ископаемыми остатками растений <i>Coniopteris cf. saportana</i> (Heer) Vachr., <i>Cladophlebis cf. arqutula</i> (Heer) Font., <i>Ginkgo cf. adiantoides</i> (Ung.) Heer, <i>Sphenobaiers</i> (?) sp. indet., <i>Elatocladus</i> sp., <i>Pytyophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath и остатками позднемезозойских эо-терий . . . . .	20
4. Слоистые темно-зеленые туфопесчаники с горизонтами тонкослойных яшмовидных пепловых туфов . . . . .	10-15
5. Серые крупнообломочные туфы андезитов с прослоями мощностью 20-25 см серо-голубых пепловых туфов . . . . .	25
6. Черные афировые лавы андезитов с горизонтами тонкополосчатых пепловых туфов . . . . .	20

Последовательность слоев в остальной части разреза, описанной на левобережье р. Имповеем и в бассейне рек Снежного и Осиновки, следующая:

Мощность, м

## Нижняя подсвита

1. Тонко переслаивающиеся серые пепловые туфы, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы . . . . .	175
2. Углистые глинистые сланцы . . . . .	25
3. Темно-серые пепловые туфы с обломками глинистых сланцев и включениями обуглившейся древесины размером 1-2 см, чередующиеся с алевролитами и пепловыми туфами . . . . .	200-250
4. Черные углистые сланцы с примесью грубого пирокластического материала и обуглившейся древесины . . . . .	15
5. Серые кремнеземные крупнообломочные туфы андезито-дацитового состава с обломками глинистых сланцев . . . . .	250-400

## Средняя подсвита

1. Глинистые сланцы с редкими маломощными (0,5-1,0 м) пластами песчаников . . . . .	100
2. Глинистые и углистые сланцы, песчаники с прослоями каменных углей . . . . .	80
3. Грубозернистые песчаники с шаровой отдельностью, содержащие остатки окаменелой древесины, с прослоями конгломератов и глинистых сланцев . . . . .	220
4. Листоватые глинистые сланцы, постепенно переходящие вверх по разрезу в углистые сланцы с прослоями каменных углей мощностью 2-3 см . . . . .	5
5. Тонкое (0,5-2,0 см) переслаивание каменных углей и углистых сланцев . . . . .	5
6. Слоистые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов, глинистых сланцев и алевролитов . . . . .	150
7. Углисто-глинистые сланцы с тонкими (1-2 см) прослоями волнисто-слоистых каменных углей и растительного детрита . . . . .	5
8. Слоистые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов, глинистых сланцев и алевролитов . . . . .	150
9. Черные углистые сланцы и алевролиты . . . . .	50

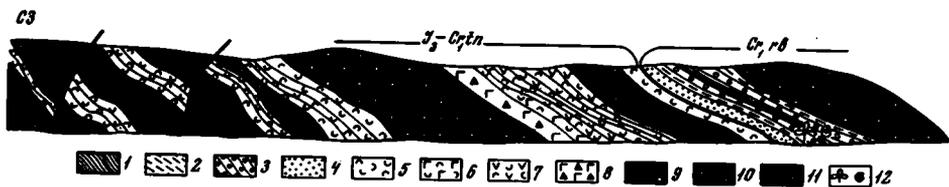


Рис. 8. Согласно́й контакт теланской и рябинкинской свит на северном побережье Внутренней губы

1 - глинистые сланцы с прослоями каменных углей; 2 - алевролиты; 3 - гравелиты; 4 - песчаники; 5 - пепловые туфы; 6 - средне-мелкообломочные туфы базальтов; 7 - средне-мелкообломочные туфы андезитов; 8 - грубообломочные туфы базальтов; 9 - грубообломочные туфы андезитов; 10 - андезиты; 11 - миндалекаменные базальты; 12 - места находок ископаемой флоры и пресноводной фауны

В береговых обнажениях Внутренней губы из угленосных отложений собрана ископаемая флора, аналогичная апт-альбской флоре из угленосных отложений Бальгичан-Сугойского междуречья: *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. saportana* (Heer) Vachr., *Asplenium disksonianum* Heer?, *Ginkgo adiandoides* (Ung.) Heer, *G. pluripartita* (Schimp.) Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. cf. magnifolia* Pryn., *Sphenobaiera cf. flabellata* Vassil., *S. cf. longifolia* (Pomeb) Fl., *Elatocladus manchurica* (Vok.) Yabl.

Мощность, м

#### Верхняя подсвита

1. Чередование пластов (мощностью 20–25 м) песчаников, гравелитов, алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и полосчатых пепловых туфов; более редки пласты конгломератов мощностью 1–2 м. В сланцах и алевролитах отсюда собраны остатки апт-альбской, возможно, альб-сеноманской флоры: *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Conioptaris onychioides* Vassil et K.-M., *C. ex gr. saportana* (Heer) Vachr., *Gladophelis pseudolobifolia* Vachr., *Ginkgo aff. obrutchevii* Sew., *Pseudotorellia cf. nordenskioldii* (Nath.) Fl., *Podozamites ex gr. eichwaldii* Schimp., *Elatocladus sp. aff. manchurica* (Yok.) Yab., *Sequoia fastigiata* (Sternb.) Heer, *Torreya cf. gracillima* Holl. . . . . 800–1000
2. Черные, фиолетово-черные порфиоровые андезиты и их туфы с многочисленными субвулканическими телами того же состава . . . . . 2000

Разрез волжско-нижнемеловых пород этой подзоны, таким образом, представлен сложно построенным, фациально изменчивым комплексом вулканогенных, прибрежно-морских и континентальных угленосных отложений. Нижнюю часть его составляют вулканогенные породы липарит-андезитового и андезит-базальтового состава.

В северо-восточных частях подзоны вулканогенные породы выше по разрезу, постепенно сменяются песчаниковыми, туфопесчаниковыми, реже вулканогенно-осадочными и глинисто-сланцевыми отложениями готериваранней части баррема, которые в свою очередь перекрываются грубообломочными вулканогенно-осадочными и угленосными породами баррема(?) - альба. Выше по разрезу здесь снова появляются вулканогенные породы основного, среднего и умеренно кислого состава.

На юго-западном фланге подзоны морские отложения готерива из разреза выклиниваются, и непосредственно на вулканогенные породы согласно налегают вулканогенно-осадочные и угленосные отложения баррема - альба, в верхах которых появляются крупные "линзы" (мощностью до 2000–2500 м) андезитов, андезито-базальтов и их туфов.

Описанные соотношения между вулканогенными, морскими и угленосными породами (теланской, вануонской и рябинкинской свитами) позволяют считать, что они частично фациально замещают друг друга и что разрез волжско-нижне-меловых пород Северо-Тайгоносской зоны является непрерывным.

Вторая подзона характеризуется развитием вулканогенных и континентальных угленосных отложений, мощность которых в сравнении с аналогичными породами первой подзоны резко уменьшается, а состав и строение существенно меняются.

Вулканогенные и угленосные отложения этой подзоны прослеживаются вдоль юго-восточного края Северо-Тайгоносской зоны. Наиболее полный разрез их наблюдается в береговых обнажениях Внутренней губы к югу и северу от устья р. Вискичун (см. рис. 5, разрез 4). По данным Л.З. Липкова и автора, нижнюю часть его составляют зеленовато-серые и зеленовато-бурые массивные и миндалекаменные плагиобазальты, андезиты-базальты и андезиты (последние тяготеют к верхней части разреза), неравномерно чередующиеся с тонкослоистыми темно-бурыми пепловыми туфами, туффитами и туфоалевролитами. Приблизительно в средней части разреза среди них установлены незначительные по мощности горизонты фиолетово-серых лав, агломератовых туфов и игнимбритов кислого состава и пачки кремнистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев с тонкими миллиметровыми прослоями углей и отпечатками *Podozamites lanceolatus* L. et H. (?). Мощность вулканитов около 2000 м.

Вулканогенные породы согласно залегают на более древних вулканогенно-осадочных отложениях юры и связаны с ними постепенным переходом. В самых верхних горизонтах юрского разреза содержится фауна ауцелл кимеридж-средне-волжского возраста. Таким образом, среди описанных вулканитов имеются возрастные аналоги как вавачунской, так и теланской свит. Из этого следует, что кислые вулканиты в юго-восточном направлении замещаются более основными.

Выше вулканогенных пород в разрезе залегают терригенные угленосные отложения (см. рис. 19, разрез 4). Однако соотношения их с подстилающими вулканитами остались неясными, так как контакт между ними носит во всех случаях тектонический характер. Последовательность этих отложений в береговых обрывах Внутренней губы между устьями рек Вискичун и Осиновка следующая:

Мощность, м

- |   |    |
|---|----|
| 1. Черные углисто-глинистые сланцы с линзами плохо сортированных песчаников и гравелитов и редкими прослоями мощностью 10-30 см каменных углей . . . . .  | 65 |
| 2. Зеленовато-серые грубозернистые плохо сортированные песчаники с прослоями гравелитов, чередующиеся с тонкослоистыми и косослоистыми темно-серыми песчано-глинистыми сланцами и алевролитами мощностью 0,5-3,0 м, повторяющимися в разрезе через 3-15 м . . . . .   | 65 |
| 3. Черные песчано-глинистые сланцы с галькой и плохо окатанным обломочным материалом, с известковистыми конкрециями размером до 0,5 м в поперечнике . . . . .   | 70 |
| 4. Конгломераты хорошо сортированные с уплощенной окатанной галькой кремнецветных хлоритизированных вулканогенных пород среднего и основного состава (до 70%), алевролитов, песчано-глинистых сланцев, песчаников и обломков древней коры выветривания; содержат остатки окаменелых стволов деревьев диаметром до 20-30 м . . . . . | 20 |

На правобережье р. Вискичун из этих отложений собрана ископаемая флора, аналогичная флоре рябинкинской свиты, а также *Equisetites* sp., *Encophalartopsis* sp. var., *Ginkgo* ex gr. *huttonii* (Stern.) Heer, *Podozamites* cf. *eichwaldii*

Schimp., *P. lanceolatus* L. et H., позволяющие сопоставлять эти породы по возрасту с баррем(?)–альбской рябинкинской свитой.

Таким образом, по строению и составу разрез волжско–нижнемеловых вулканогенных и континентальных отложений юго–восточной подзоны близок разрезам аналогичных пород из юго–западной части Северо–Тайгоносской зоны (междуречье Имповеема и Вискичуна), но отличается от них гораздо меньшей мощностью и почти полным отсутствием вулканитов кислого состава.

### Пенжинско–Анадырская зона

Пенжинско–Анадырская зона характеризуется распространением морских вулканогенно–кремнистых и терригенных отложений, разрез которых по литологическим признакам отчетливо распадается на две части: волжско–нижнебарремскую, приблизительно соответствующую времени накопления континентальных и прибрежно–морских вулканогенных и терригенных отложений вавачунской, теланской и вануонской свит в северо–западной части п–ова Тайгонос, и верхнебарремско–альбскую, отвечающую по времени формирования континентальным угленосным и вулканогенным породам рябинкинской свиты.

Волжско–нижнебарремские отложения имеют в сравнении с более молодыми барремско–альбскими толщами более широкое площадное распространение. В направлении с северо–запада на юго–восток выделяются три подзоны.

Первая из них протягивается вдоль северо–западного края Пенжинско–Анадырской зоны по границе ее с Южно–Тайгоносским поднятием и характеризуется туфогенно–кремнисто–терригенным типом разреза. Волжско–нижнемеловые породы этого типа обнажаются в юго–восточной части п–ова Тайгонос на правом берегу р. Нейнег (см. рис. 5, разрез 5). В основании разреза, по данным С.И. Бондарчука и автора, залегают верхнеюрские тонко переслаивающиеся синевато–серые алевролиты, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы, заключающие в себе пласты и прослой светлых серо–зеленых кремнистых пород, туфопесчаников, среднеобломочных туфов и многочисленные остатки пеллеципод верхнеюрского возраста. Мощность их около 1000 м.

Выше по разрезу верхнеюрские слои совершенно согласно и постепенно сменяются монотонными карбонатно–терригенными отложениями берриаса и валанжина, в составе которых наблюдаются:

Мощность, м

#### Берриас

1. Серые мелкозернистые песчаники и синевато–серые тонкоплитчатые глинистые сланцы с редкими прослоями серовато–зеленых микрослоистых кристаллических доломитов мощностью до 20–35 см. В глинистых сланцах собраны остатки *Aucella ex gr. lahuseni* Pavl.; *A. ex gr. volgensis* Lah.; *Phylloceras* (?) sp. indet.; датирующие описанные слои берриасом . . . . . 250–300

#### Валанжинский ярус

1. Темно–серые и черные известковистые алевролиты с шаровидными глинисто–карбонатными стяжениями, переслаивающиеся с темно–серыми глинистыми кварц–плагиоклазовыми песчаниками и содержащие тонкие слои ауцеллового ракушняка и редкие прослой и линзы доломитов до 20–35 см. Отсюда определены *Aucella cf. uncitoides* Pavl.; *A. sibirica* Sok.?, *A. cf. inflata* Toula . . . . . 50–70
2. Черные алевролиты и тонкоплитчатые глинистые сланцы с редкими пластинами зеленовато–серых песчаников мощностью до 10–12 м с остатками *Aucella cf. inflata* Toula, *A. crassicolis* Keys.?, *A. ex gr. keyserlingi* Lah. . . . . 300

- |  |     |
|--|-----|
| 3. Монотонные черные листоватые глинистые и песчано-глинистые сланцы с остатками деформированных средне-поздневаланжинских ауцелл . . . . .  | 350 |
| 4. Частое переслаивание темно-серых алевролитов и песчаников, в верхах - чередование черных алевролитов, светло-зеленых кремнистых алевролитов и зеленых туфов основного состава . . . . . | 500 |

Вторая подзона отвечает внутренней части Пенжинско-Анадырской зоны и характеризуется терригенно-кремнисто-вулканогенным типом разреза. Отложения этой подзоны обнажаются на восточном побережье п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки.

На юго-восточном побережье п-ова Тайгонос эти породы наиболее полно представлены на м. Поворотном и междуречье Витаэтгли и Поворотного (рис.9). Сводный разрез их, по данным С.И. Бондарчука и автора, следующий:

Кингивеевская свита

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Темные буровато-зеленые массивные или брекчиево-полосчатые спилиты с сургучно-красными зелеными яшмами, заполняющими промежутки между глыбами или образующими линзовидные тела и прослой мощностью от нескольких сантиметров до 5-7 м; в яшмах - многочисленные остатки радиолярий. Из коллекции М.С. Маркова, Р.Х. Липман определила: <i>Cenosphaera</i> sp., <i>Carp-osphaera</i> sp., <i>Cenellipsis</i> cf. <i>compresia</i> Hinde, <i>Tricolocapsa pilula</i> Hinde, <i>T. elongata</i> Hinde, <i>Dictyomirta</i> sp., <i>Lithocampe</i> aff. <i>sichotica</i> Zham. . . . .                | 300-350 |
| 2. Серпентиниты, интенсивно перемятые, будинированные и рассланцованные, сменяющиеся выше по разрезу плейчатými полосчатыми и послойно окварцованными габбро (?), смятыми в сильно сжатые изоклинальные складки . . . . .   | 200-250 |
| 3. Темно-зеленые и буро-зеленые диабазы, спилиты и базальты и их грубообломочные туфы с неясно выраженными полосами красновато-черных яшм . . . . .   | 300-350 |
| 4. Тонко переслаивающиеся (мощность слоев от 2-5 до 10-20 см) черные, синевато-серые кремнисто-глинистые и зеленые кремнистые породы . . . . .  | 10-15   |
| 5. Чередование светло-серых массивных, реже слоистых полимиктовых песчаников с остатками углифицированного растительного детрита (мощность 5-7 м) с черными массивными аргиллитами (мощность 10-15 м); на границе песчаниковых и аргиллитовых пластов в этой толще нередко наблюдаются горизонты (мощностью 1-3 м) пятнистых по окраске брекчий, состоящих из плоско-параллельно ориентированных плитообразных включений черных аргиллитов (димиктиты), сцементированных светлым песчаником. В толще установлено несколько выклинивающихся согласных тел серпентинитов мощностью до 8-10 м. . . . . | 300     |
| 6. Ритмичное чередование (мощность ритмов 30 см) массивных тонкозернистых песчаников, тонко переслаивающихся алевролитов и аргиллитов и массивных черных аргиллитов, содержащих в кровле следы ползания донных организмов и остатки очень редких мелких (до 2 см в высоту) раковин двустворчатых моллюсков . . . . .  | 100-120 |
| 7. Ритмичное переслаивание светло-серых среднезернистых песчаников, нередко с оползневыми микроскладчатыми и плейчатыми структурами (мощность от 1 до 2-3 м) и черных алев-   |         |



Рис. 9. Разрез кингвиевской свиты (поздняя юра – берриас) на м.Поворотном

В левой части снимка видна толща флишеидных пород, в правой – спилиты с прослоями яшм и кремнисто-глинистых сланцев

Мощность, м

- |     |  |         |
|-----|--|---------|
|     | ролитов и аргиллитов (мощностью 10–15 м). В кровле толщи наблюдаются два пласта (мощностью до 2–3 м) конгломератов с обильной хорошо окатанной галькой черных алевролитов, аргиллитов и крупнокристаллических лейкократовых габбро и диоритов . . . . .  | 700–750 |
| 8.  | Буровато-зеленые спилиты, переслаивающиеся через 10–15 м с темными неясно-полосчатыми коричнево-зелеными яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, нередко по-слоино окварцованными и смятыми в мелкие изоклиналильные складки (рис. 10). В яшмах и кремнистых породах М.С.Марковым собраны остатки радиолярий <i>Sphaeroides</i> sp., <i>Cenosphaera</i> sp., <i>Dorysphaera</i> (?) sp., <i>Cenellipsis</i> sp. (определения Р.Х. Липман) . . . . .                         | 500–700 |
| 9.  | Зеленовато-черные, черные, грубополосчатые аподунитовые и апогарибургитовые серпентиниты с линзовидными включениями (мощностью до 300–500 м и протяженностью до 2–2,5 км) слоистых кремнисто-вулканогенных и терригенных пород. В контакте их с гипербазитами наблюдаются также линзовидные тела (мощностью в несколько метров и протяженностью в 100–150 м) эклогитов и эклогитовых амфиболитов. Контакты глубинных пород с вмещающими породами и друг с другом тектонические . . . . . | 0–200   |
| 10. | Черные кремнисто-глинистые сланцы с прослоями светло-зеленых кремнистых сланцев и линзами зеленых и розовых яшм и серых мелкокристаллических доломитов мощностью до 1–2 м . . . . .  | 50–70   |
| 11. | Черные массивные алевролиты и аргиллиты с многочисленными линзовидными прослоями известковистых мелкозернистых песчаников и многочисленными стяжениями халцедоновидного кварца размером в среднем 5 × 10 см в поперечнике; в них постоянно встречается также примесь более грубого материала и редкая галька вулканогенных и кремнистых пород . . . . .  | 350–500 |



Рис. 10. Милониты в кингивеевской свите

Мощность, м

12. Ритмичное переслаивание мелкозернистых полимиктовых и вулканомиктовых кремнистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в верхах – с линзами и прослоями кремнистых сланцев; в основании пачки найден отпечаток тонкоробристой раковины *Aucella sp. indet.* . . . . . 500–700
13. Черные, синевато-серые кремнисто-глинистые породы с прослоями полосчатых темно-зеленых и коричнево-зеленых кремнистых сланцев и подчиненных им яшм и кремнистых спилитов; кремнисто-глинистые и вулканогенные породы милонитизированы (см. рис. 10), послойно прокварцованы, имеют плейчатую и микроскладчатую структуру (рис. 11) и содержат линзы и будины кварца и темно-серых, розово-серых кристаллических доломитов . . . . . 350–400
14. Черные, синевато-серые алевролиты и аргиллиты с обильными караваеобразными кремнисто-глинистыми, кремнисто-песчаными и кремнисто-известковистыми стяжениями (мощность слоев 0,5–3 м), переслаивающиеся со светло-серыми мелкозернистыми песчаниками, туфопесчаниками, светло-зелеными и кремнистыми, и черно-зелеными полосчатыми кремнисто-глинистыми породами (мощность 0,5–10,0 м) . . . . . 100–150
15. Темно-зеленые спилиты с прослоями полосчатых зеленых и сургучно-красных яшм и полосчатых черно-зеленых кремнисто-глинистых сланцев; вверх по разрезу в них появляются прослойки (мощностью в 10–15 м) темных зеленовато-серых песчаников, гравелитов . . . . . 250–300

Мялекасынская и тылакрьльская свиты

1. Пестро окрашенные и плохо сортированные глыбовые брекчии и валунные конгломераты с разноцветной галькой, валунами и глыбами (размер глыб до 10–25 м в поперечнике) черных глинистых сланцев и алевролитов, зеленых и сургучно-красных

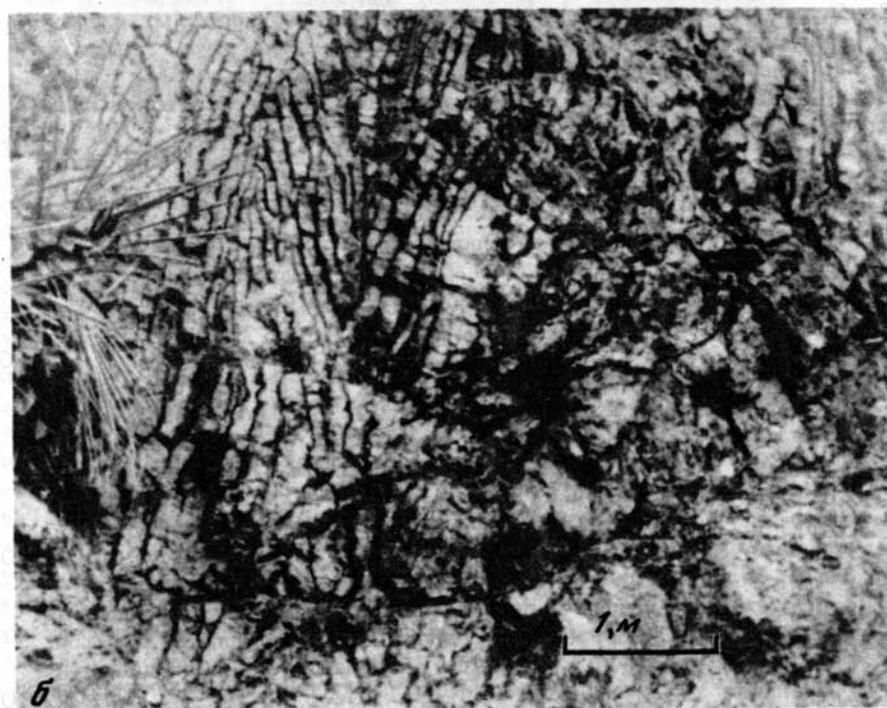


Рис. 11. Пличатые структуры и микроскладки в кремнисто-глинистых (верхний снимок) и кремнистых породах (нижний снимок) кингивеевской свиты

яшм, яшмо-кварцитов, халцедоновидного кварца, брекчиево-полосчатых и плейчатых кремнисто-глинистых пород, темно-зеленых и светло-серых спилитов и серых и розово-белых доломитов; реже встречаются галька амфиболовых диоритов и глыбы пахучих известковистых алевролитов с остатками призматического слоя кольмий (рис. 12). Цементирующая масса конгломератов и брекчий зеленовато-серая кремнисто-глинистая, в некоторых горизонтах полосчатая, псевдофлюидальная. Полосчатость подчеркивается ориентировкой плоских глыб и обломков. Конгломераты содержат прослойки песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в которых на левобережье руч. Витаетгля найдены остатки *Aucella cf. sibirica* Sok., *A. ex gr. keyserlingi* Lah., *A. cf. weerthi* Pavl., *A. sp. indet.*, характеризующие собой нижнюю часть валанжинского яруса . . .

150-200

2. Ритмично переслаивающиеся зеленовато-серые конгломераты, гравелиты и грубозернистые песчаники (пачки мощностью 3-5 м), чередующиеся с ритмично-слоистыми (мощность ритмов 0,2-0,5 м) мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (пачки мощностью 10-15 м). Внутри этого горизонта наблюдаются включения огромных плитообразных глыб (олистолитов) серпентинитов, эклогитов и светло-зеленых брекчиевидно-полосчатых милонитов, составляющих в совокупности согласное тело мощностью до 20-25 м и протяженностью до нескольких сотен метров (рис. 13). Юго-западнее м. Поворотного примерно в этой части разреза встречаются пласты (мощностью до 30-35 м) зеленых конгломерато-брекчий с кремнистым цементом и обломками сургучно-красных яшм и спилитов, а также редкие горизонты спилитов . . . . .
3. Ритмично переслаивающиеся (мощность ритмов от нескольких см до 0,5-1,0 м) зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, алевролиты и светло-зеленые кремнисто-глинистые и кремнистые породы, чередующиеся через 10-15 м с пластиками зеленовато-серых мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью 5-7 м. На поверхности пластов - остатки червей и многочисленные следы их ползания. В средней части горизонта собраны остатки иноцерамов и аммонитов плохой сохранности . . . . .
4. Ритмично переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, мощность ритмов колеблется от 10 см до 3 м, иногда 5-7 м . . . . .
5. Тонкослоистые серые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу черными тонкослоистыми и косослоистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами . . . . .

400-500

450-500

300-400

250-300

В стратотипическом разрезе в бассейне р. Таловки, где конгломератов значительно меньше, мялекасынская и тылакрьльская свиты разделяются по характеру заключенной в них фауны: берриасовых и валанжинских или только валанжинских ауцелл - в мялекасынской свите и готеривских иноцерамов и аммонитов - в тылакрьльской свите. Основываясь на этом, можно предположить, что нижняя более грубообломочная часть приведенного разреза мощностью в 600-800 м, содержащая ауцелл валанжинского возраста, относится к мялекасынской свите, а верхняя, тонкообломочная, с остатками иноцерамов и аммонитов плохой сохранности, - к тылакрьльской.



Рис. 12. Олистострома из мялекасынской и тылакрьельской свиты (валанжин – готерив). Восточное побережье п-ова Тайгонос

Обломки черного цвета – серпентиниты, серого – кремнистые и окремненные вулканогенные породы, белого – халцедоновидный кварц и кристаллические известняки

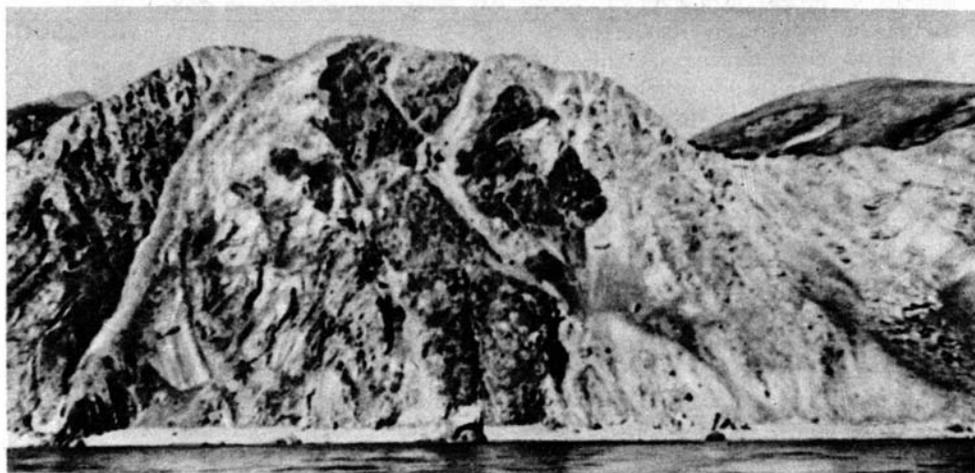


Рис. 13. Олистолиды гипербазитов и эклогитов (темное) в олистостромовых пачках мялекасынской и тылакрьельской свит

Восточное побережье п-ова Тайгонос

Таким образом, разрез волжско–нижебарремских отложений юго–восточного побережья п-ова Тайгонос в литологическом отношении распадается на две части. Нижняя (кингвеевская свита) сложена спилитами, диабазами, яшмами, кремнистыми и кремнисто–глинистыми сланцами; кремнисто–вулканогенным породам подчинены горизонты флишеидных песчано–глинисто–сланцевых пород и маломощные линзы кристаллических известняков. В нижней части толщи заключены различные по мощности тектонические линзы гипербазитов. Верхняя (мя–

лекасынская и тылакрьльская свиты) представлена грубым конгломерато-песчаниково-алевролитовым флишем, заключающим в нижней части горизонты олистостром с олистолитами гипербазитов, эклогитов и кремнисто-вулканогенных пород размером до 15-25 м в поперечнике. Размерность обломочного материала во флишевой толще и мощность ритмов вверх по разрезу постепенно уменьшаются.

В аналогичной последовательности кремнисто-вулканогенные и терригенные породы обнажаются и на Северо-Западной Камчатке, однако стратиграфический объем, состав и внутреннее строение их здесь несколько меняются. На Валжгенском поднятии (см. рис. 7, разрез 7) разрез этих отложений, описанный Л.А. Анкудиновым и Ю.М. Резником в 1966 г., такой:

Мощность, м

Верхняя юра (?)

1. Темно-зеленые спилиты (?) и их туфы в чередовании (пачки мощностью 10-50 м) с сургучно-красными яшмами и тонкопелосчатыми (мощностью слоев 0,1-0,5 м) буро-зелеными и зелено-черными кремнисто-глинистыми породами, яшмо-кварцитами. Кремнисто-глинистые и вулканогенные породы послонно окварцованы, перемяты и дислоцированы в мелкие изоклиньяльные складки; среди них наблюдается также несколько мелких тел гипербазитов, форма и условия залегания которых из-за плохой обнаженности не установлены. В кремнистых породах найдены остатки радиолярий *Cenosphaera*, *Staurosphaeras* (?), *Dicolocapsa* (?), *Tithostrobis* (?), *Conosphaera* (?), *Lithomitra*, *Lithocampe*, свидетельствующие, по А.И. Жамойде, о позднемезозойском возрасте пород . . . . . 1000

Нижний мел

Мялекасынская свита

1. Темно-серые алевролиты и аргиллиты с рассеянной галькой осадочных пород, прослоями песчаников и остатками *Aucella terebratuloides* Lah., *A. cf. okensis* Pavl., *A. ex gr. volgensis* Lah., датирующими эти слои верхней частью волжского яруса-берриасом . . . . . 300-400
2. Ритмично переслаивающиеся (мощность ритмов 0,1-1,5 м) зеленовато-серые песчаники, алевролиты и кремнистые аргиллиты, чередующиеся с ритмично-слоистыми (мощность ритмов та же) туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами, заключающими также пласты брекчий мощностью до 2 м; в нижней части содержатся остатки *Aucella bulloides* Lah., *A. cf. inflata* Toula, *A. weerthi* Pavl.(?), а в верхах - *Aucella inflata* Toula, *A. cf. piriformis* Lah., *A. cf. crassa* Pavl., *A. cf. uncitoides* Pavl., указывающие на валанжинский возраст отложений . . 1000-1100

Тылакрьльская свита

1. Конгломерато-брекчии грубослоистые, косослоистые, с прослоями мелкообломочных брекчий, гравелитов и песчаников; остроугольные обломки и валуны в них представлены зеленокаменно измененными эффузивами основного состава, кремнистыми породами и яшмами, кварцитами, осадочными породами, альбит-эпидот-хлоритовыми, эпидот-глаукофановыми метаморфическими сланцами, габброидами, гипербазитами. Вблизи блоков палеозоя в них наблюдается погрубение обломочного материала и появляются глыбы (размером до 3-6 м в поперечнике) кварцитов и извест-

няков с кораллами и брахиоподами, характерными для эйфельского яруса среднего девона. В бассейне р. Бухтовой эта толща фациально замещается ритмично переслаивающимися (мощность ритмов 200–250 м) гипербазитовыми брекчиями, полимиктовыми мелкообломочными брекчиями (обломки серпентинитов, габбро, спилитов, осадочных пород и амфиболитов) и косослоистыми серпентинитовыми песчаниками. Эта ритмично-слоистая толща впервые была подробно описана А.Ф. Михайловым (1955, 1962). В грубообломочной толще содержится обильная фауна аммонитов и иноцерамов, позволяющая считать возраст готеривским – нижнебарремским . . . . . От 800 до 2000

В сравнении с разрезами кремнисто-вулканогенных и терригенных пород юго-восточного побережья п-ова Тайгонос граница кремнисто-вулканогенной кингивеевской и терригенной мялекасынской свит в данном разрезе опускается до границы юры и мела. Одновременно с этим меняется и состав самой терригенной голши. Тонко- и мелкообломочные породы слагают здесь преимущественно низы разреза (мялекасынская свита), а грубообломочные – верхи (гылакрыльская свита).

Такой же стратиграфический объем кремнисто-вулканогенной и терригенной голши верхней юры и нижнего мела в бассейне р. Таловки (см. рис.7, разрез 9), однако состав этих отложений и прежде всего состав терригенной голши снова меняется.

Выше гипербазитов Куюльского массива здесь, по данным Г.П. Авдейко (1968), залегают:

Кингивеевская свита

- 1. Спилиты, миндалекаменные диабазы, яшмы, яшмовидные породы с прослоями туфов и туфогенных песчаников; яшмы располагаются в нижней части разреза, спилиты и миндалекаменные диабазы – в верхней. В терригенных отложениях свиты собраны мезозойские радиолярии и один единственный экземпляр *Aucella* sp. 1100

Мялекасынская свита

- 1. Переслаивание алевролитов и мелкозернистых, среднезернистых полимиктовых песчаников с большой примесью туфогенного материала, туффиты и туфы основного состава. В низах они содержат *Aucella keyserlingi* Jah., *A. cf. keyserlingi* Lah., *A. bulloides* Lah., *A. cf. inflata* (Toula), *A. cf. volgensis* Lah. и др. (берриас); в верхах – *A. keyserlingi* Lah., *A. bulloides* Lah., *A. ex gr. terebratuloides* Lah., *A. aff. uncitoides* Pavl. . . . . 370
- 2. Переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями туфов, туфобрекчий и эффузивов основного состава, в том числе спилитов и миндалекаменных диабазов. В песчаниках содержится средневаланжинский комплекс фауны: *Aucella crassicolis* Keys., *A. cf. crassa* Pavl., *A. uncitoides* Pavl., *A. keyserlingi* Lah. и др. Выше встречаются *A. crassicolis* Keys., *A. uncitoides* Pavl., *A. cf. bulloides* Lah., *A. keyserlingi* Lah. . . . . 500
- 3. Песчаники от мелко- до крупнозернистых с прослоями гравелистов и алевролитов с *Aucella* sp. indet., *Terebratula* sp., *Lima* sp., *Modiola cf. sibirica* Boudy . . . . . 170
- 4. Переслаивание песчаников и алевролитов с преобладанием алевролитов . . . . . 250

На мялекасынской и кингивеемской свитах несогласно с базальными конгломератами в основании залегают отложения айынской свиты, представленные песчаниками и глинистыми сланцами.

Как видно из приведенного разреза, изменения в составе терригенной толщи здесь заключаются в заметном уменьшении роли грубообломочного материала и постепенном исчезновении ритмичной слоистости.

В юго-западной части Таловских гор (см. рис. 7, разрез 8) состав кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений остается такой же, но здесь, как и на п-ове Тайгонос, граница кремнисто-вулканогенной и терригенной толщ проходит не в основании мела, а в основании валанжина (Похилайнен, 1967; Пергамент, Похилайнен, 1970). Последовательность отложений в разрезе здесь следующая:

Мощность, м

#### Кингивеемская свита

1. Брекчированные миндалекаменные спилиты и диабазы с шаровой отдельностью, зелеными и красными яшмами в виде оторочек вокруг шаров; коричневые кремнисто-глинистые сланцы с линзами и прослоями известняков и яшм, с остатками радиолярий верхнеюрского - валанжинского возраста. (по А.И. Жамойде) . . . . . 650

#### Мялекасынская свита

1. Переслаивание через 0,1-1,5 м глинистых, кремнистых и туфогенных сланцев с мелкозернистыми песчаниками и туфопесчаниками; в низах нередко прослой яшм, диабазов и спилитов. По всему разрезу - ауцеллы средне-поздневаланжинского возраста: *Aucella incitoides* Pavl., *A. bulloides* Lah., *A. piriformis* Lah., *A. keyserlingi* Lah., *A. cf. solida* Lah., *A. cf. crassa* Pavl., *A. cf. inflata* Teula, *A. piriformis* Lah. var. *majuscula* (Tullb.), *A. cf. crassicolis* Keys., *A. cf. concentrica* (Fish.) . . . . . 1100-1200

#### Тылакрьльская свита

1. Переслаивание (в отдельных пачках флишоидное) алевролитов, глинистых сланцев, песчаников; прослой туфов, туфобрекчий основного состава и конгломератов . . . . . 1300-1400

Таким образом, разрез верхнеюрско-нижнемеловых пород юго-восточного побережья п-ова Тайганос и Северо-Западной Камчатки (терригенно-кремнисто-вулканогенный тип разреза) начинается спилитами и диабазами, чередующимися с полосчатыми кремнисто-известковыми, кремнисто-глинистыми сланцами и яшмами. На юго-восточном побережье п-ова Тайгонос кремнисто-вулканогенным породам подчинены пачки терригенного флиша; на Северо-Западной Камчатке встречаются маломощные горизонты известняков.

Кремнисто-вулканогенные породы вверх по разрезу сменяются терригенной флишоидной толщей, обломочный материал в которой в ряде мест почти целиком представлен продуктами разрушения серпентинитов и вулканогенно-кремнистых отложений. На восточном побережье п-ова Тайгонос в низах ее залегают мощные пачки олистостромовых брекчий с олистолитами гипербазитов и эклогитов длиной до 20-25 м. В более восточных частях прогиба на Валижгенском поднятии олистостромовые пачки перемешаются в верхнюю часть разреза. В олистолитах здесь наряду с гипербазитами встречаются габбро и метаморфические сланцы. Еще далее к юго-востоку, в верховьях р. Маметы и среднем течении р. Таловки, олистостромовые брекчии из разреза выклиниваются и толща представлена монотонными песчаниково-глинисто-сланцевыми отложениями.

Собранная по всему разрезу фауна ауцелл (мялекасынская свита), иноцератов и аммонитов (тылакрьльская свита и свита "Маметчинских гор") ограни-

чивает возраст терригенных отложений на Валижгенском поднятии в пределах берриаса - низов баррема (Анкудинов, Резник, 1966; Авдейко, 1966, 1968); в Таловских горах нижняя возрастная граница их поднимается выше и проходит в основании валанжина. Базальные берриасовые горизонты терригенных отложений замещаются здесь кремнисто-вулканогенными породами (Похилайнен, 1967; Пергамент, Похилайнен, 1970). Такой же возраст терригенной флишовой толщи, по нашим данным, и на п-ове Тайгонос.

Верхняя возрастная граница согласно подстилающих их кремнисто-вулканогенных отложений кингвиевской свиты определяется соответственно на Валижгенском поднятии и в бассейне р. Таловки границей юры и мела, а на п-ове Тайгонос и в юго-западной части Таловских гор границей берриаса и валанжина.

Вопрос о нижней возрастной границе кремнисто-вулканогенных отложений в настоящее время нельзя считать полностью решенным. Принимая во внимание, что в западной части Корякского нагорья на верхнюю юру повсеместно приходится перерыв и разрезы верхнеюрско-нижнемелового комплекса начинаются с отложений волжского яруса - берриаса, можно предположить, что нижняя граница кингвиевской свиты проходит где-то в основании волжского яруса.

Третья подзона располагается вдоль юго-восточного края Пенжинско-Анадырской зоны на границе ее с Таловско-Майнским поднятием. В междуречье Пенжины и Пальматкиной эти отложения залегают с несогласием на отложениях средней юры и представлены в нижней части переслаивающимися туфопесчаниками, туфобрекчиями, кремнистыми алевролитами и туфами мощностью 200-300 м, а в верхней алевролитами и глинистыми сланцами мощностью около 1000 м (Мигович, 1963; Авдейко, 1968).

По присутствию в нижней части разреза *Aucella cf. mosquensis* (Buch.), *A. cf. rugosa* (Fisch.), *A. ex gr. lauseni* Pavl. и др. возраст ее определяется волжским. Возраст верхней части толщи, где содержатся *Aucella cf. okensis* Pavl., *A. volgensis* Lah., *A. keyserlingi* Lah. и др. - берриас-валанжинский.

Разрез этой подзоны, таким образом, близок по строению и составу слагающих его пород разрезам туфогенно-кремнисто-терригенных пород правобережья р. Нейнег (юго-восточное побережье п-ова Тайгонос), но отличается от него гораздо меньшей мощностью.

Отложения верхнебарремско-альбского возраста в сравнении с волжско-нижнебарремскими занимают гораздо меньшую площадь и известны лишь во внутренней части волжско-нижнемелового прогиба. Так же, как и подстилающие их волжско-нижнебарремские породы, они подразделяются на две толщи: нижнюю, существенно вулканогенную, получившую, согласно М.А. Пергаменту (1955) впервые выделенному ее, название кармаливаймской свиты, и верхнюю терригенную. Последняя в работах разных исследователей не имеет единого литолого-стратиграфического деления. А.Ф. Михайлов и М.А. Пергамент относят всю ее к айнынской свите. В.П. Похилайнен подразделяет ее на тихореценскую и кедровскую свиты, а Г.П. Авдейко - на айнынскую и кедровскую.

Наиболее полно верхнебарремско-альбские слои представлены на Северо-Западной Камчатке в бассейне р. Маметы. Согласно стратиграфической схеме Г.П. Авдейко (1968), разрез их выглядит следующим образом:

Мощность, м

#### Кармаливаймская свита

1. Переслаивание зеленых массивных туфобрекчий андезитового и андезито-базальтового состава с подчиненными им в разрезе туфо-конгломератами, туфами, туфопесчаниками, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами. В верхней половине разреза свиты М.А. Пергаментом и позднее Г.П. Авдейко и В.П. Похилайненом собраны многочисленные виды ауцеллин и аммонитов, позволяющих датировать ее верхней частью баррема - аптом . . . . . 400-1100

## Айнынская свита

1. Темно-серые аргиллиты с прослоями разнозернистых песчаников, алевролитов, углей и углисто-глинистых сланцев; песчаники с прослоями и линзами гравелитов и алевролитов . . . . . 2000–3000

## Кедровская свита

1. Переспаивание песчаников и алевролитов; в основании горизонт (мощностью 8–10 м) базальных конгломератов с галькой и валунами эффузивов основного состава, туфов и кремнистых пород . . . 2000–2500

По многочисленным находкам ауцеллий, аммонитов и иноцерамов нижней айнынской подсвиты без самых верхних горизонтов ее относится Г.П. Авдейко к нижнему альбу, а самая верхняя часть нижней айнынской подсвиты и вся верхнеайнынская подсвита – к среднему альбу.

Северо-восточнее в бассейне рек Мя-Лекасын и Лекасын (левые притоки р. Таловки), по данным Г.П. Авдейко (1968), верхнебарремско-аптские слои (кармаливая свита) из разрезов выпадают. На песчаниках и туфопесчаниках валанжина (мялекасынская свита) здесь с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегают отложения нижнего и среднего альба (айнынская свита).

Еще далее к северо-востоку в бассейне р. Пальмапкиной исчезают также слои альба. Берриасово-валанжинские туфогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные породы здесь сразу же с угловым несогласием перекрываются толщей верхнего мела (Авдейко, 1968; Пергамент, Похилайнен, 1970).

В северо-западном направлении вкост простирания волжско-нижнемеловой толщи изменения в составе верхнебарремско-альбских отложений происходят несколько иначе. Вначале выпадают наиболее молодые альбские слои разреза, нижние же, верхнебарремско-аптские части разреза, наоборот, увеличиваются в мощности, и в составе их появляются кремнистые и кремнисто-вулканогенные породы. К северо-востоку от м. Поворотного (восточное побережье п-ова Тайгонос) разрез их начинается пачкой (мощностью 50–75 м) синевато-серых карбонатных кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов, содержащих стяжения карбонатно-кремнистого материала, прослои и линзы светло-зеленых кремнистых пород. Выше залегают чередующиеся светло-зеленые окремненные вулканогенные породы (спилиты?), яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники и алевролиты, нередко послойно прокварцованные (мощность 1500–2000 м). Эти отложения повсеместно находятся в контакте с гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива, интенсивно метаморфизованы и рассланцованы, что затрудняет петрографическое изучение отложений, особенно верхних горизонтов. По положению в разрезе и преобладанию в составе вулканогенных пород толща условно отнесена к кармаливая свите.

## ФОРМАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Среди верхневолжско-нижнемеловых формаций Северо-Тайгоносской зоны выделяются наземные андезит-липаритовая, андезит-базальтовая и андезитовая и, кроме того, морская и континентальная угленосная молассовые формации.

Андезит-липаритовая формация объединяет вулканогенные породы вавачунской свиты, сменяет во времени геосинклиналиную андезитовую кимеридж-волжского возраста формацию. Нижние горизонты ее образовались, вероятно, еще в прибрежно-морских условиях, так как содержат внутри себя прослой тонкообломочных глинистых пород с остатками морской фауны. Для рассматриваемой формации в целом характерно чередование крупных пачек (мощностью 200–

300 м) крупнообломочных и агломератовых туфов липаритового и трахилипаритового состава, содержащих маломощные прослои пепловых и мелкообломочных разностей туфов того же состава с подчиненными им в разрезе пачками (мощностью 50–100 м) андезитов, андезито-базальтов и их туфов. Отдельным пачкам и горизонтам кислых пород мощностью от 10–15 до 200–300 м свойственна игнимбриговая природа. Незначительное место занимают алевролиты и углисто-глинистые сланцы с остатками морской фауны. Эти прослои тяготеют к самым низам формации и имеют локальное распространение. Переслаивание вулканогенных пород внутри нее имеет в целом сложный линзообразный характер.

Крупнообломочные и агломератовые туфы липаритового и трахилипаритового состава – яркие пестро окрашенные породы, состоящие из угловатых и округлых обломков фиолетово-черных порфировых андезитов, дацитов, плагиолипаритов и массивных и тонкополосчатых изумрудно-зеленых, сиреневых и палевых фельзитов размером от 2–3 см до 0,5–1,0 м, погруженных в кристалло-литокластическую средне- и мелкообломочную туфовую массу того же состава. В последней наблюдаются литокласты пород кислого состава, кристаллокласты плагиоклаза, кварца, реже калинатрового полевого шпата и тонкоструктурный поровый или базальный цемент. Вторичные изменения выражены в хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации породы. Игнимбриты состоят из сваренных частиц измененного и девитрифицированного стекла черепичатой, продолговатой или причудливой формы (размер 0,02–0,10 мм), различных по величине обломков вулканических пород среднего и кислого состава (размер до 1 см) и кристаллов плагиоклаза и кварца, реже калинатриевого полевого шпата (размером до 0,5 см). Состав обломков в цементе такой же, как и в агломератовых туфах.

Андезиты – черные, фиолетово-черные, массивные и миндалекаменные породы с порфировыми и гломеропорфировыми выделениями таблитчатого зонального среднего плагиоклаза в кайме и ядре (андезин-лабрадор – в промежуточной зоне) псевдоморфозами хлорита по цветному минералу и витрофировой и гиалопилитовой основной массой (микролиты андезитового состава), в которой рассеян также рудный минерал. Миндалины размером до 0,1–0,2 см выполнены мелкоагрегатным кварцем и зеленовато-бурым хлоритом. Характерными вторичными минералами являются эпидот, хлорит, карбонат, серицит и бурые гидрокислы железа. Близкие к ним по структурным и текстурным особенностям андезито-базальты характеризуются более основным плагиоклазом (андезин-лабрадор № 50–55 – в кайме, лабрадор-битовнит № 70 – в ядре) и появлением короткостолбчатых вкрапленников моноклинного пироксена ( $cNg = 40^\circ$ ) и псевдоморфоз хлорита, карбоната и эпидота по ромбическому (?) пироксену, имеющих также столбчатую форму.

Соотношение вулканогенных пород кислого и среднего состава внутри формации крайне непостоянно и меняется как по простиранию, так и вкrest простирания зоны. Увеличение роли вулканогенных пород среднего состава сопровождается заметным уменьшением ее общей мощности.

Андезит-базальтовая формация включает большую часть теланской свиты. В сравнении с андезит-липаритовой формацией она характеризуется большим ареалом распространения, замещая ее вверх по разрезу и вкrest простирания, появляясь вместо нее в юго-восточной части Северо-Тайгоносской зоны.

Формация сложена оливиновыми базальтами и андезито-базальтами, образующими пачки мощностью от 150–200 до 1000 м и их крупно- и среднеобломочными туфами, заключающими прослой тонкополосчатых пепловых и мелкообломочных туфов. С последними в отдельных частях формации ассоциируют горизонты тонкослоистых и косослоистых туфогравелитов, туфоалевролитов и туфогенных и углистых аргиллитов, содержащих тонкие миллиметровые прослои каменных углей.

Оливиновые базальты – темные зеленовато-серые породы афировой или порфировой структуры. Вкрапленники (размер 1–3 мм) представлены таблитчатыми кристаллами слабо зонального сосюритизированного битовнита, столбчатыми

псевдоморфозами хлорита по пироксену (?) и изометричными псевдоморфозами серпентина, хлорита и кварца по оливину. Основная масса базальтов имеет микродолеритовую структуру и состоит из лейст лабрадор-битовнита, зернышек моноклинного пироксена, рудного минерала и замещенного хлоритом стекла. Систематически встречающиеся миндалины выполнены хлоритом, реже хлоритом, халцедоном с примесью карбоната и мелкочешуйчатой зеленой слюды (миндалины концентрически-зонального строения).

Фиолетово-бурые и буро-зеленые андезит-базальты и плагиобазальты обладают интерсертальной структурой, которая образована лейстами сосюритизированного плагиоклаза, погруженными в непрозрачное, нацело замещенное бурым железистым агрегатом, стекло. В нем также рассеяны зерна моноклинного пироксена и мелкие псевдоморфозы хлорита и эпидота по ромбическому пироксену и хлорита по оливину. В андезит-базальтах много концентрически-зональных миндалин, выполненных в кайме пренитом или хлоритом, а в центре - халцедоном, кварцем или эпидотом.

Окрашенные в бурые, фиолетовые и зеленые тона крупно- и среднеобломочные туфы состоят из угловатых обломков (размером от 0,2 до 1,5-3,0 см) миндалекаменных базальтов и андезит-базальтов, остроугольных частиц бурого и зеленовато-бурого флюидального стекла основного состава и угловых или идиоморфных кристаллокласт альбитизированного плагиоклаза, реже кварца и псевдоморфоз хлорита по цветному минералу. Цементирующая масса - пепловая, буровато-зеленого цвета, по которой развиваются хлорит, эпидот, карбонат и пренит. Туфогравелиты отличаются от них присутствием хорошо окатанных обломков того же состава. Пепловые разности туфов, туфоалевролиты и туфоаргиллиты состоят из фиолетово-бурого тонкоструктурного непрозрачного пеплового материала и редких (15-20%) кристаллокласт плагиоклаза, реже кварца.

Лавы тяготеют к нижней части формации, а туфы - к верхней. При этом наиболее мощные (от 200-300 до 500 м) горизонты массивных оливиновых базальтов приурочены к ее подошве. Аналогичная картина смены лав туфами наблюдается при прослеживании формации с юго-запада на северо-восток.

Андезитовая формация объединяет верхнюю, андезитовую, часть теланской свиты. Она имеет очень локальное распространение и установлена лишь на п-ове Теланском. В северо-восточном направлении андезиты выклиниваются и замещаются андезит-базальтами. Формация представлена исключительно черными, вишнево-черными агглютинатами и кластолавами андезитов, переслаивающимися с монотонными пачками темно-серых и пепельно-серых тонкослоистых и косослоистых мелкообломочных и пепловых туфов андезитов и туфоалевролитов. Внутри покровов андезитов встречаются также маломощные горизонты (мощностью от 5 до 20 м) фиолетово-серых дацитов и плагиолишаритов.

Агглютинаты андезитов - плотные породы с неясно выраженной брекчиевидной или флюидальной текстурой. Они состоят из продолговатых по форме сильно сплещившихся обломков черного девитрифицированного и замещенного рудным веществом стекла, обломков порфировых андезитов и кристаллов микротинового андезин-лабрадора № 40-45. Обломки стекла интенсивно замещаются хлоритом и мелкочешуйчатой гидрослюдой.

Морская молассовая формация объединяет породы вануонской свиты, распространена в северо-восточной части Северо-Тайгоносского прогиба. В юго-западном направлении она замещается угленосной молассой, которая сменяет ее также вверх по разрезу. Основное место в формации занимают темные, серовато-зеленые обломочные породы с размерностью обломочной фракции от алевролитовой до гравийной, состоящие главным образом из обломков измененных эффузивов среднего и основного состава и обломков кристаллов плагиоклаза. Обломки имеют вулканомиктовое или пирокластическое происхождение; в зависимости от преобладания тех или других различаются туфы, туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники. Песчаники резко преобладают. Все разновидности пород интенсивно хлоритизированы и, кроме того, в заметном количестве содержат цеолиты, эпидот, иногда пренит и пумпеллит.

Обломочные породы характеризуются тонкой параллельной слоистостью, обусловленной присутствием в них тончайших слоев глинистого и алевролитового материала; весьма часто отмечаются среди них косослоистые породы, обычно переполненные растительным детритом. Часто встречаются единичные гальки (размером до 1–2 см) вулканогенных пород. Подчиненные песчаникам аргиллиты и алевролиты образуют среди них прослойки мощностью от 0,1 до 2–3 м, реже – крупные пачки мощностью до 200–250 м, тяготеющие к низам разреза. Характер переслаивания пород в толще по простиранию быстро меняется.

Угленосная молассовая формация (рябинкинская свита) залегает на морской терригенной молассе, замещая ее как по латерали, так и вверх по разрезу. Переход между ними в обоих случаях постепенный и фиксируется по появлению в разрезе грубозернистых песчаников и конгломератов с остатками окаменелой древесины, чередующихся с углистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность пластов колеблется от 2–3 до 50–150 м. В низах разреза (нижняя подсвита рябинкинской свиты), особенно в юго-западной части района, много туфов среднего и умеренно кислого состава; в верхах – светло-зеленых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и пепловых туфов с очень хорошо сохранившимися остатками флоры (верхняя подсвита), в средней части – несколько невыдержанных по мощности пластов тонкослоистых каменных углей мощность которых в раздувах достигает 2,5–5,0 м. Мощность формации 750–2500 м.

Верхняя, андезит-базальтовая, и согласно перекрывающая ее андезито-дацитовая формации занимают самое высокое положение в разрезе. В составе первой преобладают зеленовато-серые и сиренево-серые порфиновые миндалекаменные базальты и андезито-базальты и их пестроокрашенные грубообломочные, реже пепловые и мелкообломочные туфы, мало чем отличающиеся от аналогичных пород тепанской свиты (нижняя, андезит-базальтовая, формация). Мощность колеблется от 600 до 1000 м. Во второй – наблюдаются черные андезиты, зеленовато-серые дациты, пипариты и их туфы, черные туфоалевролиты-алевролиты. Мощность формаций 1500–2000 м. В юго-восточной части Северо-Тайгоносской зоны вблизи Южно-Тайгоносского поднятия описанный ряд формаций резко сокращается в мощности (до 2000 м), а кислые породы вавачунской свиты и морская моласса вануонской свиты из разреза выклиниваются.

Формационный ряд Пенжинско-Анадырской зоны в нижней своей части представлен сложно сочетающимися во времени и пространстве спилит-диабазовой, кремнисто-сланцевой, флишоидной песчано-глинисто-сланцевой и туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевой формациями.

Спилит-диабазовая, кремнисто-сланцевая и тесно пространственно связанная с ними флишоидная песчано-сланцевая формации соответствуют по объему кингивеевской свите и распространены во внутренней части зоны. В северо-западном направлении вкост простирания зоны и к северо-востоку по ее простиранию они замещаются туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевой формацией.

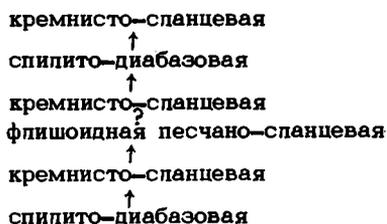
Спилит-диабазовая формация сложена главным образом темно-зелеными диабазами, спилитами, нередко брекчированными, интенсивно перемятыми и окварцованными сургучно-красными, бело-розовыми и зелеными яшмами. Яшмы образуют в них линзы мощностью от 0,1–0,3 до 5–7 м и крупные пачки, мощность которых достигает 50–75 м. Яшмы и близкие к ним кремнистые породы выступают также в качестве цементирующей массы в спилитах. В них обнаружены хорошо сохранившиеся остатки радиолярий. Мощность формации достигает 500–700 м.

Кремнисто-сланцевая формация обладает более пестрым составом. Наиболее характерными для нее являются полосчатые черно-зеленые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты с плейчатой текстурой и многочисленными линзами и будинами халцедоновидного кварца. Не менее широко распространены массивные или неяснослоистые светло-зеленые окремненные вулканомиктовые песчаники. Эти породы находятся в переслаивании друг с другом (мощность слоев 0,5–1,0 м) или образуют крупные различно окрашенные в

обнажении пачки мощностью до 300–500 м. Подчиненное место занимают серовато-черные известково-кремнисто-глинистые сланцы, зеленые окварцованные спилиты, светло-зеленые яшмы и светло-серые кристаллические доломиты, образующие среди них линзы мощностью до 1,5–2,0 м. Изредка отмечаются горизонты тонкопослабчатых бело-розовых известняков.

Флишоидная песчано-глинисто-сланцевая формация сложена черными аргиллитами, алевролитами и светло-серыми полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, находящимися в ритмичном переслаивании друг с другом. Мощность ритмов и соотношение в них песчаниковых, алевролитовых и аргиллитовых прослоев меняется в широких пределах. Преобладают пачки (мощностью 250–350 м) грубо-ритмичного строения с мощностью ритмов 7–15 м и мощностью песчаниковых слоев в них 3–5 м. В подошве ритмов этих пачек отмечаются очень характерные пятнистые брекчии, состоящие из плоско-параллельно ориентированных обломков аргиллитов и цементирующих их песчаников. Мощность таких брекчиевых горизонтов достигает 1,0–1,5 м. В отдельных случаях мощность их увеличивается до 5–6 м. Пачки тонкого и более правильного ритмичного строения достигают мощности 150–200 м. Ритмы сложены в нижней части алевролитами, вверху – тонкослоистыми аргиллитами, и имеют мощность 25–30 см. Ритмичное переслаивание их нарушается малоэнергичными (10–16 см) прослоями мелкозернистых песчаников, в которых почти всегда наблюдаются мелкие складочки оползневой природы. Среди этой толщи наблюдаются единичные двух-трехметровые пласты валунно-галечных конгломератов (размер гальки колеблется от 2–3 см до 0,3–0,4 м) с галькой интенсивно измененных пегматоидных габбро и диоритов. Мощность изменяется по простиранию от 500 до 750–1000 м. При переходе к кремнисто-сланцевой формации в толще появляются массивные синевато-черные известково-кремнисто-глинистые сланцы со стяжениями хащедоноидного кварца и прослоями зеленовато-серых кремнистых пород.

Соотношения рассматриваемых формаций в пространстве и времени в настоящее время изучены еще плохо. На п-ове Тайгонос, где кремнисто-вулканогенные и пространственно связанные с ними флишоидные песчано-сланцевые породы обнажаются в скалистых обрывах морского побережья в толще мощностью более 3000 м, между ними в вертикальном разрезе намечаются следующие соотношения:



Описанные породы залегают в исключительно сложной тектонической обстановке, поэтому не исключено, что повторение в этой схеме дважды одного и того же ряда формаций связано с тем, что этот разрез тектонически сдвоен.

Туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевая формация замещает группу вулканогенно-кремнистых формаций в периферических частях зоны вдоль границ с Южно-Тайгоносским и Таловско-Майнским поднятиями. Для нее характерны тонко переслаивающиеся синевато-серые алевролиты, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы, заключающие в себе пласты (мощностью от нескольких метров до 200–300 м) серо-зеленых кремнистых пород, среднеобломочных туфов и туфопесчаников. Мощность пород формации 500–1000 м. Она, как уже отмечалось, замещает спилит-диабазовую, кремнисто-сланцевую и флишоидную песчано-глинистую формации вкрест и по простиранию зоны.

Описанные вулканогенно-кремнистые и кремнисто-терригенные формации сменяются вверх по разрезу олистостромой (мялекасынская свита – на юго-

восточном побережье п-ова Тайгонос и гылакрыльская свита – в бассейне рек Бужговой, Гусиной и Длинной на Северо-Западной Камчатке), которая во внешней юго-восточной части зоны очень постепенно замещается монотонной песчано-глинисто-сланцевой формацией (мялекасынская в гылакрыльская свита в Таловских горах).

Олистостромовая толща сложена в основной своей массе крупными пачками (100–300 м) ритмично-слоистых гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев. Мощность ритмов меняется от 10 см до 3–5 м, реже встречаются более мелкие ритмы, характер смены обломочных пород внутри которых остается прежним. В качестве характерных признаков следует отметить параллельно-слоистый характер толщи в целом, наличие "апофиз" грубообломочного материала в тонкообломочные породы кровли предшествующих ритмов, а также следы пластического течения кремнистых и кремнисто-глинистых осадков под нагрузкой вышележащих пластов и многочисленные следы ползания многочлениковых червей.

Пачки сравнительно тонкого флиша чередуются с пачками более грубого строения, в которых ритмы (мощность 3–5 м) сложены конгломератами, гравелитами и песчаниками, а также включают в себе пласты глыбовых брекчий и валунных конгломератов, величина отдельных глыб и валунов в которых достигает в среднем 0,5–2,5, реже 10–15 и даже 20 м; цементирующая масса в них имеет нередко полосчатый флюидальный характер, что подчеркивается также плоско-параллельной ориентировкой глыб. Обломочный материал представлен целиком продуктами разрушения серпентинитов и кремнисто-вулканогенных пород; на северо-западе Камчатки, на Валижгенском поднятии, среди них отмечаются также габбро, амфиболиты и разнообразные амфиболитовые и зеленые сланцы. Олистострома в отдельных частях зоны (Валижгенское поднятие) сложена ритмично переслаивающимися гипербазитовыми брекчиями, полимиктовыми брекчиями и серпентинитовыми песчаниками. Мощность ритмов порядка 200–240 м, величина глыб серпентинитов в основании ритмов достигает нескольких метров (Михайлов, 1955, 1962). Брекчии же в свою очередь могут сравнительно быстро замещаться косослоистыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность формации колеблется от 500–700 до 2500 м.

Песчано-глинисто-сланцевая формация отличается от олистостромы отсутствием ярко выраженной ритмичной слоистости и другим набором обломочных пород. В составе ее преобладают монотонные глинистые сланцы, которым подчинены граувакковые и вулканомиктовые песчаники (мощность слоев 0,1–10,0 м). В виде маломощных прослоев отмечаются кристаллические доломиты, кремнистые породы и мелко- и среднеобломочные туфы среднего состава (мощность 0,2–2,0 м). Завершают формационный ряд Пенжинско-Анадырской зоны андезитовая вулканогенно-осадочная и песчаниково-глинисто-сланцевая морская молассовая формации.

Андезитовая вулканогенно-осадочная формация представлена туфобрекчиями андезитов, туфопесчаниками, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, находящимися в частом переслаивании друг с другом; мощность пластов 0,3–5,0 м. На юго-восточном побережье п-ова Тайгонос количество кремнистого материала в них увеличивается и появляются прослой спилитов и яшм. Однако стратиграфическое положение этих слоев в разрезе точно не выяснено, и потому присутствие в этой формации спилитов и яшм не может считаться твердо доказанным. Мощность формации 400–1500 м.

Морская молассовая (айнынская и кедровская свиты) формация представлена алевролитами, подчиненными им песчаниками, образующими среди них прослой мощностью от 2–3 до 100–150 м. В подчиненном количестве среди них встречаются линзы гравелитов; отмечаются также маломощные прослой углито-глинистых сланцев и линзовидные прослой каменных углей.

В Таловско-Майнской зоне эти две формации выклиниваются.

Таким образом, формации верхнеюрско-нижнемелового возраста образуют два не связанных между собой вертикальных ряда. Первый из них характерен

для Северо-Тайгоносской зоны и представлен в нижней части липарит-андезит-базальтовой группой формаций, которая вверх по разрезу сменяется морской и угленосной молассой. На юго-востоке зоны этот ряд резко сокращается в мощности, а из состава его выпадает липарит-андезитовая формация, которая здесь замещается андезитами и базальтами.

Формационный ряд Пенжинско-Анадырской зоны образован в нижней части группой вулканогенно-кремнистых формаций, а в верхней представлен олистостромой. Вверх по разрезу и в направлении с северо-запада на юго-восток олистоstromа замещается песчано-глинисто-сланцевой формацией. В периферических частях прогиба и в пределах Таловско-Майянского поднятия эти формации замещаются туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевой формацией. Завершается ряд андезитовой вулканогенно-осадочной формацией и морской молассой.

## ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

Верхнемеловые отложения распространены только на Северо-Западной Камчатке, где слагают ряд крупных брахиформных синклиналей в осевой части Пенжинско-Анадырского прогиба.

Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки наиболее детально разработана М.А.Пергаментом (1961). Согласно данным М.А.Пергаamenta, верхнемеловые отложения Северо-Западной Камчатки подразделяются на три серии: эсгичнинваямскую сеноманского возраста; таловскую верхнегуронского - нижнесенонского возраста и авалаканскую верхнесенонского возраста. Каждая из них характеризуется фациальным своеобразием и отделяется от другой поверхностью стратиграфического и в ряде случаев структурного несогласия (рис. 14).

Эсгичнинваямская серия объединяет мощные конгломератовые слои и согласно сменяющие их вверх по разрезу песчано-сланцевые отложения, заключающие ископаемые остатки сеноманского возраста. Базальные конгломератовые горизонты ее во всех случаях трансгрессивно, местами несогласно перекрывают разные горизонты нижнего мела. Нередко подстилающими их оказываются породы юрского и более древнего возраста. В настоящее время отложения эсгичнинваямской серии закартированы и подробно изучены лишь в Маметчинской синклинали, где они выделяются в самостоятельную маметчинскую свиту. Типичный и наиболее мощный разрез наблюдается на западном крыле синклинали между м. Мамет и устьем р. Эсгичнинваям. Выше ауцеллиновых слоев здесь, по данным М.А.Пергаamenta, трансгрессивно, но без видимого углового несогласия, а по наблюдениям В.П.Похиалайна в 1961-1962 гг., также и с угловым несогласием залегают:

Мощность, м

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Средне- и крупногалечные (размер гальки 0,5-15,0 см) конгломераты с довольно хорошо окатанной галькой порфиритов, эффузивов и их туфов, гранитов (гранит-аплиты, граносиениты), кремнистых пород, туфопесчаников и др. Конгломераты заключают редкие линзовидные прослои грубозернистых песчаников, количество и мощность которых возрастают кверху . . . . . | 230 |
| 2. Зеленые и серые крупно- и грубозернистые песчаники с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью до 0,4 м. . . . .   | 140 |
| 3. Зеленые и серые разнозернистые песчаники и глинистые сланцы с обугленными растительными остатками и редкими известково-песчаными конкрециями, в верхней части - с тонкими прослоями темно-серых известковистых алевролитов с мелкими углистыми включениями и редкими конкрециями, в которых заключены остатки иноцерамов . . . . .                            | 160 |

п-ов Елистратова  
(по Г.П. Абдейко, Н.Б. Заборов-  
ской и М.С. Маркову)

Северозападная Камчатка  
(по М.А. Пергаменту)

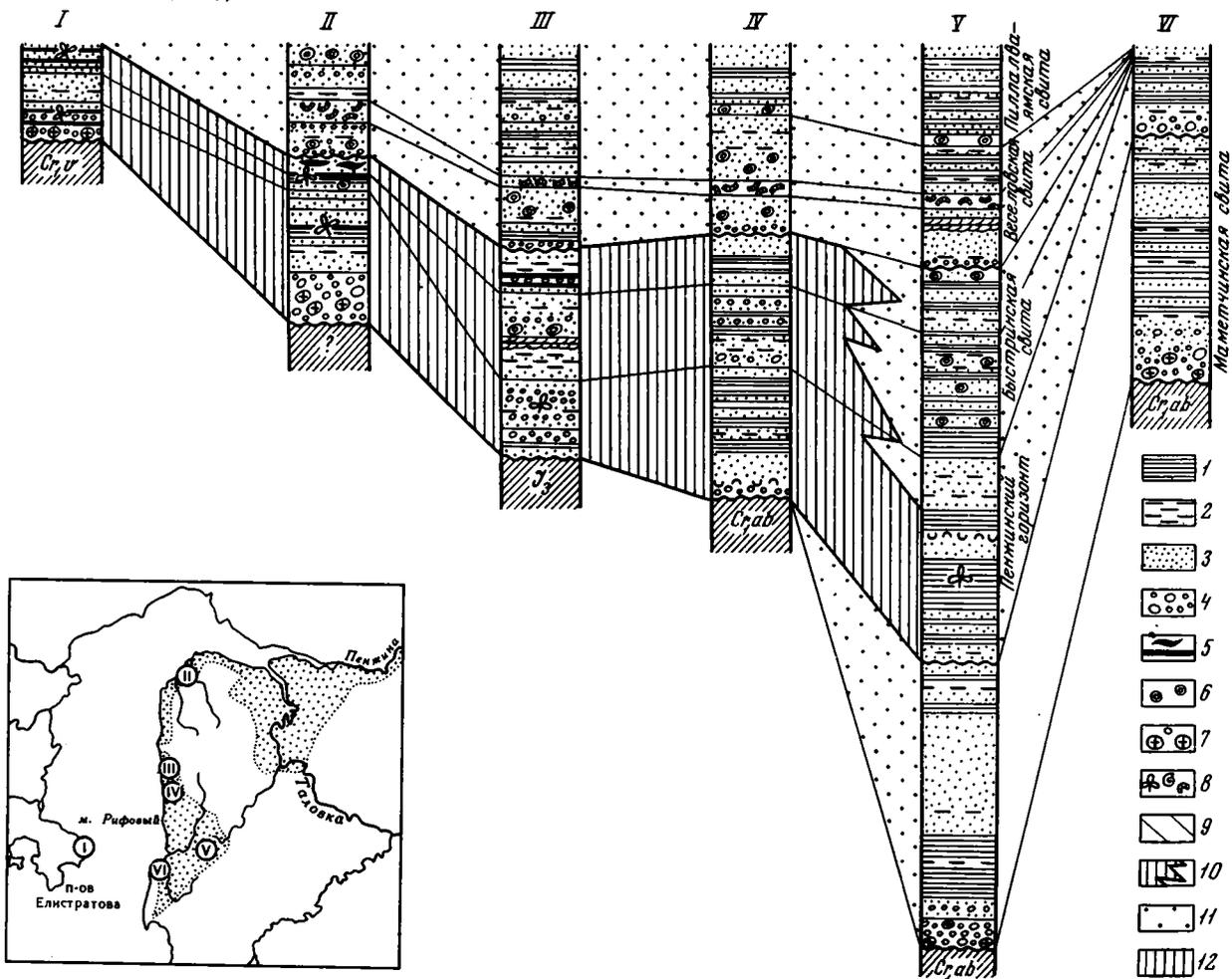


Рис. 14. Схема сопоставления отложений позднего мела  
1 - глинистые сланцы и аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гравелиты и конгломераты; 5 - прослойки каменного угля; 6 - известково-глинистые конкреции; 7 - галька и валуны интрузивных пород габбро-гранодиорит-гранитного состава; 8 - находки афуны и флоры; 9 - стратиграфические границы; 10 - границы формаций. Формации: 11 - морская моласса; 12 - паралическая угленосная молассовая формация. I - северовосточное побережье п-ова Елистратова; II - бассейн рек Гусиной и Бужтовой; III - побережье Пенжинской губы между мысом Рифовым и устьем р. Веселой; IV - бассейн рек Кармаливаям и Березовой; V - бассейн рек Эсгичиниваям и Маметы; VI - Маметчинский полуостров

- |   |     |
|---|-----|
| 4. Переслаивающиеся глинистые сланцы и серо-зеленые песчаники, сменяющиеся выше глинистыми алевролитами с редкими прослоями известковистых песчаников с многочисленными остатками иноцерамов . . . . .  | 340 |
| 5. Средне- и крупнозернистые песчаники с массой обугленных растительных остатков и подчиненными прослоями глинистых сланцев. Песчаники включают многочисленную ископаемую фауну иноцерамов и остатки шестилучевых кораллов, червей . . . . .  | 330 |
| 6. Чередующиеся песчаники и глинистые сланцы, заключающие редкие маломощные прослои кристалло-литокластических туфов андезито-базальтов. В песчаниках и особенно глинистых сланцах—многочисленные окаменелости (иноцерамовая фауна) . . . . . | 30  |

Сходный разрез верхнемеловых отложений эсгичниваямской серии наблюдается также в юго-восточном крыле Маметчинской синклинали по р. Эсгичниваям.

К северо-востоку базальные конгломераты уменьшаются в мощности и постепенно замещаются разнозернистыми песчаниками и алевролитами, заключающими отдельные прослои мелкогалечных плохо сортированных конгломератов мощностью до 3-5 м. Общая мощность свиты и состав вышележащих слоев практически не меняются. В сходном в целом по составу и строению разрезе свиты в среднем течении р. Маметы конгломераты уже вовсе отсутствуют. Им соответствуют здесь крупно- и грубозернистые песчаники с неравномерно рассеянной гравийной галькой мощностью около 60 м.

Изложенный материал показывает, что в распределении фаций и мощностей сеноманских отложений не наблюдается какой-либо зависимости от конфигурации отрицательных складчатых структур, которые они слагают, и что осадконакопление в сеномане происходило на площади, значительно превышающей территорию выходов меловых пород в современном эрозионном срезе. Некоторое общее погрубение обломочного материала вдоль западного и юго-восточного бортов Маметчинской синклинали и увеличение в этом же направлении мощности базальных конгломератов, а также увеличение мощности конгломератов в сеноманских отложениях левобережья р. Пенжины позволяют предполагать, что сеноманское море представляло собой узкий залив, открывающийся скорее всего к северо-востоку.

На северо-западе и юго-востоке в это время существовали поднятия. Состав обломочного материала, поступающего в сеноманское море с этих поднятий, весьма существенно различался. Подавляющую часть обломочного материала, поступающего с северо-запада, составляли обломки амфиболовых гранодиоритов, диоритов и габбро, а с юго-востока — обломки порфиритов, осадочных пород, плагноклаза.

Таловская серия несогласно трансгрессивно с базальными конгломератами в основании налегает на отложения различного стратиграфического уровня (верхнюю юру, валанжия, апт — альб, сеноман). Серия подразделяется М.А. Пергаментом на два крупных литолого-стратиграфических горизонта: пенжинский, объединяющий два морские отложения свиты пэль-эль, фациально замещающиеся по простиранию континентальными угленосными образованиями валижгенской свиты, и быстринскую свиту.

Наибольшие по мощности разрезы таловской серии располагаются в юго-восточной части Маметчинской синклинали в бассейне р. Тундровой и Порожиистой (левые притоки р. Маметы). Соотношения с нижележащими алевролитопесчаниковыми слоями маметчинской свиты в настоящее время остаются здесь невыясненными.

Непосредственно в таловской серии последовательность отложений, по М.А. Пергаменту, следующая:

Свита пэль-эль

1. Песчаники и темно-серые глинистые алевролиты с линзами (мощностью до 20 см и протяженностью до 3 м) туфов и пелитоморфных известняков, переполненных обломками гигантских раковин иноцерамов 1100

Быстринская свита

Нижняя подсвита

1. Темно-серые глинистые алевролиты с прослоями разнозернистых зеленых, буроватых и темных песчаников, глинистых или с глинистыми линзочками и примазками. В песчаниках, количество которых увеличивается вверх по разрезу, — части обугленных растительных остатков и овальные известковистые конкреции с фауной. Встречаются линзы (мощностью до 0,4 м и протяженностью до 0,25 м) туфов и известковистых песчаников . . . . . 600-700

Верхняя подсвита

1. Песчаники, большей частью буроватые, зеленоватые и серые, массивные, крупно- и грубозернистые, с гравием и галькой, линзами гравелитов и конгломератов; подчиненное место занимают глинистые сланцы . . . . . 300-400

В северо-западном направлении мощность серии постепенно уменьшается. Одновременно с этим состав ее становится более грубым, нередко туфогенным, а отдельные слои разреза представлены уже в континентальных угленосных фациях. Между устьями р. Эгичинваям и м. Рифовым разрез серии мощностью в 1200-1300 м начинается базальными конгломератами и грубозернистыми песчаниками мощностью до 20 м, трансгрессивно перекрывающими отложения маметчинской свиты. Выше преобладают серо-зеленые полимиктовые крупно- и грубозернистые песчаники с заметной ролью пирокластического материала. Им подчинены пачки переслаивающихся песчаников и аргиллитов, обычно с крупными караваеобразными стяжениями известковисто-песчаного состава и обуглившимися остатками растений; совсем редки линзовидные прослои (мощностью до 0,4 м) конгломератов и горизонты (мощностью от 5 до 8 м) кристалло-литокластических пепловых туфов. В верхней подсвите быстринской свиты, сложенной преимущественно грубозернистыми песчаниками, наблюдаются угленосные отложения общей мощностью до 60 м, состоящие из переслаивающихся (мощность 0,1-0,6 м) разнозернистых полимиктовых песчаников и конгломератов, каолинистых глин (мощность прослоев до 2,5 м), литокластических туфов с массой обугленных растительных остатков (мощность прослоев 2-3 м) и двух пластов каменных углей видимой мощностью 0,6 и 0,3 м.

Еще далее к северо-западу в бассейне р. Кармаливаям мощность серии сокращается до 900 м, в то же время увеличивается мощность крупногалечных базальных конгломератов до 70 м, несогласно и трансгрессивно лежащих на песчано-сланцевые отложения апт-альбского возраста. Хорошо сортированная и окатанная галька конгломератов состоит из эффузивов и их туфов - 38%, туфобрекчий - 2%, гранит-аплитов и биотитовых гранитов - 14%, диоритовых порфиритов - 2%, интрузивных дацитов - 12%, кремнистых пород - 2%, туфопесчаников - 17%, глинистых сланцев - 2%. Вышележащие слои представлены почти исключительно крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов и обугленными растительными остатками.

К северо-западу от р. Кармаливаям пенжинский горизонт и верхняя подсвита быстринской свиты представлены уже в континентальных угленосных фациях. Переход к континентальным отложениям осуществляется постепенно путем погрубления обломочного материала, увеличения песчаников и конгломератов, в

начале с тонкими углисто-глинистыми прослоями, а затем с пластами каменных углей. В бассейне р. Веселой, по данным М.А. Пергамента, базальные горизонты серии представлены переслаивающимися конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и каменными углями (вапжгенская свита). Они трансгрессивно с резким угловым несогласием налегают на верхнеюрские и нижнемеловые баррем-аптские отложения (кармапываямская свита) и характеризуются следующим разрезом:

### Вапжгенская свита

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Циклично построенная угленосная толща, сложенная переслаивающимися полимиктовыми конгломератами (мощность их от 2-3 до 20-40 м), песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и каменными углями с остатками растений. Состав гальки конгломератов: биотитовые граниты и гранит-аплиты - 15,5%, дайковые породы среднего состава - 3,1%, дациты - 4-5%, кислые эффузивы и их туфы - 4,7%, основные и средние эффузивы и их туфы - 14,5%, габбро - 7,4%, контактово-мегаморфизованные осадочные породы - 9,8%, аргиллиты и песчаники верхней юры (?), кварциты, яшмы, кремнистые породы - 15,3%, кварц жильный - 1,4% . . . . . | 400 |
| 2. Конгломераты средне- и крупногалечные с хлоритизированным среднезернистым песчаным цементом. В составе гальки преобладают габбро, гранитоиды, осадочные породы и эффузивы  | 45  |
| 3. Зеленые мелкозернистые туфогенные песчаники с овально-скорлуповатой отдельностью и редкой окатанной галькой и горизонтом (мощностью около 0,5 м) грещиноватых глинистых сланцев с овальной скорлуповатой отдельностью . . . . .  | 20  |

### Быстринская свита

#### Нижняя подсвита

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Мелко- и среднегалечные бурые конгломераты с хорошо окатанной галькой размером 2-3 см в диаметре кремнистых пород - 25%, плагиопорфиров - 13%, аргиллитов из верхней юры(?) - 21%, светлых известковистых песчаников из угленосной толщи - 13%, туфогенных песчаников - 10%, гранитоидов - 8%, измененных эффузивов среднего состава - 7%, биотитовых дацитов - 2% . . . . . | 25  |
| 2. Песчаники темно-серые, серые или зеленоватые, в низах преимущественно крупно- и грубозернистые, нередко туфогенные, в верхах - среднезернистые. Среди них горизонт мелко- и среднезернистых темно-зеленых глауконитовых песчаников с линзочками углисто-глинистого материала . . . . .   | 350 |

#### Верхняя подсвита

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Угленосная толща, сложенная светлыми полимиктовыми плохо сортированными песчаниками, конгломератами, пепловыми туфами с прослоями алевролитов, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с двумя пластами каменных углей (мощностью 3,0 и 5,5 м). В ней редкие прослои светлых или коричневатого-серых размокающих пластичных каолинизированных глин мощностью до 1,5-2,0 м и желтых рыхлых слабоглинистых песков. Много окаменелых стволов деревьев и обугленных остатков растений . . . | 160 |
| 2. Мелко- и среднезернистые хлоритизированные песчаники с обугленными растительными остатками и прослоями сливных микрослоистых туфов и темно-серых грещиноватых песчано-глинистых аргиллитов с многочисленными отпечатками листьев . . . . .   | 50  |

Свита пэль-эль

1. Песчаники и темно-серые глинистые алевролиты с линзами (мощностью до 20 см и протяженностью до 3 м) туфов и пелитоморфных известняков, переполненных обломками гигантских раковин иноцерамов 1100

Быстринская свита

Нижняя подсвита

1. Темно-серые глинистые алевролиты с прослоями разнозернистых зеленых, буроватых и темных песчаников, глинистых или с глинистыми линзочками и примазками. В песчаниках, количество которых увеличивается вверх по разрезу, - части обугленных растительных остатков и овальные известковистые конкреции с фауной. Встречаются линзы (мощностью до 0,4 м и протяженностью до 0,25 м) туфов и известковистых песчаников . . . . . 600-700

Верхняя подсвита

1. Песчаники, большей частью буроватые, зеленоватые и серые, массивные, крупно- и грубозернистые, с гравием и галькой, линзами гравелитов и конгломератов; подчиненное место занимают глинистые сланцы . . . . . 300-400

В северо-западном направлении мощность серии постепенно уменьшается. Одновременно с этим состав ее становится более грубым, нередко туфогенным, а отдельные слои разреза представлены уже в континентальных угленосных фациях. Между устьями р. Эсгичниваям и м. Рифовым разрез серии мощностью в 1200-1300 м начинается базальными конгломератами и грубозернистыми песчаниками мощностью до 20 м, трансгрессивно перекрывающими отложения маметчинской свиты. Выше преобладают серо-зеленые полимиктовые крупно- и грубозернистые песчаники с заметной ролью пирокластического материала. Им подчинены пачки переслаивающихся песчаников и аргиллитов, обычно с крупными караваеобразными стяжениями известковисто-песчаного состава и обуглившимися остатками растений; совсем редки линзовидные прослои (мощностью до 0,4 м) конгломератов и горизонты (мощностью от 5 до 8 м) кристалло-литокластических пепловых туфов. В верхней подсвите быстринской свиты, сложенной преимущественно грубозернистыми песчаниками, наблюдаются угленосные отложения общей мощностью до 60 м, состоящие из переслаивающихся (мощность 0,1-0,6 м) разнозернистых полимиктовых песчаников и конгломератов, каолинистых глин (мощность прослоев до 2,5 м), литокластических туфов с массой обугленных растительных остатков (мощность прослоев 2-3 м) и двух пластов каменных углей видимой мощностью 0,6 и 0,3 м.

Еще далее к северо-западу в бассейне р. Кармаливаям мощность серии сокращается до 900 м, в то же время увеличивается мощность крупногальчных базальных конгломератов до 70 м, несогласно и трансгрессивно лежащих на песчано-сланцевые отложения апт-альбского возраста. Хорошо сортированная и окатанная галька конгломератов состоит из эффузивов и их туфов - 38%, туфобрекчий - 2%, гранит-аплитов и биотитовых гранитов - 14%, диоритовых порфиринов - 2%, интрузивных дацитов - 12%, кремнистых пород - 2%, туфопесчаников - 17%, глинистых сланцев - 2%. Вышележащие слои представлены почти исключительно крупно- и среднезернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов и обугленными растительными остатками.

К северо-западу от р. Кармаливаям пенжинский горизонт и верхняя подсвита быстринской свиты представлены уже в континентальных угленосных фациях. Переход к континентальным отложениям осуществляется постепенно путем погружения обломочного материала, увеличения песчаников и конгломератов, в

начале с тонкими углисто-глинистыми прослоями, а затем с пластами каменных углей. В бассейне р. Веселой, по данным М.А.Пергамента, базальные горизонты серии представлены переслаивающимися конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и каменными углями (валижгенская свита). Они трансгрессивно с резким угловым несогласием налегают на верхнеюрские и нижнемеловые баррем-аптские отложения (кармаливаямская свита) и характеризуются следующим разрезом:

### Валижгенская свита

Мощность, м

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Циклично построенная угленосная толща, сложенная переслаивающимися полимиктовыми конгломератами (мощность их от 2-3 до 20-40 м), песчаниками, углисто-глинистыми сланцами и каменными углями с остатками растений. Состав гальки конгломератов: биотитовые граниты и гранит-аплиты - 15,5%, дайковые породы среднего состава - 3,1%, дациты - 4-5%, кислые эффузивы и их туфы - 4,7%, основные и средние эффузивы и их туфы - 14,5%, габбро - 7,4%, контактово-метаморфизованные осадочные породы - 9,8%, аргиллиты и песчаники верхней юры (?), кварциты, яшмы, кремнистые породы - 15,3%, кварц жильный - 1,4% . . . . . | 400 |
| 2. Конгломераты средне- и крупногальчатые с хлоритизированным среднезернистым песчаным цементом. В составе гальки преобладают габбро, гранитоиды, осадочные породы и эффузивы   | 45  |
| 3. Зеленые мелкозернистые туфогенные песчаники с овально-скорлуповатой отдельностью и редкой окатанной галькой и горизонтом (мощностью около 0,5 м) трещиноватых глинистых сланцев с овальной скорлуповатой отдельностью . . . . .  | 20  |

### Быстринская свита

#### Нижняя подсвита

- |  |     |
|--|-----|
| 1. Мелко- и среднегальчатые бурые конгломераты с хорошо окатанной галькой размером 2-3 см в диаметре кремнистых пород - 25%, плагиопорфиров - 13%, аргиллитов из верхней юры(?) - 21%, светлых известковистых песчаников из угленосной толщи - 13%, туфогенных песчаников - 10%, гранитоидов - 8%, измененных эффузивов среднего состава - 7%, биотитовых дацитов - 2% . . . . . | 25  |
| 2. Песчаники темно-серые, серые или зеленоватые, в низах преимущественно крупно- и грубозернистые, нередко туфогенные, в верхах - среднезернистые. Среди них горизонт мелко- и среднезернистых темно-зеленых глауконитовых песчаников с линзочками углисто-глинистого материала . . . . .  | 350 |

#### Верхняя подсвита

- |   |     |
|---|-----|
| 1. Угленосная толща, сложенная светлыми полимиктовыми плохо сортированными песчаниками, конгломератами, пепловыми туфами с прослоями алевролитов, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами с двумя пластами каменных углей (мощностью 3,0 и 5,5 м). В ней редкие прослои светлых или коричневатого-серых размокающих пластичных каолинизированных глин мощностью до 1,5-2,0 м и желтых рыхлых слабоглинистых песков. Много окаменелых стволов деревьев и обугленных остатков растений . . . | 160 |
| 2. Мелко- и среднезернистые хлоритизированные песчаники с обугленными растительными остатками и прослоями сливистых микрослоистых туфов и темно-серых трещиноватых песчано-глинистых аргиллитов с многочисленными отпечатками листьев . . . . .   | 50  |

К востоку и северо-востоку от описанного разреза верхнемеловые отложения распространены широко на побережье Пенжинской губы между устьем р. Веселой и м. Валижген и в устье рек Горелой и Гусиной, а также в бассейне рек Бухтовой и Гусиной. М.А.Пергамент нижнюю часть этих отложений сопоставляет с таловской серией. Эти отложения трансгрессивно с угловым несогласием ложатся здесь на разные горизонты нижнего мела (валанжин и апт - альб) и подразделяются по литологическим признакам на четыре толщи. Согласно данным М.А. Пергамента, последовательность отложений данного участка в обобщенном виде следующая:

Мощность, м

### Валижгенская свита

1. Конгломератовая толща, представленная в основании бурьми валунно-галечными конгломератами (размер галек - 10 × 15, 15 × 20, валунов - 40 × 50, 40 × 60 см), в верхах зеленоватыми среднегалечными конгломератами. В них прослой и линзы туфопесчаников и туфов, иногда с отчетливой косою слоистостью. Состав гальки конгломератов колеблется в широких пределах: туфобрекчи и эффузивы основного состава и их туфы - 35-75%, эффузивы кислого состава и их туфы - 5,2-23,0%, гранитоиды - 2,5-19,0%, габбро и габбро-диориты - 1,0-11,5%, осадочные породы - 1-33%, кварциты, яшмы - 0-7%, кварц - 0-2%. Гранитоиды в гальке бурых конгломератов, по данным А.Д. Кочетковой, представлены биотитовыми гранитами, лейкократовыми биотитовыми и микропегматитовыми гранитами, граносиенит-порфирами, кварцевыми сиенитами, а в гальке зеленоватых конгломератов из верхней части разреза - биотитовыми микропегматитовыми гранитами, гранит-порфирами, биотитовыми гранитами и плагиогранитами, кварцевыми сиенитами, биотитовыми гранодиоритами, кварцевыми монцонитами. В одних разрезах преобладают лейкократовые микропегматитовые граниты, в других - гранодиорит-порфиры, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты и кварцевые сиениты . . . . . 400
2. Нижняя континентальная толща, сложенная среднегалечными конгломератами с прослоями косослоистых туфогенных песчаников, крупнозернистыми туфогенными и известковистыми песчаниками, алевритами и глинистыми сланцами с пластинами каменных углей и обильной ископаемой флорой верхнегуронского - нижнесенонского возраста . . . . . 185-200
3. Толща зеленых туфогенных и полимиктовых песчаников с рассеянным детритом . . . . . 200

### Быстринская свита

#### Нижняя подсвита

Песчаники с тонкими прослоями глинистых аргиллитов . . . . . 230-250

#### Верхняя подсвита

1. Верхняя континентальная толща - чередование песчаников, нередко туфогенных, с остатками обугленных растений, углесто-глинистых сланцев, с линзами и прослоями каменных углей и туфов кислого состава, занимающих в разрезе резко подчиненное место . . . . . 125

Таким образом, и здесь в разрезе таловской серии преобладают континентальные и прибрежные мелководные фации и велика роль конгломератов. Ин-

тересно отметить, что в этом же направлении (к северу – северо-западу) в конгломератах заметно увеличивается роль гальки изверженных пород габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитного ряда. Подобная же тенденция в изменении состава гальки гранитоидов отмечалась выше и при характеристике сеноманских конгломератов.

Авалаканская серия выполняет центральные участки синклиналильных структур. Серия подразделяется М.А.Пергаментом на две свиты – веселовскую и пиллалавямскую.

Веселовская свита трансгрессивно, но согласно перекрывает угленосные отложения быстринской свиты. В бассейне р.Маметы в составе ее выделяются три подсвиты. В основании нижней подсвиты располагается хорошо выдерживающийся по простиранию горизонт среднегалечных конгломератов мощностью до 1,5 м (галька гранитоидов, grano-сиенитов, порфиристов, эффузивов и их туфов, кремнистые алевролитов и песчаников). Выше залегают разнозернистые полимиктовые и туфогенные песчаники, заключающие в низах прослой мелкогалечных конгломератов, в верхах – прослой (до 1 м) рыхлых глинистых песков и пласты (до 2 м) косослоистых известковистых песчаников. Мощность отложений на юге 325 м, к северу мощность уменьшается до 220 м. Средняя подсвита или “устричные слои” представляют собой характерный маркирующий горизонт для всего верхнего мела Северо-Западной Камчатки. Этот горизонт сложен зеленоватыми и бурыми грубозернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, глинистого песка и горизонтами ракушняка мощностью 0,3–2,0 м. Мощность “устричных слоев” на юге 70–40 м, на севере – до 160 м. Верхняя подсвита сложена в бассейне р.Маметы разнозернистыми глинистыми или известковистыми песчаниками (мощность подсвиты 240 м). Между мысом Рифовым и р.Веселой в ней появляются прослой глинистых алевролитов рыхлых песчано-глинистых пород и гравийных конгломератов (10–20 см). Мощность увеличивается до 430 м. К северу в районе м.Валижген и в бассейне р.Горелой подсвита представлена зеленоватыми, темно-серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов с растительным детритом. Мощность ее сокращается до 200 м.

Пиллалавямская свита также подразделяется М.А.Пергаментом на три подсвиты. Нижняя подсвита (или “линопарусовые слои”) представляет собой второй маркирующий горизонт верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. Подсвита сложена мелко-среднезернистыми туфогенными песчаниками с прослоями ожелезненных алевролитов, песчаных глин с обуглившимися растительными остатками и тонкими (10–20 см) горизонтами мелкогалечных конгломератов. В глинистых и песчаных отложениях содержится большое количество очень хорошо сохранившихся ракообразных. Мощность подсвиты 200 м. Средняя подсвита состоит из средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников с примесью туфогенного материала и глинистых алевролитов, образующих среди них прослой мощностью до 3–5 м. Мощность подсвиты 250 м. Верхняя подсвита заканчивает разрез верхнего мела Северо-Западной Камчатки. От подстилающих слоев она отличается преобладанием туфогенных крупно- и грубозернистых песчаников. Мелкозернистые разности наблюдаются среди них в прослоях и линзах глинистых пород. Видимая мощность 200–250 м. В бассейне рек Веселой, Березовой и на м.Валижген верхняя и средняя подсвиты из разрезов выпадают. Непосредственно на “линопарусовых слоях” здесь залегают четвертичные отложения.

Таким образом, авалаканское море, распространившееся с юго-востока, в дальнейшем постепенно превратилось в обособленный узкий бассейн северо-восточного простирания. Конфигурация его в целом совпадала с границами сеноманского моря.

Верхнемеловые отложения относятся И.М.Миговичем и В.П.Похилайненем (1971) к морской молассе, которая на северо-востоке и северо-западе вблизи Южно-Тайгонского поднятия в средней и верхней частях верхнемелового разреза замещается параллической угленосной формацией.

## МОРФОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Структура рассматриваемой территории представляет собой сочетание линейных дугообразно выгнутых к юго-востоку Северо-Тайгоносского синклинория, Южно-Тайгоносского антиклинория, Пенжинско-Анадырского синклинория и Таловско-Майнского горст-антиклинория, границы которых в основном совпадают с контурами крупных фациальных зон (рис. 15). Эта структура в значительной мере осложнена продольными круглыми надвигами, взбросами и сопряженными с ними субширотными сдвиговыми нарушениями и в отдельных зонах, что особенно свойственно антиклинорным формам, имеет чешуйчатый характер.

### Северо-Тайгоносский синклинорий

Северо-Тайгоносский синклинорий прослеживается через весь п-ов Тайгонос от его западного побережья до низовьев р. Парени. Протяженность его в пределах полуострова 200–220 км, ширина 60–65 км. В строении синклинория участвуют породы перми, триаса, юры и раннего мела. В целом это асимметричная отрицательная структура, отделяющаяся от смежных с ней положительных структур крупными разломами надвигового и взбросового характера – Верхнепьюгинским на северо-западе и Нейнегским на юго-востоке.

Верхнепьюгинский надвиг представляет собой систему протяженных и параллельных разрывов, вдоль которых архейские кристаллические породы Тайгоносского блока круто надвинуты на палеозойские и мезозойские голши синклинория. Особенности строения этой системы разрывов стали понятны лишь совсем недавно, после работ И.Л. Лившиц (1968–1970 гг.), описавшей ее как Верхнепьюгинскую зону смятия и регионально-контактового метаморфизма (рис. 16, профиль I на вкладке).

Зона протягивается через весь п-ов Тайгонос от его западного побережья до р. Парени и имеет вначале субширотное, а затем северо-восточное простирание, срезая под очень острым углом складчатые структуры синклинория. Ширина зоны в юго-западной части полуострова колеблется от 15 до 25 км, на северо-востоке она, по-видимому, гораздо больше. Внутренняя структура ее определяется серией узких слабо выгнутых в плане на юго-восток тектонических чешуй, разделенных плоскостями круглых надвигов, погружающихся на северо-запад под углом от 35–40 до 80°. Ширина наиболее крупных тектонических чешуй, сложенных породами разного возраста, колеблется от 2–5 до 5–7 км. Архейские породы внутри таких тектонических пластин катаклазированы, а палеозойские – смяты в крутые и опрокинутые на юго-восток изоклиальные складки, рассланцованы и метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях регионально-контактового метаморфизма. Как показали исследования Л.И. Тихомирова в 1961–1962 гг., В.А. Иванова в 1965–1966 гг. и особенно Н.Б. Заборовской в 1963–1968 гг., в бассейне р. Кычувэеи и далее к востоку во фронтальной части Верхнепьюгинского надвига появляется серия сопряженных с ним крупных правосторонних сдвигов и более мелких сдвигово-надвиговых нарушений субширотного простирания. Они срезают под острым

углом складчатые структуры синклиория, значительно осложняют их и разбивают на ряд ромбовидных блоков.

Нейнегский разлом на юго-восточном побережье Внутренней губы и на левобережье р. Нейнег (см. рис. 16, профили IV и VI) представляет собой скорее всего крутой ( $80-85^{\circ}$ ) взброс. Юго-восточное приподнятое крыло его сложено глубоко метаморфизованными вулканогенными породами пермо-триаса (?) и рвушинами их гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива, северо-западное-вулканогенными породами юры. К северо-востоку в бассейне рек Кенгевеем, Явоям и Кычувэвеем (см. рис. 16, профили III, II и I) угол наклона плоскости сместителя постепенно уменьшается до  $45-70^{\circ}$ , и разлом приобретает черты крутого надвига.

Внутреннее строение синклиория сложное. В юго-западной части полуострова (см. рис. 16, профили IV, III) он представляет собой асимметричную отрицательную структуру синклиорного характера с широким (50 км) и пологим северо-западным и узким (8-10 км) круглым юго-восточным крыльями, сопряженными по крупному разлому северо-восточного простирания, получившему название Вискичунской шовной зоны (Заборовская и др., 1965; Некрасов и др., 1971).

Северо-западное широкое крыло синклиория сложено верхнепермскими, триасовыми и юрскими породами, ступенчатого погружающимися на юго-восток и образующими в крупном плане ряд последовательно сменяющих друг друга полог общего северо-восточного простирания. Выделяются широкие полосы (плоские ступени) с относительно спокойным залеганием пород, где преобладают пологие флексуры и незначительные по амплитуде складки с размахом крыльев от 2-3 до 4-6 км и наклоном слоев в крыльях от  $15$  до  $25$ , реже  $40-50^{\circ}$  и узкие зоны очень сложных линейных складчатых и разрывных дислокаций. В направлении с северо-запада на юго-восток наблюдаются следующие структурные зоны: 1) зона слабо дислоцированных отложений перми (первая плоская ступень); 2) Халпилльская зона линейных складчатых дислокаций; 3) Среднинская зона пологих дислокаций (вторая плоская ступень).

Зона слабо дислоцированных отложений верхней перми (Заборовская и др., 1965) обнажается между м. Глиняным и устьем р. Тополовки, откуда прослеживается затем в северо-восточном направлении в верховьях Кычувэвеема и Тальнавеема. В ее пределах наблюдаются крупные, вытянутые на северо-восток складки небольшой амплитуды с размахом крыльев от 2-3 до 4-6 км. Складки асимметричные, с более пологими северо-западными и более круглыми юго-восточными крыльями. Они имеют пологие замки и небольшие углы падения слоев на крылья - от  $15$  до  $50^{\circ}$ . Замки складок часто пересечены круглыми разломами и прорваны дайками среднего и основного состава.

Халпилльская зона линейных складчатых дислокаций имеет ширину порядка 10-15 км. Зона непрерывно прослеживается от п-ова Халпилли до бассейна рек Кычувэвеем и Тальнавеем и далее к востоку, где она кососрезается крупными субширотными правосторонними сдвиговыми и сопряженными с ними сдвиго-надвиговыми нарушениями, пока еще детально не изученными. От расположенной к северо-западу и юго-востоку от нее зон пологих дислокаций она отделяется хорошо выраженными флексурами шириной от 2 до 3-3,5 км, осложненными, как правило, многочисленными кругопадающими разломами, вероятно, взбросового характера. Перемещение приподнятых северо-западных блоков в этих взбросах, как это наблюдалось в заливе Среднем во флексуре, ограничивающей рассматриваемую зону с юго-востока, составляет первые десятки метров. Анализ геологической карты показывает, что перемещение блоков по таким взбросам может достигать в отдельных случаях, по-видимому, нескольких сотен метров. Однако этот вопрос требует дополнительного изучения.

В пределах зоны породы собраны в протяженные и очень узкие складки различных порядков, осложненные многочисленными разломами, переходящими участками в круглые дугообразно изогнутые на юго-восток надвиги (рис. 17). Раз-

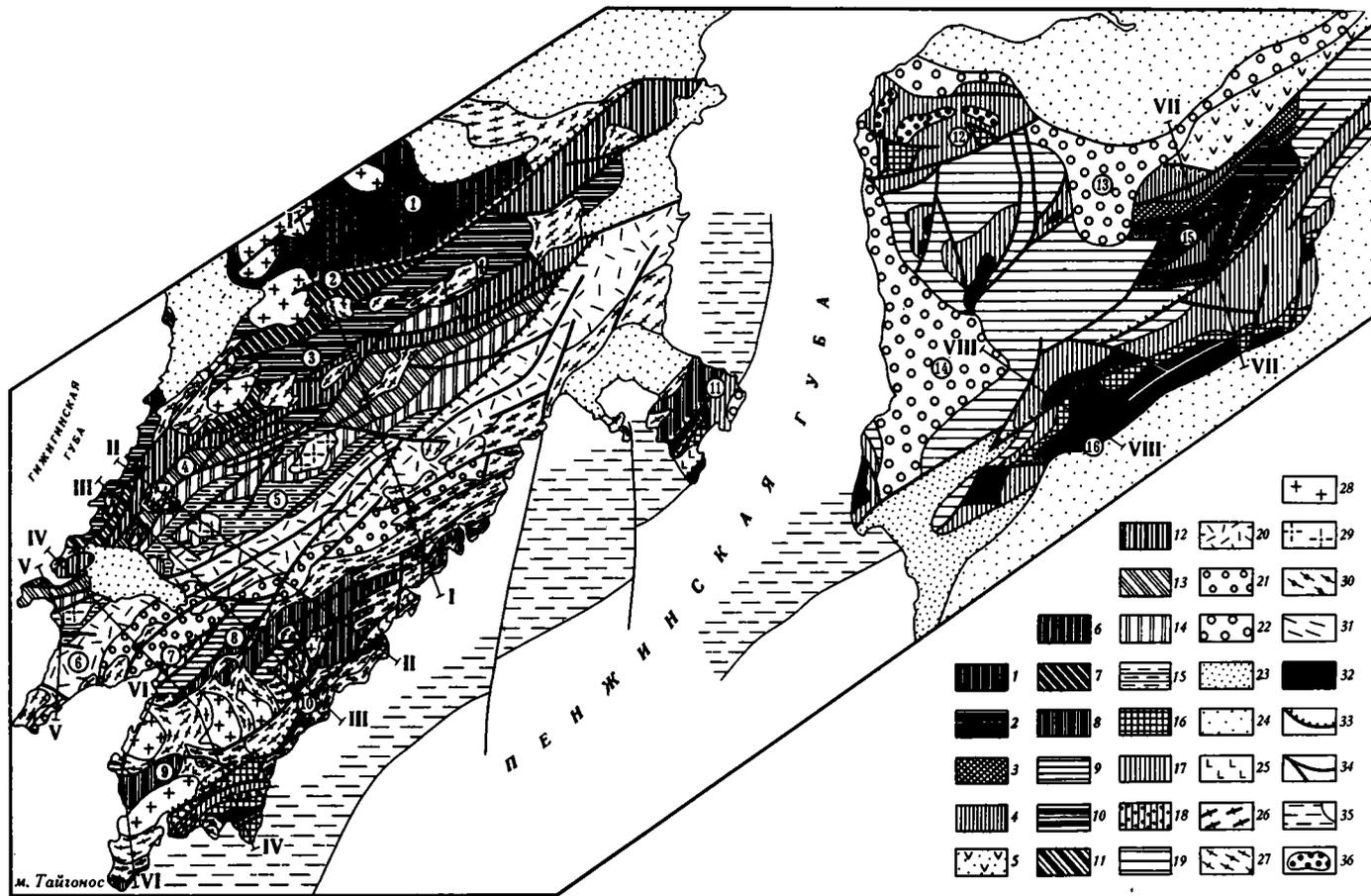


Рис. 15. Структурно-геологическая карта п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки. Составлена автором с использованием материалов Л.А. Анкудинова, Е.А. Анциферова, С.И. Бондарчука, Н.Л. Добрезова, И.Л. Жулановой, Н.Б. Забаровской, В.А. Иванова, Н.А. Леоненко, Г.Н. Логиновой, М.С. Маркова, А.Ф. Михайлова, Л.Г. Пономаревой, В.П. Похиалайна, Л.А. Тихомирова и др.

1,2 - выступы фундамента, представленного: 1 - кристаллическим комплексом архея, 2 - меланократовыми породами докембрийско-раннепалеозойского комплекса - ультрабазитами, габброидами, метаморфическими сланцами глаукофан-зеленосланцевой фации метаморфизма; 3-7 - ранне-среднепалеозойский комплекс: 3 - спилит-диабазовая толща ордовика, 4 - песчано-сланцевые отложения нижнего силура, 5 - морские и перекрывающие их континентальные вулканогенно-молагассовые образования раннего карбона, 6 - песчано-сланцевые отложения нижнего карбона, 7 - вулканогенно-кремнистые и терригенные породы верхнепылгинской толщи, условно ранне-среднепалеозойского возраста; 8-15 - позднепалеозойско-ранневожжский комплекс: 8,9 - преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Южно-Тайгоносского антиклинория (8 - поздний палеозой? - ранний мезозой, 9 - юра); 10-15 - терригенные, вулканотерригенные и вулканогенные породы северо-западного крыла Северо-Тайгоносского синклинория (10 - верхняя пермь, 11 - нижний и средний триас, 12 - поздний триас и нижняя юра, 13 - средняя юра, 14 - оксфорд - кимеридж, 15 - кимеридж - низы вожжского яруса); 16-21 - позднеюрско-раннемеловой комплекс: 16-19 - вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения Пенжинско-Анадырского синклинория (16 - кингивеевская свита, 17 - мялекасыйнская и тылакрьльская свиты, 18 - нерасчлененные отложения позднеюрско-раннемелового возраста, 19 - апт-альбские отложения), 20,21 - вулканогенно-молагассовые отложения Северо-Тайгоносского синклинория (20 - вулканогенно-молагассовые образования позднеюрско-раннемелового возраста - вавачунская, теланская и вануонская свиты, 21 - континентальная молагасса и вулканиды баррем-альба); 22 - морская и паралическая угленосная молагасса позднего мела; 23 - кайнозойские наложенные прогибы и впадины; 24 - плиоцен-четвертичные впадины; 25 - габброиды; 26-31 - гранитоиды и метаморфические комплексы раннего - позднего мела: 26 - габбро-диориты и диориты, 27 - тоналиты и гранодиориты, 28 - граниты и плагиограниты, 29 - субщелочные граниты и граносиениты; 30 - амфиболиты и кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма; 31 - сланцы зеленосланцевой фации; 32 - гипербазиты; 33 - надвиги; 34 - крутопадающие разломы; 35 - предполагаемые выходы вулканогенно-кремнистых пород и ультрабазитов в акватории Пенжинской губы (по геофизическим данным); 36 - пачки олистостром в мялекасыйнской и тылакрьльской свитах.

Наиболее крупные структуры (цифры на карте): 1 - Тайгоносский блок; 2 - Верхнепылгинский разлом; 3 - зона пологих дислокаций в перми; 4 - Халшпильская зона линейных дислокаций; 5 - Среднинская зона пологих структур; 6 - Теланская грабен-синклиналь; 7 - Вискичунская шовная зона; 8 - Нейнегский разлом; 9 - антиклиналь м. Зубчатый; 10 - Южно-Тайгоносский надвиг; 11 - надвиг п-ова Елистратова; 12 - Валижгенское поднятие; 13 - Айнынская синклиналь; 14 - Маметчинская синклиналь; 15 - Ганычаланский блок; 16 - Куольский надвиг. I-I - VIII-VIII - линии профилей

мах крыльев складок первого порядка колеблется от 2 до 4 км (при их протяженности в 15-20 км), второго порядка - от 200 до 400 м; совсем мелкие складки имеют изоклиальный характер; местами отмечается пльйчатость. Складки первого порядка в основном симметричные; редкие асимметричные складки имеют относительно пологие (40-50°) северо-западные и более крутые (70-80°) юго-восточные крылья. Наклон осевых поверхностей крупных асим-

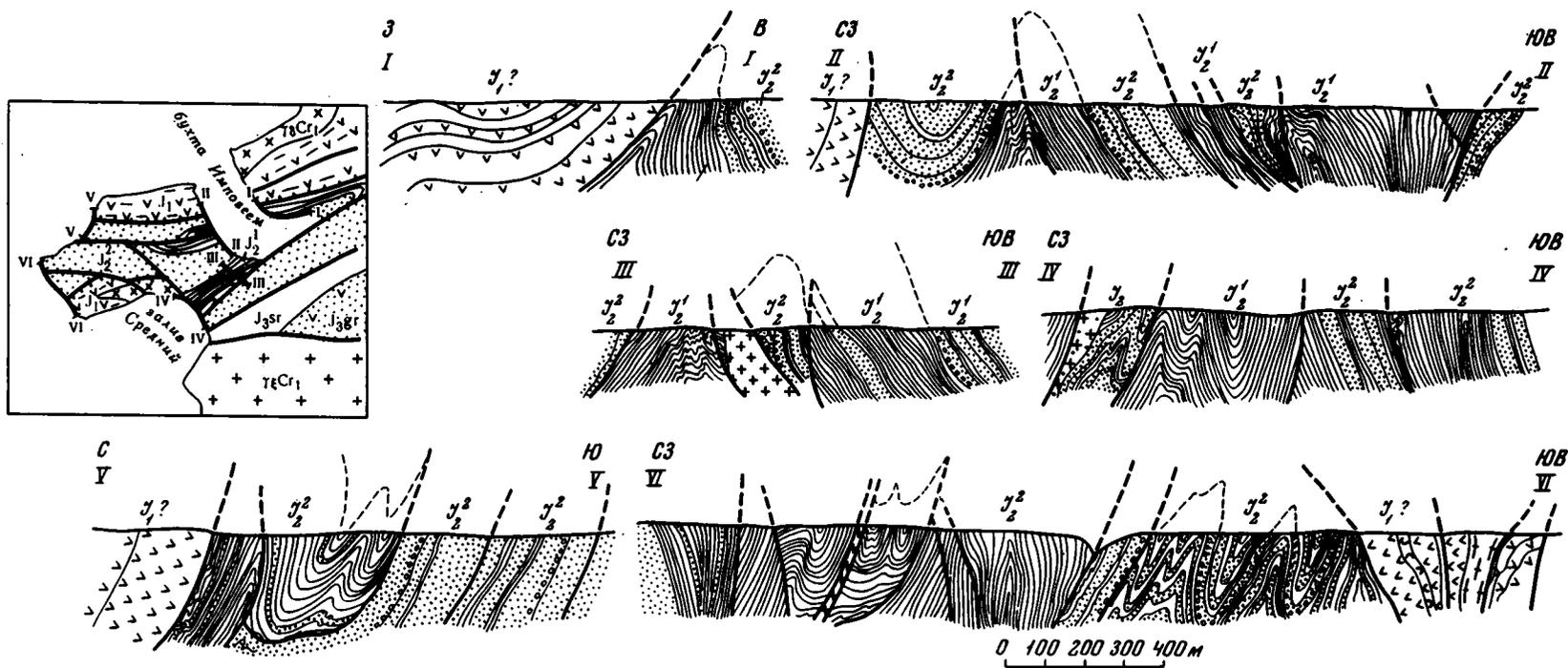


Рис. 17. Поперечные разрезы через Халпиллскую зону сложных линейных дислокаций (зарисовки береговых обнажений на западном побережье п-ова Тайгонос)

I - I - северо-восточное побережье бухты Имповеи; II-II, III-III - юго-западное побережье бухты Имповеи; IV-IV - побережье залива Среднего; V-V, VI-VI - юго-западное побережье п-ова Халпилли. Условные обозначения см. на рис. 16

метричных складок в целом колеблется от 65 до 80°. Синклинали складки, как правило, более широкие, антиклинальные – более узкие и острые. Более мелкие складки следующих порядков еще отчетливее опрокинуты на юго-восток, наклон осевых плоскостей достигает у них уже 35–45°. Наряду с острыми асимметричными складками среди них встречаются более широкие коробчатые синклинали и сопряженные с ними острые гребневидные антиклинали. Осевые зоны мелких складок часто раздроблены и заняты пережатými и будинированными дайками раннемеловых андезитов.

Надвиговые (взбросовые?) нарушения в пределах зоны изучены пока еще слабо. На западном побережье полуострова устанавливаются два надвига. Первый из них прослеживается от северной оконечности п-ова Халпили до правобережья р. Тополовки, где он косо срезается субширотными надвиговыми нарушениями. Вулканогенные породы нижней юры надвинуты здесь на песчаниково-сланцевую толщу верхней юры. Вулканогенные породы в приподнятом блоке залегают в виде асимметричной коробчатой синклинали северо-восточного простирания с размахом крыльев около 6 км. Юго-восточное, более крутое (45–50°) крыло ее срезается плоскостью надвига, наклоненной на северо-запад под углом 40°. В ядре породы залегают почти горизонтально. Северо-западное и более пологое крыло складки осложнено мелкой дополнительной складчатостью и прорвано пластовыми интрузиями габбро и кортландитов и более крупной грешинной интрузией гранодиоритов. Среднеюрские песчано-сланцевые породы в опущенном блоке смяты в асимметричную антиклинальную складку, осевая поверхность которой наклонена на северо-запад под углом 35–45°, т.е. таким, как и плоскость надвига. Таким образом, создается впечатление, что надвиг возник одновременно со складчатостью под воздействием одних и тех же сил.

Второй надвиг установлен на южной оконечности п-ова Халпили. Здесь так же, как и в его северной части, мощная толща вулканитов нижнеюрского (?) возраста надвинута на аналогичные песчано-сланцевые отложения средней юры. Вулканогенные породы приподнятого блока непосредственно в плоскости надвига имеют такое же, как она, падение на юго-восток под углом около 50–60°. В более юго-восточных частях блока падение их становится почти вертикальным. С юго-востока надвинутый блок срезан крутым разломом (взбросом?), к которому приурочены выходы интрузий диоритов и многочисленных даек среднего состава.

Таким образом, направленные движения приподнятых блоков в рассмотренных надвигах были встречными и указывают, что силы, в результате которых они возникли, были, вероятно, силами двустороннего горизонтального сжатия.

Система более поздних разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания разбивает эту сложную зону линейных складчатых дислокаций на ряд крупных блоков, смещение которых относительно друг друга достигает в ряде случаев, по-видимому, нескольких сотен метров.

Среднинская зона пологих дислокаций прослеживается от з. Среднего до бассейна р. Кычувэвеем, где так же, как все другие зоны, срезается серией правосторонних сдвигов и далее, по-видимому, не прослеживается. Ширина зоны колеблется от 10 до 20 км. Граница зоны на северо-западе состоит из серии кулисообразно расположенных разломов, которые, кроме того, смещены по серии правосторонних сдвигов. Юго-восточная граница более резкая и прямолинейная. Выражена она крутой флексурой, переходящей по простиранию в кругопадающую зону разломов, внутри которой наблюдаются узкие изоклинальные складки с размахом крыльев до 200–300 м.

Строение зоны определяется присутствием более узких кулисообразных коробчатых синклиналей с размахом крыльев от 4 до 6–8 км и протяженностью до 20–25 км и изометричных куполовидных антиклиналей. Падение пластов на крыльях складок довольно кругое и колеблется в среднем от 35–40 до 60–65°. В замковой части складок залегание пород пологое. Вблизи юго-восточной границы этой зоны антиклинали имеют асимметричную форму. Юго-восточные крылья их более кругые (углы падения слоев 40–60°), северо-западные – по-

логие ( $20-30^\circ$ ). Зона осложнена поперечными флексурами и кругопадающими разломами северо-западного и северо-восточного простирания. Перемещение отдельных блоков по ним, как показывают наблюдения в 500-700-метровых обрывах морского побережья, составляет по крайней мере 500-1000 м.

Юго-восточное крыло синклинория узкое и в целом более кругое; сложено нижне-, средне- и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами мощностью около 4000 м, погружающимися на юг под углом  $60-80^\circ$ . Вблизи Нейнегского разлома, вдоль которого это крыло сочленяется со структурами Южно-Тайгоносского антиклинория, в этих породах появляются очень крутые изоклинальные складки с размахом крыльев около 500 м и падением слоев пород на крыльях под углами  $80-86^\circ$ .

Теланская грабен-синклиналь, получившая в литературе название Вискичунской грабен-синклинали (Заборовская и др., 1965), занимает осевую часть Северо-Тайгоносского синклинория, вытягиваясь почти через весь п-ов Тайгонос от м.Теланского до п-ова Елистратова. Максимальная ширина ее 5-28 км.

Теланская грабен-синклиналь сложена разнообразными горными породами орогенного комплекса: на крыльях - вулканогенными образованиями вавачунской и геланской свит с их сложным линзообразным строением и морскими вулканомиктовыми отложениями готерива-баррема (?), в ядре - континентальными угленосными отложениями багом (?)-альба, сформировавшимися, вероятно, в условиях межгорной впадины. Она как бы "вложена" в центральную часть синклинория.

Теланская грабен-синклиналь в общих чертах повторяет форму Северо-Тайгоносского синклинория; для нее характерны более широкое и более пологое северное и узкое крутое южное крылья. В северном крыле можно наметить две зоны. Внешняя зона относится по существу еще к Среднинской зоне пологих дислокаций и характеризуется пологим, местами почти горизонтальным залеганием вулканогенных пород, наблюдаются лишь брахиморфные синклинальные и антиклинальные складки, свойственные этой зоне в целом. Внутренняя зона крыла синклинали обладает более сложным строением. Наклон пластов пород к центру грабен-синклинали составляет здесь в целом  $15-30^\circ$ . Моноклинальное залегание пород, кроме того, нарушается здесь протяженными флексурами. Первая с северо-запада наиболее крупная флексура с углами падения слоев от  $50$  до  $85^\circ$  прослеживается от северных подножий горы Теланской до бассейна рек Кычузвеем и Тальнавеем. Флексурный перегиб осложнен разломами северо-восточного простирания, мелкими и крупными приразломными складками. Вдоль этой флексуры собственно и проходит граница внешней и внутренней структурных зон крыла Теланской грабен-синклинали. Вторая флексура с углами падения слоев в  $40-50^\circ$  прослежена в 5-6 км южнее горы Теланской, третья с углами падения пластов в  $50-80^\circ$  приурочена к осевому разлому. Вблизи этого разлома флексура дополнительно осложняется мелкими складками, имеющими в разрезе грушевидную форму и размах крыльев в 50-500 м. При этом особенно сильно дислоцированы песчано-сланцевые толщи, тогда как вулканогенные породы залегают более спокойно и характеризуются относительно меньшими углами падения ( $40-60^\circ$ ).

Осиновская синклиналь осложняет северо-западное крыло Теланской грабен-синклинали; расположена она в междуречье рек Имповеем и Вискичун. Строение ее асимметричное, размах крыльев около 15-18 км. Она сложена осадочно-вулканогенными и угленосными отложениями рябинкинской свиты, погружающимися к центру синклинали под углом  $35-45^\circ$ . В центриклинальном замыкании синклинали, несущем сложный фестончатый характер, падение слоев становится более пологим и достигает  $20-30^\circ$ . Шарнир складки погружается на юго-запад под углом около  $30^\circ$ . Синклиналь открывается на юг, где срезается осевым разломом, получившим название Вискичунской шовной зоны.

Вискичунская шовная зона прослеживается в северо-восточном направлении вдоль северного побережья Внутренней губы и по правобережью р. Вискичун в бассейн среднего течения р. Кенгеевем, где подходит под острым углом к се-

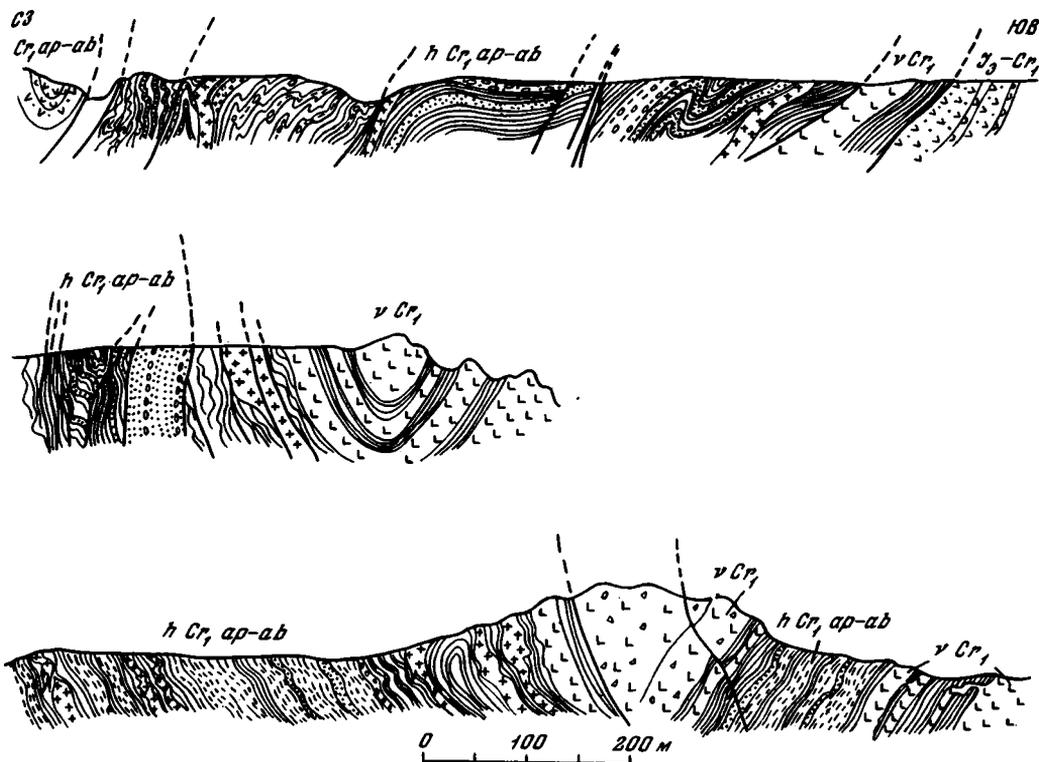


Рис. 18. Разрезы вкрест простирания Вискичунской шовной зоны (зарисовки береговых обнажений северного побережья Внутренней губы). Условные обозначения см. на рис. 16

веро-западной границе Восточно-Тайгоносского массива. Здесь она срезается Нейнгским разломом. На поверхности шовная структура выражается в виде параллельных мощных (50–100 м) зон смятия, сопровождающихся разрывами и мелкими изоклиналными складками, нередко причудливой грушевидной формы (рис. 18; см. рис. 16, профили III–V). С основной зоной разлома сопряжены несколько параллельных ей надвигов. Эти надвиги хорошо обнажены на северном побережье Внутренней губы между устьями рек Осиновки и Вискичуна. Надвиги здесь развиты в полосе 5–6 км. Плоскости надвигов погружаются на северо-запад под углом от 30–35 до 50–70°. Горные породы в зоне надвигов смяты в мелкие наклонные складки с размахом крыльев 200–500 м. Осевые плоскости складок погружаются на северо-запад параллельно плоскостям надвигов. Шовная зона контролирует широкий пояс пластовых тел, даек и штоков изверженных пород различного, в том числе основного, состава.

Как уже отмечалось, Вискичунская шовная зона в бассейне р. Кенгеем косо срезается Нейнгским разломом. Юго-восточное крыло синклиория в результате этого тектонически выклинивается, и синклиорий приобретает черты крупной приразломной моноклинали шириной 45–50 км, погружающейся к юго-востоку (см. рис. 16, профиль II). Структура моноклинали нарушается здесь многочисленными субширотными сдвиговыми и сдвигово-надвиговыми нарушениями и связанными с ними сложными складчатыми дислокациями, которые еще пока плохо изучены.

### Южно-Тайгоносский антиклиорий

Южно-Тайгоносский антиклиорий протягивается вдоль юго-восточного побережья п-ова Тайгонос от м. Тайгонос до п-ова Елистратова. Длина его в пределах полуострова составляет около 150 км, ширина 20–25 км. Антиклиорий

сложен интенсивно дислоцированными и глубоко метаморфизованными породами нижнего карбона, пермо-триаса (?) и юры, прорванными гранитоидами Восточно-Тайгоносского массива, носящего черты синтетектонического факолита и грешинской интрузии. В юго-западной части полуострова среди гранитоидов сохранилось лишь ядро крупной антиклинали, получившей название антиклинали м. Зубчатого, и узкая полоска вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород на юго-восточной стороне м. Тайгонос, представляющая в структурном отношении, по-видимому, фрагмент восточного крыла сопряженной с ней крупной синклинали (см. рис. 16, профиль VI).

Антиклиналь м. Зубчатого представляет собой асимметричную и сравнительно просто построенную складку шириной 10 км и длиной около 15 км. Ядро ее сложено метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами пермо-триаса (?), в которых найдены лишь плохо сохранившиеся остатки флоры мезозойского возраста. В крыльях обнажаются вулканогенно-осадочные и песчаниково-глинисто-сланцевые породы, также интенсивно метаморфизованные, возраст которых по аналогии с разрезами р. Нейнег скорее всего юрско-раннемеловой. Северо-западное, более крутое крыло складки (углы падения пластов  $60-75^\circ$ ) имеет в целом простое моноклиальное строение и осложнено лишь незначительными изгибами слоев и небольшими вертикальными разломами северо-восточного простирания. Юго-восточное крыло более пологое ( $30-40^\circ$ ); вблизи выходов гранитоидов оно осложнено продольными перегибами синклиального и антиклиального характера. Замок антиклинали широкий круглый с очень пологими почти горизонтальными залеганиями пластов. Ядро антиклинали разбито серией веерообразных сбросов с амплитудой смещения пород 100-200 м, параллельно которым располагаются многочисленные дайки андезитов и диабазов. Шарниры антиклинали и складок второго порядка очень полого ( $10-15^\circ$ ) погружаются на северо-восток.

Выходы верхнеюрских пород на м. Тайгонос занимают узкую прибрежную полосу (шириной 1-2 км и протяженностью 10 км). Слои их моноклиально, но круто погружаются на северо-запад под Восточно-Тайгоносский массив под углами  $45-50^\circ$  (см. рис. 16, профиль VI). Небольшие блоки верхнеюрских пород с такими же элементами залегания зажаты в гранитоидах в нескольких километрах к северо-западу.

Более крупные фрагменты складчатой структуры антиклинория удается наблюдать восточнее в бассейне рек Нейнега, Кенгевеема и Явояма (см. рис. 22, профиль III). Здесь в осевой части структуры обнажаются метаморфизованные вулканогенные породы пермо-триаса (?) и юры. Эти отложения собраны в линейные складки северо-восточного простирания с размахом крыльев от 0,5-1,5 до 2-4 км. Складки узкие, с острыми замками и падениями слоев в крыльях от  $50$  до  $80^\circ$ . Метаморфизованные вулканогенные породы пермо-триаса (?) с северо-запада по Нейнегскому разлому сочленяются с вулканогенно-осадочными породами юры юго-восточного крыла Северо-Тайгоносского синклинория. Этот разлом сопровождается серией параллельных ему разломов и узкими сильно сжатými изоклиальными складками с размахом крыльев около 500 м и падением пород на крыльях  $85-88^\circ$ . Юго-восточное крыло антиклинория сложено вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами юры, которые в сторону от осевой линии антиклинория постепенно выполаживаются (углы падения  $25-35^\circ$ ) и перекрываются толщей берриаса и валанжина.

Еще далее к востоку в междуречье Кенгевеема и Явояма антиклинорий осложняется серией продольных надвиговых и субширотных сдвиговых и надвиговых нарушений и превращается по существу в крупную тектоническую пластину чешуйчатого строения, круто надвинутую на структуры Северо-Тайгоносского синклинория (см. рис. 16, профиль II). В поперечном разрезе этой пластины с северо-запада на юго-восток вскрываются вначале баррем-альбские отложения рябинкинской свиты, слои которых погружаются на юго-восток под углами от  $25$  до  $50^\circ$ . Выше они тектонически вплоть до их полного выклинивания перекрываются более молодыми вулканогенными породами мела, также

погружающимися на юго-восток. Углы наклона слоев этих пород несколько более крутые -  $60-80^{\circ}$ . Выше их по разрезу залегает согласное со структурой вмещающих пород межформационное пластовое тело гнейсовидных гоналитов и кварцевых диоритов, которое погружается в свою очередь под метаморфизованные вулканогенные породы пермо-триаса (?). В последних наблюдаются узкие сжатые складки северо-восточного простирания и более мелкие крутопадающие пластовые тела полосчатых гнейсовидных кварцевых диоритов и гоналитов. Пермо-триасовые (?) породы по надвигу, плоскость которого наклонена на юго-восток под углами  $60-70^{\circ}$ , тектонически перекрываются в различной степени метаморфизованной толщей нижнего карбона. Ширина наиболее крупной пластины нижнекаменноугольных пород в бассейне р. Кенгевеем 4-5 км, протяженность - порядка 15 км. В лежащем боку ее наблюдаются кулисно расположенные короткие складки северо-восточного простирания с размахом крыльев 0,5-1,0, реже 2 км и падением крыльев от  $20$  до  $30^{\circ}$ . В редких флексурных перегибах падение слоев достигает  $60-80^{\circ}$ . Антиклинальные складки имеют более крутые юго-восточные и более пологие северо-западные крылья. В висячем боку пластины нижнекаменноугольные отложения моноклинально погружаются на юго-восток под пластовое тело габбро под углами от  $65$  до  $75^{\circ}$ . В самой кровле пластины появляются очень узкие слабо опрокинутые на северо-запад изоклинальные складки. Структура пластины осложнена также разломами северо-западного простирания и догранитными дайками раннемеловых андезитов и диоритов. Блок нижнекаменноугольных пород, расположенный на побережье Пенжинской губы, имеет протяженность 5,5 км и ширину 3 км. Глубоко метаморфизованные отложения карбона сильно сжаты здесь в узкие складки с размахом крыльев 0,5-1,0 км и падением слоев под углами  $70-80^{\circ}$ . Складки осложнены многочисленными разрывными дислокациями и расчленены апофизами гранитоидов и жилами пегматитов. Блоки нижнекаменноугольных пород в висячем боку прорваны гнейсовидными интрузиями габбро, диоритов и гоналитов.

Далее к востоку (см. рис. 16, профиль Ia) степень метаморфизма пермотриасовых и карбоновых пород постепенно возрастает вплоть до появления плагигнейсов. Одновременно увеличивается количество гранитоидных тел, причем гнейсовидная текстура гранитоидов здесь выражена еще более ярко. Таким образом, мы видим здесь большую глубину среза и наблюдаем "корни" надвига.

Еще далее к востоку, около п-ова Елистратова пластина метаморфизованных пермо-триасовых и каменноугольных пород косо срезается системой правосторонних сдвигов и "упирается" в бок слабо метаморфизованных меловых пород Северо-Тайгоносской зоны, которые испытали движение противоположного знака и круто надвинуты на юрские и меловые породы Пенжинско-Анадырской зоны (Авдейко и др., 1966). Таким образом, структура этой части полуострова представляет собой сочетание двух встречных надвигов, что может объясняться лишь двусторонним сжатием.

### Пенжинско-Анадырский синклиниорий

Пенжинско-Анадырский синклиниорий так же, как и Северо-Тайгоносский, имеет резко асимметричную форму. Для него характерно узкое северо-западное и более широкое и сложно построенное юго-восточное крылья, которые сочленяются вдоль Южно-Тайгоносского надвига.

Северо-западное узкое крыло его, сохранившееся лишь в виде реликтов среди гранитоидов в юго-восточной части п-ова Тайгонос (см. рис. 16, профиль III), сложено тонкообломочными отложениями поздней юры, берриаса и валайжина. На северо-западе это крыло плавно сочленяется со структурами юго-восточного крыла Южно-Тайгоносского антиклинория, а на юго-востоке обрывается Южно-Тайгоносским надвигом, в плоскости которого залегает тело гнейсовидных и катаклазированных гранитоидов, круто погружающееся на северо-запад. Для этого крыла характерно сравнительно простое моноклинальное строение и пологое залегание пород ( $20-30^{\circ}$ ), которое нарушается лишь редкими крутыми

продольными флексурами и сопровождающими их крутопадающими разломами. При приближении к надвигу залегание пород становится более кругым, а непосредственно вблизи него – вертикальным.

Южно-Тайгоносский надвиг на всем своем протяжении совпадает с юго-восточным контактом Восточно-Тайгоносского массива. В юго-западной части полуострова на м. Тайгонос (см. рис.16, профиль VI) плоскость надвига погружается на северо-запад под углом  $45-50^\circ$ . В всiachем боку его залегают равномернозернистые гранитоиды, в лежачем – метаморфизованные вулканогенные породы, вероятно, юрского возраста. К северо-востоку, на м. Поворотном и далее в бассейне р. Кенгевеем (см. рис.16, профили IV, III), плоскость надвига становится более крутой ( $70-80^\circ$ ). В всiachем боку разлома здесь появляются гнейсовидные граниты, а в лежачем – метаморфические сланцы, амфиболиты и тектонические линзы гипербазитов. Далее к северо-востоку (см. рис. 16, профиль Ia) в бассейне рек Явойма и Кычувзвеема разлом приобретает обратное, юго-восточное падение. Еще далее к северо-востоку этот разлом смещается системой субширотных правосторонних сдвигов и снова (на п-ове Елистратова) приобретает северо-западное падение.

На всем протяжении разлом четко фиксируется сменой магнитных аномалий изометричной формы интенсивными положительными аномалиями линейного типа и наиболее четко выраженной ступенью в аномальном поле силы тяжести.

Юго-восточное широкое крыло синклинория сложено верхнеюрскими – нижнемеловыми кремнисто-вулканогенными и терригенными отложениями, мощность которых в 2–3 раза превышает мощность отложений северо-западного крыла. В структурном отношении это крыло представляет собой сочетание двух огромных круто погружающихся на северо-запад тектонических пластин. Северо-западная пластина вскрывается вдоль юго-восточного побережья п-ова Тайгонос и на п-ове Елистратова, юго-восточная – на Северо-Западной Камчатке. Эти чешуйчатые тектонические структуры сочленяются по глубинному надвигу, плоскость которого круто погружается на северо-запад. Отдельными фрагментами эта зона надвига вскрывается на м. Поворотном и на п-ове Елистратова и по интенсивным положительным магнитным аномалиям отчетливо прослеживается в акватории Пенжинской губы юго-восточнее п-ова Тайгонос.

Северо-западная тектоническая пластина лучше всего обнажена в береговых обрывах п-ова Тайгонос на участке между мысами Тайгонос и Поворотный. Она состоит в свою очередь из трех тектонических чешуй второго порядка. Нижняя вскрывается на самом м. Поворотном и сложена вулканогенно-кремнистыми и флишoidalными песчано-сланцевыми отложениями кингивеевской свиты. Их слои круто погружаются на северо-запад под углами  $75-85^\circ$ . На отдельных участках пласты этих пород опрокинуты на северо-запад. В основании этой пластины непосредственно вдоль береговой линии м. Поворотного проходит мощная зона разлома шириной около 250–300 м, внутри которой породы интенсивно милонитизированы, раздроблены и смяты в мелкие изоклиналильные складки. Внутри этой зоны залегают серии тектонически разлинзованных серпентинитов, мощность отдельных линз достигает 150–250 м.

Вторая тектоническая пластина в своей нижней части повторяет разрез предыдущей пластины и сложена так же, как и она, кремнисто-вулканогенными и флишoidalными терригенными породами кингивеевской свиты. Кремнисто-вулканогенные и терригенные породы также имеют моноклиналильное залегание и погружаются на северо-запад под углами от  $60$  до  $80-85^\circ$ . Выше них в этой пластине залегают терригенные флишoidalные отложения мялекасынской и тылакрьельской свит. В целом она погружается на северо-запад, но при этом смята в ряд узких дисгармоничных складок с размахом крыльев 500–1000 м, реже 1500–2000 м (рис. 19). Эти складки осложняются более мелкими с размахом крыльев порядка 50–100 м. Складки сильно сжатые, прямые, иногда слабо наклонные, с острыми замками и углами падения слоев на крыльях от  $50-60$  до  $80-88^\circ$ . Мелкие складки сконцентрированы вдоль разломов северо-восточного простирания и имеют нередко веерообразный характер. Эта

тектоническая пластина отделяется от нижней по зоне разлома, вдоль которой залегает пластовое тело серпентинитов мощностью до 2 км и протяженностью до 8 км. Третья пластина сложена кремнисто-вулканогенными породами, по своему строению и составу очень близкими к кингвеевской свите.

Внутреннее строение юго-восточной тектонической пластины более сложное. По морфологии структур и напряженности складчатых дислокаций в пределах ее можно выделить две зоны - узкую зону напряженных линейных складчатых дислокаций и зону широких брахиформных структур.

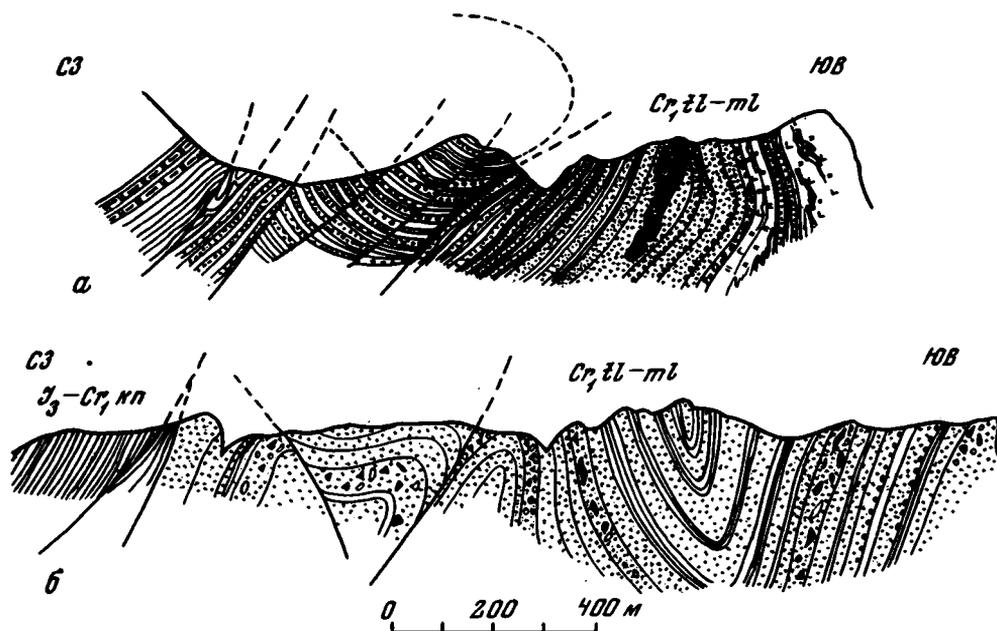


Рис. 19. Складчатые дислокации в отложениях мялекасынской и тылакрьльской свит на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос

а - северо-восточное побережье м. Поворотного;

б - правый входной мыс в бухту Тайгонос

Условные обозначения см. на рис. 16

Зона линейных складчатых дислокаций протягивается вдоль юго-восточного края этой структуры по границе ее с Паралольским долом. Ширина зоны на юго-западе 15-20 км, на севере в районе Ганычаланского выступа палеозойских пород ширина ее увеличивается до 25-35 км. Зона характеризуется в целом асимметричным строением. По данным В.П. Похипайцена (1964), она сложена отложениями кингвеевской и мялекасынской свит, погружающимися в целом на северо-запад и смятыми в систему узких линейных складок северо-восточного простирания с размахом крыльев до 4-5 км и углами падения пластов на крыльях до  $45^{\circ}$ , а в ядрах до  $85-90^{\circ}$ . На юго-востоке зона ограничена крутым Кулюльским надвигом, вдоль которого на поверхность выведены самые крупные в районе тела альпийстипных гипербазитов (Кулюльский гипербазитовый массив протяженностью около 45 км) и крупные блоки палеозойских пород (Ганычаланский). На западе структуры постепенно выглаживаются - становятся брахиформными. В ряде мест зона линейных складчатых дислокаций отделяется от области распространения пологих структур разломами.

Зона брахиформных структур включает три крупных структурных элемента - Валижгенское поднятие, Маметчинскую синклинали и Айнынскую синклинали. Валижгенское поднятие представляет в целом изометричное куполовидное под-

нятие (50 x 40 км). Ядро его сложено породами валанжина и готерив-баррема, собранными в изометричные слабо вытянутые в северо-восточном направлении сундучные антиклинальные и корытообразные синклинальные складки размером приблизительно 8 x 15 км. Наклон слоев в крыльях антиклинальных складок колеблется от 20-25 до 30-40°. В ядрах этих складок углы падения слоев становятся более крутыми и появляются мелкие складки более высоких порядков. Ядра складок осложнены разломами, вдоль которых на поверхность выведены блоки пород девона, триаса и юры (Титов, 1961; Похиалайнен, 1964; Аникеев и др., 1970).

Маметчинская и Айньнская синклинали плавно сопрягаются с Валинггенским поднятием, ограничивая его с запада и востока. Это крупные изометричные брахиформные структуры, открывающиеся на северо-запад. Крылья их сложены отложениями апт-альба, а в ядрах - породами позднего мела, залегающими на отложениях нижнего мела с угловым несогласием. Эти крупные отрицательные структуры осложняются дополнительными широкими синклиналями (10 x 15 км) и узкими гребневидными антиклиналями (Михайлов, 1955, 1962; Титов, 1961; Аникеев и др., 1970).

### Таловско-Майнский горст-антиклинорий

Антиклинорий состоит из серии асимметричных горст-антиклинальных блоков - Ганьчаланского, Пальматкинского, Отроженского и других, сложенных породами меланократового фундамента и палеозоя и ограниченных с юго-востока разломами, плоскости которых, как это показано Л.Г. Пономаревой и Н.Л. Добрецовым (1966) для Ганьчаланского блока, круто погружаются на северо-запад. Внутренняя структура блоков изучена еще слабо. Анализ геологических карт по Ганьчаланскому блоку (Пономарева, Добрецов, 1966) и Пальматкинской антиклинали (Мигович, 1963), а также новые данные, полученные Н.Б. Заборовской и автором, говорят о том, что внутренняя структура их носит чешуйчатый характер.

Наличие тектонических чешуй внутри меланократового фундамента, перерывы в основании карбона и крупный перерыв, падающий на верхний палеозой и нижний мезозой, свидетельствуют в пользу того, что возникновение чешуйчатых структур в блоках было длительным и произошло в несколько этапов - в начале и конце нижнего палеозоя, в конце девона, в позднем палеозое и раннем мезозое (см. рис. 22).

Таким образом, анализ тектонических структур п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки позволяет выделить две основные категории тектонических форм.

К первой относятся антиклинории и сопряженные с ними синклинории, представляющие собой крупные структуры первого порядка, образовавшиеся на месте геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Формирование их было обусловлено всей предыдущей верхнепалеозойской и мезозойской историей развития региона.

Ко второй категории структур относятся наложенные на эти крупные формы более мелкие складчатые и тесно связанные с ними разрывные нарушения. По морфологическим особенностям они могут быть подразделены на два типа.

Первый тип складчатых структур представлен зонами или небольшими изометричными участками относительно пологих дислокаций, внутри которых распространены в целом однотипные по морфологии, но весьма различные по амплитуде и размаху крыльев складки: 1) протяженные, близкие к линейным, симметричные складки с размахом крыльев от 2-3 до 4-6 км; они характеризуются относительно крутыми крыльями (углы падения слоев 40-50°) и пологими замками (углы падения слоев 15-20°); этот тип складок характерен для отложений перми северо-западного крыла Северо-Тайгонского синклинория; 2) брахиформные складки - корытообразные синклинали, более узкие и протяженные (8-20 км) на п-ове Тайгонос (Средняя зона пологих дислокаций) и более короткие изометричные (10-15 км) на Северо-Западной Кам-

чатке, и куполовидные изометричные, реже узкие гребневидные антиклинали. Размер куполовидных антиклиналей на п-ове Тайгонос составляет приблизительно 5 x 10 км, на Северо-Западной Камчатке - 10 x 25 км (Валжгенское поднятие). Зоны и участки относительно пологих дислокаций осложнены крутыми продольными и в редких случаях поперечными (углы падения  $65-85^{\circ}$ ) флексурами. К ним приурочены разломы скорее всего взбросо-надвигового характера и мелкие изоклиналильные складки. Зоны и участки пологих дислокаций разбиты также сеткой крутопадающих взбросов и сбросов северо-западного и северо-восточного простирания, перемещения по которым составляют как минимум 1000 м.

Второй тип структур представлен вытянутыми зонами очень сложных линейных дислокаций, внутри которых развиты узкие симметричные, реже слабо наклонные складки с размахом крыльев от 2 до 4 км и протяженностью соответственно от 10 до 15 км. Углы наклона в более крутых крыльях достигают  $70-80^{\circ}$ , а в более пологих -  $40-50^{\circ}$ . Для этих складок так же, как и для брахиформных структур, характерны несколько более широкие синклинали и узкие острые антиклинали. Складки первого порядка осложнены острыми изоклиналильными складками второго и третьего порядка и зонами крутых ( $40-50^{\circ}$ ) надвигов и взбросов. Внутри таких зон локализуются многочисленные тела интрузивных пород и участки дробления пород с сульфидной, преимущественно пиритовой, и бедной золотой минерализацией. Вдоль них прослеживаются линейные положительные магнитные аномалии и гравитационные ступени.

К этому же типу структур относятся многочисленные надвиги и взбросы и сопряженные с ними сдвиги. Они сопровождаются интенсивными складчатыми дислокациями и чешуйчатыми структурами и имеют то же выражение в магнитном и гравитационном поле.

Сочетание этих двух типов тектонических форм показывает, что структуры п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки имеют складчато-глыбовый характер и возникли в результате блоковых перемещений фундамента по глубинным надвиговым зонам в условиях горизонтального сжатия.

## ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В пределах рассматриваемой территории выделяются три возрастных комплекса интрузивных и метаморфических пород: докембрийско-нижнепалеозойский, верхнеюрско-нижнемеловой и ниже-верхнемеловой.

### ДОКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС ГАББРОИДОВ, ГИПЕРБАЗИТОВ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Этот комплекс вскрывается в Ганьчаланском выступе палеозойских пород на Северо-Западной Камчатке в основании ордовикской толщи вулканогенно-кремнистого состава. Впервые эти породы были описаны в работах Л.Г. Пономаревой, Н.Л. Добрецова (1966) и Н.Л. Добрецова, И. Курода (1969). Согласно последним данным Н.Б. Заборовской и автора (Заборовская, Некрасов, 1974), комплекс представлен в нижней части габброидами и амфиболитами, в подошве которых вскрываются в виде линз ультрабазиты. Эти породы тектонически надвинуты на лавсонит-глаукофановые, лавсонит-хлоритовые, глаукофан-эпидотовые, эпидотовые сланцы, кварцито-сланцы и кристаллические известняки, которые являются в целом образованиями, более молодыми, чем габбро и гипербазиты. Верхняя часть комплекса сложена офитовыми габбро и диабазами.

Обломки габброидов и альбит-эпидот-хлоритовых сланцев содержатся в гальке нижнесилурийских конгломератов, что свидетельствует по крайней мере об их досилурийском возрасте. Мощность комплекса не менее 2000 м.

### ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Комплекс гипербазитов позднеюрско-раннемелового возраста распространен в Пенжинско-Анадырском синклинии. Выходы гипербазитов здесь наблюдаются на п-ове Елистратова, на восточном побережье п-ова Тайгонос и на Северо-Западной Камчатке. Гипербазитовые тела залегают преимущественно в основании кремнисто-спилито-диабазовой формации позднеюрско-ранневаланжинского возраста в виде согласных тектонических линз и псевдофаколитов (Михайлов, 1955, 1962; Гельман, Некрасов, 1968; Некрасов, 1971). Мощность их варьирует от первых десятков метров до первых километров, протяженность — от первых сотен метров до первых километров. Наиболее крупный из них — Куюльский псевдофаколит (Михайлов, 1955, 1962) достигает длины 45–50 км.

В большинстве случаев это массивные и грубослоистые (рис. 20) черные с зеленоватым или голубоватым оттенком аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты. Реже отмечаются измененные верлиты и лерцолиты.

Серпентиниты характеризуются петельчатой микроструктурой и состоят из густой сетки волокнистого и пластинчатого антигорита ( $N_g = 1,569$ ;  $N_p = 1,563$ ), в ячейках которой располагается сплошной серпентин, слабо действующий на поляризованный свет. Некоторые разности серпентинитов содержат обильные прожилки (мощностью до 2 см) серпентин-хлорита и минералов из группы талька.

Серпентинизированные гарцбургиты также характеризуются петельчатой структурой, обусловленной расположением реликтов ромбического пироксена с массой пойкилитовых вростков оливина в ячейках серпентинитовой сетки.

В гипербазитовой залежи м. Поворотного (восточное побережье п-ова Тайгонос) наблюдаются согласные включения эклогитов и эклогитовых амфиболитов (Гельман, Некрасов, 1968).

Возраст эклогитов, определенный калийаргоновым методом, составляет 183 млн. лет.

Соссюритизированное и амфиболитизированное пироксеновое габбро залегает всегда в кровле гипербазитовых тел (Михайлов, 1962). По данным М.В. Богдановой и В.Т. Матвеевко, пироксеновое габбро состоит из битовнита, реже битовнит-лабрадора и моноклинного пироксена. В небольшом количестве присутствует ромбический пироксен. Плаггиоклаз интенсивно соссюритизирован, моноклинный пироксен замещается роговой обманкой.

Гипербазитовые тела прорваны жилами и дайками пироксенитов, плагиогранитов и сиенитов. Гальки и обломки жильных пород, а также многочисленные обломки гипербазитов, габбро и эклогитов присутствуют в берриас-валанжинской и готерив-барремской опистостромовой толще, определяя, таким образом, время становления этого комплекса в верхних горизонтах земной коры поздней юрой – ранним валанжином. Тектоническая природа контактов гипербазитов с вмещающими породами, приуроченность их к зонам крутых надвигов свидетельствует о том, что гипербазиты внедрились скорее всего в форме протрузий (Книшпер, 1968, 1969).



Рис. 20. Зона дробления и милонитизации на контакте гипербазитов и вмещающих пород

## **НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС ГАББРО-ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Входящие в состав комплекса многочисленные гранитоидные и метаморфические породы образуют два закономерно расположенных в пространстве пояса.

### **Южно-Тайгоносский парный гранитно-метаморфический пояс**

Южно-Тайгоносский парный гранитно-метаморфический пояс приурочен к Южно-Тайгоносскому конседиментационному надвигу и состоит из двух сопряженных по нему поясов - Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского.

Прибрежно-Тайгоносский пояс располагается во фронтальной части Южно-Тайгоносского надвига (юго-восточное побережье п-ова Тайгонос). Он образован небольшими по размеру интрузиями габбро-диоритового и диорит-гранодиоритового состава, тесно ассоциирующими с породами зеленосланцевой, глаукофан-зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (ряд А, по А.А. Маракушеву).

По данным М.Л. Гельмана, С.И. Бондарчука и автора, в распределении интрузивных и метаморфических пород наблюдается отчетливая зональность. В северо-восточной, наиболее эродированной части пояса (междуречье Хыл-вылчуна и Кенгевеема), сложенной метаморфическими породами амфиболитовой фации, распространены узкие (8 x 40 км), согласные с простираем вмещающих пород тела амфиболитовых, биотит-амфиболитовых диоритов и габбро-диоритов. В менее эродированной части пояса (район устья руч. Поворотного), сложенной породами зеленосланцевой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма, наблюдаются небольшие, неправильные в плане штоки (1 x 1 км) амфибол-пироксеновых и пироксеновых диоритов. За пределами зоны метаморфизма (м. Поворотный) в неизмененных вулканогенно-кремнистых и терригенных породах верхней юры - нижнего мела распространены изометричные в плане штоки (3 x 3 км) пироксеновых и пироксен-амфиболовых диоритов и биотит-амфиболовых тоналитов, имеющих по отношению к вмещающим породам резко секущий характер.

Залегающие среди пород амфиболитовой фации метаморфизма согласные тела биотит-амфиболовых, амфиболовых диоритов и габбро-диоритов характеризуются неясно выраженным полосчатым распределением слагающих их пород и значительными вариациями их в структуре, текстуре и составе.

Биотит-амфиболовые габбро-диориты состоят из незакономерно сросшихся кристаллов лабрадора, голубовато-зеленого амфибола и темно-бурого биотита. В одних полосах структура габбро-диоритов офикационная и пойкилитовая, в других - границы амфибола и плагиоклаза плавные или извилистые, что более типично для гранобластовой структуры. Резкий ксеноморфизм крупных пластин биотита по отношению к плагиоклазу также более типичен для метаморфических образований. Об этом же свидетельствует и парагенезис амфибола и эпидота. В интерстициях между зернами плагиоклаза находятся очень мелкие выделения щелочного полевого шпата, иногда тесно ассоциированные с хлоритом, реже в аналогичной структурной позиции наблюдается кварц.

Диориты отличаются отсутствием биотита, несколько большим количеством щелочного полевого шпата и хлорита. Последний кое-где в виде розетковидных агрегатов развивается по плагиоклазу. Здесь также больше эпидота в тесном сростании с амфиболом. Отмеченные особенности указывают на возможное происхождение диоритов и габбро-диоритов из вмещающих их амфиболитов и пироксен-амфиболовых сланцев. Однако этот вопрос требует дополнительных специальных исследований.

В юго-восточной части наиболее крупного из этой группы массивов - Хыл-вылчунского плутона - в диоритах и габбро-диоритах располагается серия зон агматитов. Мощность зон колеблется от нескольких метров до первых сотен

метров. Агматиты состоят из меланократовых блоков, сложенных биотит-амфиболовыми габбро-диоритами и диоритами, сцементированных светлыми крайне неравномернозернистыми тоналитами. Как это видно на рис. 21, относительное количество и форма меланократовых блоков меняются от обнажения к обнажению, при этом в их расположении нередко можно подозревать унаследованную слоистость. Участки с плоско-параллельными ориентированными блоками местами вкrest простираия зон сменяются типичными мигматитами (рис. 22). Образование зон агматитов и мигматитов скорее всего связано с более поздними процессами гранитизации, возникшими под влиянием более поздней габбро-гранодиорит-гранитной серии Восточно-Тайгоносского массива.

В амфиболитовой фации различаются жедритовые сланцы - метаморфические производные пелитовых пород, амфиболово-биотитовые сланцы - производные вулканогенно-осадочных пород основного состава и габбро, пироксеново-амфиболовые сланцы - продукты метаморфизма основных эффузивов и амфиболиты, многие из которых образованы за счет метаморфизма гипербазитов, реже - меланократовых габбро. Метаморфизованные осадочные, вулканогенные и интрузивные породы имеют позднюрско-раннемеловой возраст.

Темные буро-серые жедритовые сланцы и тесно связанные с ними серо-лиловые гранат-биотитовые кварциты с гематитом и сульфидами обнажаются на морском берегу в устье руч. Поворотного и к востоку от него. Сланцеватость этих пород определяется чередованием жедрит-биотит-кордиеритовых сланцев с кварцитами и с господствующими альмандин-жедритовыми сланцами (с резко подчиненным кордиеритом), а также разделением в последних лейкократовых и меланократовых прослоев. Лейкократовые прослои, сравнительно крупнозернистые, сложены главным образом кварцем с пойкилобластами жедрита. Меланократовые мелкозернистые прослои состоят из кордиерита, плагиоклаза, кварца, биотита, жедрита и граната. Расположение листочков биотита, призматических кристаллов жедрита и уплощенных зерен граната подчиняется общей сланцеватой текстуре. Парагенезис альмандина ( $N = 1,835$ ); жедрита ( $cNg = 2^\circ$ ;  $Ng = 1,679-1,684$ ;  $Nm = 1,667-1,670$ ;  $+2V = 80^\circ$ ), биотита ( $Nm = 1,636-1,641$ ), олигоклаз-андезина № 30, с кварцем и кордиеритом типичен для антофиллит-кордиеритовой субфации фации гранатовых амфиболитов.

Тонкополосчатые зеленые пироксеново-амфиболовые сланцы широко распространены в междуручье Поворотного и Хылвылчуна. В них чередуются темно-зеленые существенно роговообманковые прослои с зеленовато-серыми прослоями диопсид-плагиоклаз-кварцевого состава. Роговая обманка густо окрашена в зеленоватые тона и относится к железистой разности ( $cNg = 8-15^\circ$ ,  $+2V = 50-60^\circ$ ), плагиоклаз представлен лабрадором № 60-65, пироксен - бледно-зеленым авгитом ( $cNg = 38^\circ$ ;  $+2V = 55^\circ$ ).

Темно-серые биотит-амфиболовые сланцы распространены на участке от устья р. Хылвылчун до устья р. Кенгевеем. Их сланцеватость определяется чередованием темных зеленоватых прослоев, обогащенных амфиболом, и пестрых, существенно кварц-биотит-плагиоклазовых. Амфибол представлен синезеленой железистой роговой обманкой. Плагиоклаз относится к андезину № 40-46. Биотит-амфиболовые сланцы иногда прослеживаются вдоль зон дробления и трещин катаклаза в габбровом массиве. Ширина зон катаклаза местами сокращается до микроскопических размеров, и тогда видно, как описываемая метаморфическая порода образуется из габбро при замещении таблитчатых выделений анортита № 90-100 агрегатом бластических зерен лабрадора № 64, роговой обманки, биотита и кварца.

Амфиболиты залегают среди амфиболовых сланцев в виде разлизованных пластовых тел мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Эти темно-зеленые породы на 80% и более состоят из голубоватой, зеленой и буроватой роговой обманки, образующей голомеланократовые скопления призматических и игольчатых кристаллов. Иногда среди них заключены реликты оливина и пироксена. В этих разностях, представляющих продукты изменения гипербазитов, амфибол ассоциирует с зеленой шпинелью и с магнетитом.



Рис. 21. Агматиты из юго-восточного эндоконтакта Хьывылчунского массива

Амфиболиты и все разновидности амфиболовых сланцев испытывают скарнирование: в них обильны косо секущие сланцеватость прослой и прожилки диопсид-кварцевых и андрадит-эпидотовых скарнов мощностью в несколько сантиметров. Местами амфиболовые сланцы окварцованы, серицитизированы и цеолитизированы, рассечены кварцевыми и кальцитовыми прожилками. В зонах



Рис. 22. Мигматиты из юго-восточного контакта Хыльвытчунского массива

отмечается сульфидная минерализация, а в одной из них выявлено золотое оруденение с пирротинном, халькопиритом и арсенопиритом.

Мелкие интрузивные тела гранитоидов, располагающиеся в зоне пород зеленосланцевой фации метаморфизма и далее к юго-западу за ее пределами, имеют форму изометричных или овальных штоков концентрически-зонального строения с резко секущими контактами. Размер их колеблется от 0,5 x 0,5 до 3 x 3 км. Они сложены пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми диоритами, расположенными в эндо-контактных участках массивов, и биотит-амфиболовыми тоналитами, залегающими в их ядрах.

Пироксеновые диориты состоят из таблитчатых кристаллов зонального плагиоклаза (лабрадор-битовнит и битовнит в ядре и андезин № 40 в кайме) и расположенных пятнами среди них гломеровых сростков столбчатых кристаллов моноклинного пироксена (+2V = 46°), неравномерно замещенного амфиболом и тальком. В пироксен-амфиболовых разностях скопления цветных минералов состоят из амфибола, ксеноморфного по отношению к плагиоклазу, в ядрах которого содержатся столбчатые кристаллы пироксена, а в краях -

пойкилитовые вростки плагиоклаза (участки с офитовой и пойкилоофитовой структурой).

Биотит-амфиболовые тоналиты - пятнистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, переходящей участками в монцитонитовую. Порода состоит из агрегатных скоплений изоморфного таблитчатого плагиоклаза (размер скоплений 0,5 x 1,0 см), в интерстициях которого содержится калинатриевый полевой шпат, скоплений кварца (размер скоплений 0,5 x 0,5 см) и сростков цветных минералов - биотита и амфиболов. Цветные минералы располагаются вдоль границ кварцевых и полевошпатовых обособлений. Плагиоклаз со сложной рекуррентной зональностью, состав ядра и промежуточных зон колеблется от андезина № 30 до андезина № 40, состав каймы - олигоклаз № 20.

К зеленосланцевой фации относятся темно-серые и зелено-серые тонкозернистые актинолитовые, эпидот-биотит-карбонатные, альбит-биотитовые сланцы, серпентинит-актинолитовые сланцы, хлорит-эпидот-альбитовые сланцы, сложно переслаивающиеся между собой на двух участках морского побережья: к западу от устья руч. Поворотного и между этим устьем и м. Наблюдений. На втором, восточном, участке к перечисленным породам добавляются кристаллические доломиты. По минеральным парагенезисам и реликтовым текстурам среди этих тонкосланцевых и тонкозернистых пород распознаются метаморфические производные осадочно-вулканогенных пород, милонитизированных конгломератов, спилитов и гипербазитов позднеюрско-раннемелового возраста. Для всех пород зеленосланцевой фации, особенно на участке западнее устья руч. Поворотного, характерны бластокатакластические структуры. Сланцеватость подчеркнута разделением породы на почти мономинеральные биотитовые, альбитовые, эпидотовые, кварцевые, актинолитовые линзочки и прослои с размерами от миллиметров до нескольких сантиметров.

Среди биотит-амфиболовых пород этой группы выделяются разновидности с амфиболом, плеохроирующим от бледно-голубого по Nm до травяно-зеленого по Ng и бледно-желтого по Nm;  $cNg = 5^{\circ}$ ;  $Ng = 1,674$ ;  $Nm = 1,670$ . Возможно, этот амфибол является глаукофаном. Он интенсивно замещается бледно-зеленым актинолитом ( $cNg = 12^{\circ}$ ). Биотит в этих породах окрашен в бурый цвет,  $Nm = 1,657$ . Таким образом, в группу зеленых сланцев, возможно, входят и глаукофановые сланцы. Переслаивающиеся между собой породы с карбонат-биотитовым, актинолит-альбитовым, эпидот-хлоритовым и эпидот-биотитовым парагенезисами относятся к разным субфациям фации зеленых сланцев, что указывает на неравномерность низкотемпературного метаморфизма.

В нескольких километрах юго-западнее устья руч. Поворотного метаморфические преобразования раннемеловых пород в фации зеленых сланцев проявляются лишь вдоль сравнительно узких зон дробления и сказываются в образовании из карбонатных пород эпидот-тремолитовых мраморов, в альбитизации, хлоритизации и актинолитизации цемента конгломератов.

В метаморфических породах фации зеленых сланцев развиты метасоматические альбититы, прослеживаются многочисленные турмалин-кварцевые аксинит-эпидот-кварцевые и кварц-альбитовые жилы мощностью до 15-30 см с бедной сульфидной минерализацией.

Для метаморфических пород в целом характерны сланцеватые текстуры, микроплочатость и тектоническое разлинование. Широко развиты явления метаморфической дифференциации с образованием слоев с небольшим количеством минералов, вплоть до биминеральных и мономинеральных, что указывает на большое значение метасоматических процессов при формировании зоны. Повсеместно и многообразно проявлена регрессивная стадия метаморфизма, выражающаяся в скарнировании, скаполитизации, цеолитизации, альбитизации, карбонатизации и сульфидизации.

Восточно-Тайгоносский пояс располагается в тыловой части надвига и локализуется в основном в пределах Южно-Тайгоносского геоантиклинального поднятия. Пояс сложен гранитоидами габбро-гранодиорит(тоналит)-гранитного ряда, ассоциирующими с подчиненными им гнейсами, сланцеватыми и массив-

ными роговиками пироксен-роговиковой, амфибол-роговиковой и других фаций регионально-контактового метаморфизма (ряд Б-1, по А.А. Маракушеву).

Гранитоиды слагают крупный Восточно-Тайгоносский массив, (рис. 23), носящий черты трещинной интрузии и синтетектонического факолита. Для него характерна ярко выраженная линейная ориентировка (протяженность 200 км, ширина 20-25 км) и исключительно сложная морфология, что объясняется, с одной стороны, контролем в размещении гранитоидов со стороны Южно-Тайгоносского надвига и параллельных ему разломов, а с другой - приспособленно-

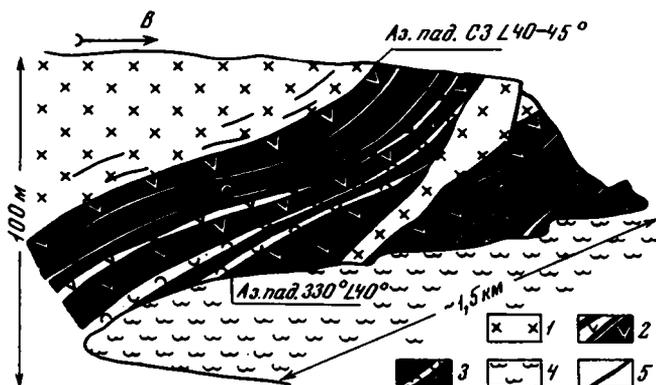


Рис. 23. Согласно́й контакт гранитоидов Восточно-Тайгоносского массива с вмещающими вулканогенно-осадочными породами пермо-триаса (?) на м. Тайгонос  
1 - гранодиориты и кварцевые диориты; 2 - андезиты; 3 - туфы андезитов; 4 - уровень моря; 5 - разломы

стью интрузивных масс к складчатым и чешуйчатым структурам антиклинория. В северо-восточной, наиболее глубоко эродированной части (бассейн рек Кенгевеем и Явоям) массив состоит из ряда пластовых тел (мощность 2-4 км) гнейсовидных гранитоидов, разделяющих серию тектонических чешуй, сложенных глубоко метаморфизованными (вплоть до гнейсов) породами нижнего карбона, пермо-триаса (?) и юры.

Глубина формирования пластовых тел гранитоидов, вычисленная по величине эрозионного среза, составляет около 8-10 км. Это, а также целый ряд других признаков - отсутствие зон закалки гранитоидов, резко выраженная гнейсовидная текстура и метаморфизм в условиях пироксен-роговиковой фации метаморфизма, позволяют сопоставлять эту фацию глубинности гранитоидов с катамезозоной, по А.Баддингтону (1963).

К юго-западу с уменьшением величины эрозионного среза гранитоидные тела постепенно приобретают расширяющуюся кверху форму и превращаются в дифференцированный факолит со сложным концентрически-зонально построенным ядром. Вмещающие породы в его контактовых ореолах изменены в различных субфациях амфибол-роговиковой фации метаморфизма.

Интервал глубин формирования факолитового ядра массива может быть определен на основании следующих построений. Подошва факолита большей частью располагается в пермо-триасовых (?) и юрских отложениях. Небольшие пятна гранитизированных пород, встреченные среди гранитоидов на м. Тайгонос и являющиеся, по-видимому, остатками кровли массива, также скорее всего юрского или более древнего возраста, так как более молодые валанжинские породы имеют совершенно иной состав. Исходя из этого можно предполагать, что минимальная глубина формирования кровли факолитового ядра определяется мощностью отложений валанжинского возраста, которые распространены на

крыльях антиклинория, и составляет около 2000 м. Возможно, эта величина несколько больше, так как в сходной с Южно-Тайгоносской Мургалской зоне выше валанжина, мощностью около 2000 м, согласно залегают готеривские (готерив-барремские?) отложения мощностью в несколько сотен метров (Васецкий, 1963). Нижняя граница глубин формирования факолитового ядра Восточно-Тайгоносского массива с учетом его мощности определится приблизительно в 7-8 км. Таким образом, глубина формирования кровли факолитового ядра массива 2-3 км, подошвы - 7-8 км (эпи-мезозона, по А.Баддингтону).

Массив сложен преимущественно полосчатыми (за счет линейно ориентированных столбчатых кристаллов амфибола) средне- и крупнозернистыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами и тоналитами. Во внутренней части факолита им подчинены крупнозернистые плагиограниты, кварцевые монзониты и мелкозернистые двуслоидные граниты; вдоль юго-восточного контакта массива, контролируемого плоскостью Южно-Тайгоносского надвига, широко распространены кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. Здесь же, в бассейне р. Кенгевеем, встречаются пластовые полосчато-дифференцированные тела амфиболовых габбро (мощностью до 3 км и протяженностью до 20 км), приближающихся в основании к роговообманковым перидотитам и горнблендитам.

Распределение интрузивных пород внутри факолитового ядра массива сложное концентрически-зональное; в эндоконтактах факолита и пластовых телах - полосчатое. Полосчатое строение эндоконтактов подчеркивается, кроме того, резко выраженным гнейсовидным обликом пород, их частыми изменениями в структуре, а также шлировой полосчатостью и горизонтами ксенолитов (рис.24). В междуречье Поворотного и Явояма в эндоконтактовых фациях наряду с полосчатыми разностями широко распространены катаклазиты, а в экзоконтакте отмечаются зоны мигматитов и агматитов. Переходы между близкими по основности членами габбро-диорит-гранодиорит-гранитного ряда в согласных интрузивных телах большей частью совершенно постепенные; соотношения же между крайними членами ряда носят интрузивный характер; более основные разности изверженных пород рассекаются более кислыми (рис. 25).

Габбро - крупнокристаллические породы габбровой структуры. Типичные лейкократовые и мезолитовые разности его содержат 50-55% незоонального таблитчатого битовнита № 80 и 40-45% зеленой роговой обманки, образующей не очень правильные выделения столбчатого габитуса длиной до 5 мм; в ядрах роговой обманки встречаются корродированный моноклинный пироксен, вросстки пластинчатого рудного минерала, мелкочешуйчатый густо-зеленый биотит и сфен; в количестве 5-8% присутствует кварц, большей частью вторичного происхождения. Меланократовые разности содержат до 75% цветных минералов и одну четверть битовнита. Разности, приближающиеся по составу к роговообманковым перидотитам, состоят главным образом из игольчатых, шестоватых кристаллов и сноповидных агрегатов бластической сине-зеленой роговой обманки ( $cNg = 20^\circ$ ;  $-2V = 80^\circ$ ), хлорита, серпентина и эпидота, замещающих столбчатые выделения светло-бурой первичной роговой обманки (длиной до 5 мм) и редких почти нацело сосюритизированных кристаллов битовнит-анортита. Первичная роговая обманка содержит реликты столбчатого розового моноклинного пироксена ( $cNg = 43^\circ$ ;  $+2V = 60^\circ$ ) и округлые псевдоморфозы хлорита и сапонита по оливину(?).

Следует отметить, что природа меланократовых габбро и особенно роговообманковых перидотитов в Восточно-Тайгоносском массиве остается в настоящее время невыясненной. Не исключено, что эти породы древнее позднемезозойской габбро-гранитной серии массива и входят в состав фундамента эвгеосинклинальной зоны. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации регионально-контактового метаморфизма. В то же время этот метаморфизм, как будет показано ниже, в целом несколько древнее гранитоидов.

Диориты - среднезернистые, реже крупнозернистые или мелкозернистые; состоят на три четверти, иногда наполовину из плагиоклаза и агрегатных скоплений цветных минералов. Плагиоклаз, составляющий структурно таблитчато-

зернистую основу породы (размер табличчатых кристаллов 3-4 - 1,0-1,5 мм) сложно зональный: лабрадор-битовнит в изопертитовом ядре; андезин № 45 в широкой промежуточной зоне и андезин № 40 в тонкой прерывистой кайме. Скопления темноцветных в пироксеновых разностях диоритов сложены столбчатыми кристаллами моноклинного пироксена ( $cNg = 45^\circ$ ); в пироксен-амфиболовых - ксеноморфными выделениями зеленой роговой обманки, содержащей в ядрах столбчатые кристаллы моноклинного пироксена, а в краях - пойкилитовые вроски плагиоклаза; в наиболее широко распространенных биотит-амфиболовых диоритах - это аллотриоморфные агрегаты зеленовато-коричневого биотита ( $Nm = 1,656 \pm 0,002$ ) и зеленой роговой обманки ( $cNg = 16^\circ$ ;  $-2V = 74^\circ$ ;

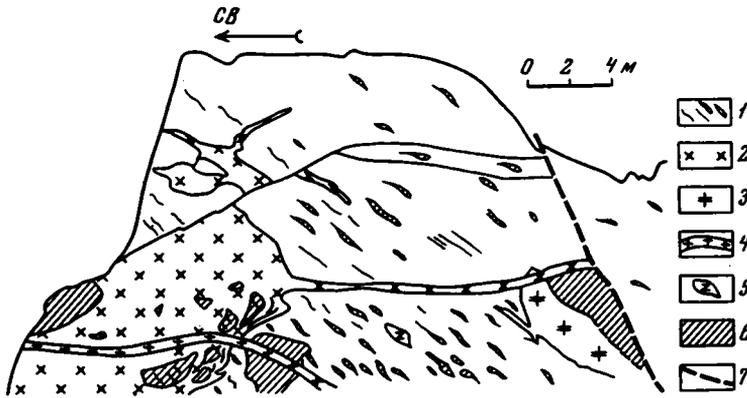


Рис. 24. Строение эндоконтактной зоны Восточно-Тайгоносского массива на м. Тайгонос

1 - полосчатые гнейсовидные кварцевые диориты со шлирами меланократовых диоритов и ксенолитами гранитизированных пород; 2 - крупнозернистые гранодиориты; 3 - кварцевые монцитониты; 4 - дайки аплитов; 5 - крупнозернистые диориты; 6 - блоки гранитизированных пород; 7 - разломы

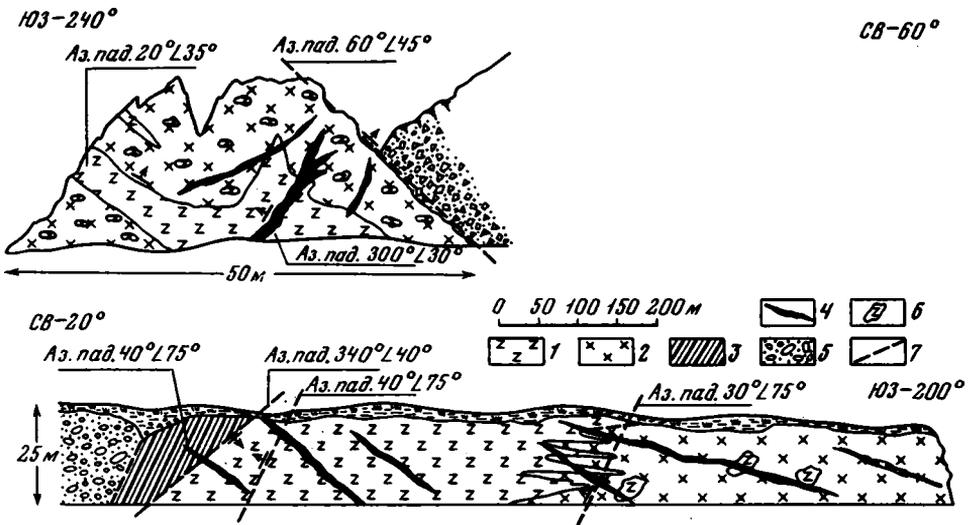


Рис. 25. Взаимоотношения гранодиоритов с диоритами эндоконтактной фаши. Восточное побережье п-ова Тайгонос

1 - диориты эндоконтактной фаши; 2 - гранодиориты; 3 - алевролиты и глинистые сланцы; 4 - жилы аплитов; 5 - осыпь; 6 - ксенолиты диоритов в гранодиоритах; 7 - разломы

$N_g = 1,663 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,656 \pm 0,002$ ), переполненные пойкилитовыми вросками плагиоклаза.

Кварцевые диориты, отличающиеся от диоритов несколько более кислым составом плагиоклаза, из цветных содержат биотит ( $N_m = 1,656 \pm 0,002$ ) и амфибол ( $N_p = 1,632 \pm 0,002$ ;  $N_g = 1,671 \pm 0,004$ ). Вторичные минералы в диоритах – волокнистый амфибол, хлорит и тальк.

Гранодиориты – светло-серые породы гипидиоморфнозернистой структуры и ячеистой текстуры; характерны полевшпатовые и кварцевые обособления размером от 0,5 до 1 см, по границам которых равномерно распределены пластинчатые выделения (до 2 мм) коричневого биотита ( $cN_g = 1,637 \pm 0,001$ ) и столбчатые кристаллы амфибола ( $cN_g = 12^\circ$ ;  $-2V = 76^\circ$ ;  $N_g = 1,663 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,656 \pm 0,002$ ). Линейная ориентировка наиболее крупных ( $1,5 \times 1,5 \times 10-15$  мм) индивидов амфибола придает гранодиоритам в отдельных случаях ярко выраженное полосчатое строение. Основную часть полевшпатовых обособлений составляет идиоморфный таблитчатый плагиоклаз, рекуррентно зональный: состав ядра – олигоклаз–андезин № 30; в зонах – олигоклаз–андезин № 30 – андезин № 40; в кайме – олигоклаз № 20. В промежутках между плагиоклазом располагается резко ксеноморфный калинатриевый полевой шпат, с увеличением содержания которого полевшпатовые обособления приобретают монцитонитовую структуру. Количественные соотношения главных породообразующих минералов в средне- и крупнозернистых разновидностях гранодиоритов: плагиоклаз – 56%, калинатриевый полевой шпат – 8%, кварц – 27%, биотит – 5%, амфибол – 3%; в крупнозернистых гранодиоритах, уклоняющихся к кварцевым монцитонитам, несколько увеличивается содержание калинатриевого полевого шпата и амфибола и уменьшается содержание кварца. Совершенно подобные гранодиоритам по структуре и текстуре тоналиты отличаются от них почти полным отсутствием калинатриевого полевого шпата и несколько большим содержанием кварца.

Темно окрашенные кварцевые монцитониты – пятнистые зеленовато-серые со слабым розовым оттенком породы. Монцитонитовая структура их осложнена реакционными соотношениями минералов и следами послемагматической перекристаллизации. Минеральный состав приведен в табл. 1. Плагиоклаз двух генераций. Плагиоклаз первой генерации представлен идиоморфными табличками длиной 3–4 мм. Ядро, занимающее от 35 до 50% кристалла, характеризуется тонкой повторяющейся зональностью и изопертитами, относится по составу к лабрадору № 55–60, промежуточная зона – к андезину № 40, кайма – к олигоклаз–андезину № 30. Плагиоклаз второй генерации (олигоклаз в ядре и олигоклаз–альбит в кайме) представлен чаще аллотриоморфными выделениями, полужамешенными кварцем и калинатриевым полевым шпатом. Калинатриевый полевой шпат образует ксеноморфные нерешетчатые зерна пертитового строения размером 0,5–1,0 мм. Решетчато-двойникованный калинатриевый полевой шпат встречается в виде каемок вокруг плагиоклаза первой генерации. Амфибол ( $cN_g = 18^\circ$ , плеохроирует в желто-зеленых и изумрудно-зеленых тонах) образует идиоморфные призматические кристаллы длиной до 1,6 мм при базальном размере до 0,3–0,5 мм и скопления короткостолбчатых выделений. Биотит пластинчатый, оливково-зеленый, переполненный рудной пылью. Ядра плагиоклаза, амфибол и биотит замещаются зеленым мелкочешуйчатым биотитом.

Плагиограниты выделяются среди гранитоидов как более равномернозернистые крупнозернистые породы. Так же, как в гранодиоритах и тоналитах, зональный плагиоклаз (олигоклаз в кайме, андезин № 40 в ядре) составляет структурную основу породы, но здесь возрастает содержание калинатриевого полевого шпата и сокращается количество амфибола ( $cN_g = 16^\circ$ ;  $-2V = 78^\circ$ ;  $N_g = 1,663 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,656 \pm 0,002$ ) и биотита ( $N_p = 1,640 \pm 0,002$ ).

Двуслодяные граниты – светлые палево-розовые среднезернистые породы, связанные постепенными переходами с плагиогранитами. Структура неизмененных гранитов типично гипидиоморфнозернистая, участками гранулитовая, с размером зерен, колеблющимся в довольно узких пределах – от 0,5 до 2,0–2,5 мм. Соотношение калинатриевого полевого шпата и плагиоклаза, представленного

Таблица 1

Минеральный состав гранитоидных пород  
Восточно-Тайгоносского массива

Порода	Калина- риевый полево- шпат	Пла- гио- клаз	Кварц	Био- тит	Амфи- бол	Пиро- ксен	Акцес- сорные мине- ралы	Примечание
Двуслюдя- ные грани- ты	38	33	28	3*	-	-	1	Средневзве- шенное по трем шлифам
Плаггиогра- ниты	13	52	26	3	5	-	1	Средневзве- шенное по де- сяти шлифам
Кварцевые монциты	9	49	26	4	10	-	2	Средневзве- шенное по трем шлифам
Кварцевые диориты	1	55	25	10	8	-	1	Средневзве- шенное по де- сяти шлифам
Тоналиты	3	57	28	7	4	-	1	Среднее ариф- метическое по пяти шлифам
Среднезер- нистые гра- нодиориты	8	56	27	5	3	-	2	Средневзве- шенное по двадцати шли- фам
Крупнозер- нистые гра- нодиориты	10	53	26	5	5	-	1	Средневзве- шенное по де- сяти шлифам
Мезолито- вые диори- ты	-	71	2	-	26	-	1	Средневзве- шенное по пяти шлифам
Меланокра- товые дио- риты	-	51	1	-	44	-	1	Средневзве- шенное по трем шлифам

\* Вместе с биотитом в подсчет входит мусковит.

в ядре олигоклазом, а в кайме - альбит-олигоклазом, сильно меняется, содержание кварца (30%) и цветных минералов - биотита и мусковита (3-4%) - более или менее постоянно. Грейзенизированные участки характеризуются гранолепидобластовой структурой и представляют собой в отдельных случаях типичный грейзен, состоящий из кварца и мелкочешуйчатого мусковита, в других - сплошное скопление слюды и турмалина. Слюда двух разновидностей: бесцветная, относящаяся к мусковиту ( $N_m = 1,615$ ) и плеохроирующая в зеленоватых тонах с очень малым  $2V$ , относящаяся, возможно, к литиевым разновидностям. Турмалин образует шестоватые кристаллы, плеохроирует в зеленовато-бурых тонах;  $N_m = 1,635$ ;  $N_g = 1,657$  (сильно железистый).

Жильные породы внутри массива представлены немногочисленными дайками кварцевых диорит-порфиров, плаггиолипаритов и субщелочных гранит-порфиров.

Первые образуют свиты даек мощностью в 8–10 м, рассекающие в субмеридиональном направлении гранодиориты Восточно-Тайгоносского массива. В каждой серии дайки отстоят друг от друга всего на несколько метров, местами соединяются между собой. Ширина зон сближенных даек достигает 200–400 м, и в этих случаях они показаны на карте как единые тела кварцевых диорит-порфиритов (водораздел рек Энгельвагена и Бурливого).

Кварцевые диорит-порфириты – порфиновые породы с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники: таблитчатые зональные кристаллы плагиоклаза размером 2–3 мм (кислый андезин в кайме, андезин-лабрадор в ядре), их гломеропорфиновые сростки, столбчатые кристаллы амфибола размером до 2–5 мм, редкие пластины биотита такого же размера – все вместе занимают 15–20%. Основная масса имеет различный состав и структуру. В обычных несколько окварцованных разностях она состоит из изометричных зерен кварца размером до 0,5 мм, включающих мелкие лейсты замутненного албита. Местами скопления таких лейст образуют пилотакситовую структуру. Амфибол и биотит присутствуют в равных количествах, их содержание увеличивается в разностях, близких к кварцевым монцитит-порфирам. В таких разностях плагиоклаз в основной массе (как и его вкрапленники) представлен лабрадором; кристаллы слюды, амфибола и плагиоклаза разделяются фельзитовой основной массой. Хлорит и эпидот образуют агрегатные скопления типа псевдоминдалин.

Диорит-порфириты отличаются микротаблитчато-зернистой или пилотакситовой структурой основной массы и большим количеством амфибола и биотита в ней; в них также больше вкрапленников столбчатого амфибола.

Дациты и липарит-дациты установлены на м. Зубчатом и в верховьях р. Ви-таетгли, где они распространены совместно с дайками позднемельовых кварцевых диоритов. Они образуют соединяющиеся между собой прихотливой формы дайки мощностью от 2–3 до 5–10 м, простирающиеся с небольшими перерывами на 3–5 км.

Дацинты и липарит-дациты сложены светло-серой афанитовой массой и вкрапленниками плагиоклаза, реже биотита, амфибола и кварца. Вкрапленники плагиоклаза – толстые таблицы с гранями призмы, длиной 2–3 мм. Плагиоклаз рекуррентно зональный: в кайме и ядре – андезин № 40, в промежуточной зоне – андезин-олигоклаз. Амфибол короткостолбчатый, длиной 0,5–1,0 мм. Основная масса микропоякитовая, слабо раскристаллизованная, состоит из псевдосферолитового базиса, сложенного кварцем и щелочным полевым шпатом, и пойкилитовых вростков плагиоклаза, зеленой слюды и хлорита. Соотношения базиса и пойкилитовых включений изменчивы, что обуславливает переходы дацитов к липарит-дацитам.

Субщелочные гранит-порфиры образуют пояс даек, прослеживающийся в субмеридиональном направлении от истоков р. Мальмы до р. Нейнег. Ширина пояса около 3–5 км, мощность отдельных тел измеряется, по-видимому, десятками или первыми сотнями метров. Субщелочные гранит-порфиры, в отличие от расположенных в том же поясе сильно измененных даек андезитов, характеризуются довольно свежим обликом и не затронуты процессами контактового метаморфизма.

Субщелочные гранит-порфиры – палево-серые с розовым оттенком породы, порфировой, реже порфиرويدной структуры. Минеральный состав: калинатриевый полевой шпат – 45–40%, плагиоклаз – 20–25%, кварц – 30%, биотит – до 3%, апатит, сфен, рудный минерал – 1%. Плагиоклаз образует зональные таблитчатые кристаллы (альбит-олигоклаз – в кайме, олигоклаз – в ядре), окаймляющиеся альбитизированным решетчатым калинатриевым полевым шпатом. В промежутках между зональными выделениями полевых шпатов находятся мелкие зерна кварца и калинатриевого полевого шпата, находящиеся иногда в микропегматитовых сростаниях друг с другом, и хлоритизированный биотит, распадающийся на отдельные мелкие чешуйки.

Особую структурную позицию в массиве занимают небольшие (от 3,5 до 24 км<sup>2</sup>) изометричные в плане штоки гранитоидов с крутыми резко секущими

контактами, осложненными многочисленными прихотливой формы апофизами, проникающими во вмещающие породы на многие сотни метров.

В строении этих интрузивных тел, занимающих по отношению к складчатым структурам резко секущее положение, участвуют изверженные породы того же ряда, что и в согласных телах. Однако их состав и условия образования несколько отличны. В частности, характерно более широкое распространение пород монзонитового ряда, а интрузивный характер контактов между различными по основности породами говорит о том, что их формирование произошло, возможно, в несколько этапов. Принимая во внимание резко секущий характер интрузивных тел, можно предположить, что слагающие их гранитоиды моложе изверженных пород, участвующих в строении факолитового ядра и других согласных тел Восточно-Тайгоносского массива. Решение вопроса о существовании в Восточно-Тайгоносском интрузиве разновозрастных габбро-гранитных серий, имеющее принципиально важное значение также и для понимания эволюции интрузивных пород в пределах всего Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, к сожалению, требует дополнительных исследований.

Габбро-гранодиорит-гранитные породы рассматриваемого пояса ассоциируют с глубоко метаморфизованными породами. Метаморфические породы, вскрывающиеся к востоку от р. Явоям в непосредственной близости от Южно-Тайгоносского надвига, отнесены М.Г. Гельманом к наиболее высокотемпературным сланцеватым и гнейсовидным породам пироксен-роговиковой фации метаморфизма.

Наиболее характерная разновидность сланцеватых пород, относящихся к минеральной фации пироксеновых роговиков, это слоистые мелкозернистые пироксен-биотитовые гнейсы. Это продукт метаморфизма нижнекаменноугольных пород, распространенных к востоку от устья р. Явоям, где они находятся в контакте с диоритами и плагиогранитами. Слоистость гнейсов обусловлена чередованием темно-серых и светлых зеленоватых слоев мощностью 0,5–1,0 см. Гнейсы состоят из зеленоватого салита ( $cNg = 45^\circ$ ;  $+2V = 65^\circ$ ), бурого относительно слабо окрашенного биотита, решетчатого микроклина, андезина № 42 и кварца. Соотношения минералов очень изменчивы, светлые прослои резко обогащены пироксеном, а темные – биотитом, но суммарное количество темноцветных обычно составляет 25%. Сланцеватость, совпадающая со слоистостью, подчеркнута ориентировкой пластинок биотита. Четко выраженный парагенезис моноклинного пироксена, микроклина и кварца определяет принадлежность гнейса к метаморфическим породам пироксен-роговиковой фации. В отдельных прослоях плагиоклаз почти полностью замещается мишонитом (двупреломление около 0,025). По-видимому, к этой же фации относятся сланцеватые биотит-кордиеритовые роговики, образованные по нижнекаменноугольным терригенным породам междуречья Кенгевеема и Явояма.

Сланцеватые роговики и гнейсы в направлении к юго-западу вдоль Южно-Тайгоносского надвига и к северо-западу в удалении от плоскости надвига постепенно сменяются массивными пироксен-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, биотит-кумингтонитовыми и кордиерит-биотит-гранатовыми роговиками, относящимися по своим минеральным парагенезисам к субфациям амфибол-роговиковой фации метаморфизма, переходным к амфиболитовой фации.

В этих же направлениях происходят изменения в морфологии узких линейно вытянутых гранитных тел, в структуре вмещающих их пород и текстурных особенностях гранитоидов. Гранитные тела приобретают здесь расширяющуюся сверху форму и постепенно превращаются в дифференцированные факолиты, занимающие ядра синклиналиных складок и имеющие концентрически зональное внутреннее строение и равномернозернистую текстуру.

Еще далее к юго-западу породы в контактовых ореолах факолитового ядра Восточно-Тайгоносского массива подвержены актинолитизации и биотизации и соответствуют низкотемпературным субфациям амфибол-роговиковой фации.

Подобные соотношения габбро-гранитных и метаморфических пород позволяют рассматривать породы этого пояса в качестве единой гранитно-метамор-

Таблица 2  
Химический состав интрузивных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	46,14	46,54	50,08	53,23	54,16	56,75	57,58
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,34	0,77	0,78	0,54	1,01	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,94	10,98	17,92	21,73	18,19	17,60	18,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	7,67	1,85	2,48	3,10	2,28	1,99
FeO	7,74	2,62	7,90	2,52	5,30	4,61	4,73
MnO	0,07	-	0,14	-	0,04	0,18	0,11
MgO	23,08	16,72	6,55	3,65	5,46	2,81	3,32
CaO	6,46	12,68	11,18	8,63	8,94	7,29	7,00
Na <sub>2</sub> O	1,12	0,86	2,35	3,50	3,24	3,56	3,95
K <sub>2</sub> O	0,35	1,26	0,26	0,55	0,30	1,20	1,00
+H <sub>2</sub> O	2,36	-	0,36	-	0,88	1,77	0,95
-H <sub>2</sub> O	0,28	-	0,17	-	0,04	0,10	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	-	0,01	-	0,06	0,37	0,19
Сумма	100,37	-	99,54	-	100,25	99,53	100,07
П.п.п.	2,20	-	-	-	0,28	-	0,95

Таблица 2 (продолжение)

Компоненты	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	65,41	66,26	67,00	67,13	67,28
TiO <sub>2</sub>	0,47	0,48	0,46	0,43	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,08	17,52	16,20	16,72	14,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	1,49	1,7	1,50	1,36
FeO	3,07	1,51	2,86	2,04	3,49
MnO	0,05	-	-	0,05	0,11
MgO	1,86	1,70	2,75	1,41	1,76
CaO	3,92	4,50	5,05	3,71	2,38
Na <sub>2</sub> O	4,22	4,60	2,98	4,57	3,36
K <sub>2</sub> O	2,25	1,80	0,7	1,60	3,44
+H <sub>2</sub> O	0,70	-	-	0,69	1,00
-H <sub>2</sub> O	0,20	-	-	0,17	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	-	-	0,12	0,08
Сумма	99,97	-	99,70	100,14	99,92
П.п.п.	0,41	-	-	0,52	1,15

## Южно-Тайгоносского пояса (вес.%)

8	9	10	11	12	13	14	15
58,15	61,22	61,48	62,10	62,76	63,95	64,30	64,58
1,15	0,90	0,72	0,60	0,69	0,85	0,64	0,78
17,05	16,86	17,40	17,73	17,28	14,92	17,50	17,16
1,31	1,85	1,85	1,93	1,62	1,99	1,34	1,57
6,68	4,75	4,12	3,15	4,77	4,59	1,66	1,58
0,17	0,12	0,11	0,07	0,13	0,11	-	-
2,16	3,00	2,73	2,11	1,41	2,48	2,67	2,62
6,85	5,60	5,50	5,46	4,41	5,90	5,32	4,68
3,93	3,37	3,81	4,14	4,17	3,49	3,86	4,25
0,92	1,65	1,60	1,47	1,58	1,35	1,76	1,82
0,60	0,66	0,888	0,93	0,88	0,13	-	-
0,30	0,06	0,04	0,17	0,22	0,19	-	-
0,23	0,09	0,14	0,12	0,23	0,09	-	-
99,50	100,13	100,38	99,98	100,15	100,04	-	99,04
-	0,22	0,30	0,82	0,60	-	-	-

21	22	23	24	25	26	27
67,64	68,00	68,08	68,26	68,28	68,61	69,21
0,36	0,3	0,46	0,22	0,4	0,30	0,41
18,54	16,95	16,39	17,70	15,05	16,78	14,78
0,81	2,20	2,03	0,80	1,05	1,11	1,14
0,94	0,79	1,57	1,60	2,45	1,36	2,60
-	-	-	0,11	-	0,04	0,05
1,17	1,65	1,64	0,89	2,0	0,70	1,61
3,95	4,02	3,81	3,70	3,52	3,29	3,01
4,90	4,20	4,00	5,58	3,6	5,24	3,96
1,60	1,90	1,84	1,40	3,47	1,34	2,51
-	-	-	0,04	-	1,23	0,77
-	-	-	H.o.	-	0,25	0,13
-	-	-	0,05	-	0,08	0,08
99,91	100,20	99,82	100,35	100,22	100,33	100,26
-	-	-	H.o.	-	1,45	0,59

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	71,04	71,16	74,66	75,00	76,68
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,36	0,16	0,11	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,74	15,09	14,34	14,05	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	1,01	0,72	0,60	0,23
FeO	2,30	2,24	0,50	0,83	0,43
MnO	0,03	0,05	-	0,09	-
MgO	0,95	0,72	0,65	0,67	0,49
CaO	2,52	2,70	1,11	1,32	1,18
Na <sub>2</sub> O	3,66	3,51	3,9	4,19	3,2
K <sub>2</sub> O	2,89	3,12	4,0	2,93	4,0
+H <sub>2</sub> O	0,16	0,15	-	0,42	-
-H <sub>2</sub> O	0,46	0,13	-	0,18	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,06	-	0,06	-
Сумма	100,04	100,30	100,04	100,45	100,20
П.п.л.	0,33	0,06	-	0,54	-

## Примечание к таблице 2

1 - роговообманковый перидотит, останец в диоритах. Побережье Пенжинской губы к юго-западу от устья р. Явоям. Обр. 324/4 Н-65\* ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 2 - габбро. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос в районе устья р. Кенгевеем. Обр. 306/Т-70. 3 - габбро-диорит. Массив к югу от рч. Поворотного на юго-восточном побережье п-ова Тайгонос. Обр. 54а/М-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова. 4 - кварцевый диорит. Восточно-Тайгоносский массив. Обр. 549/Т-70. 5 - кварцевое габбро, интрузивная залежь в 2 км к северо-востоку от устья р. Кенгевеем. Обр. 233/Н-65, ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 6 - диорит. Массив м. Клинового (п-ов Елистратова). Обр. 190а/З-64. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.В. Степанец. 7 - диорит. Левый водораздел рч. Поворотного. Обр. 263/Н-64, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 8 - диорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос, м. Входной Правый. Обр. 101е/М-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова. 9 - кварцевый диорит. Восточное побережье п-ова Тайгонос, между устьями рек Явоям и Кенгевеем. Обр. 382-2/Н-65, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Иволина. 10 - тоналит. Водораздел рек Кенгевеем и Явоям. Обр. 456/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 11 - тоналит. Верховья р. Нейнег. Обр. 255/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 12 - кварцевый диорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос. Обр. 1216/Н-64, ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 13 - гранодиорит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос. Обр. 93д/М-63. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова. 14 - гранодиорит. Восточно-Тайгоносский массив. Обр. 1532/Т-70. 15 - гранодиорит. Верховья рч. Энгельватен. Обр. 1513/Т-70.

\* 3 - образцы из коллекции Н.Б. Заборовской; И - образцы из коллекции В.А. Иванова; М - образцы из коллекции М.С. Маркова; Н - образцы из коллекции Г.Е. Некрасова; Т - образцы из коллекции Л.И. Тихомирова.

16 – гранодиорит. Правый водораздел рч. Поворотного. Обр. 258/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 17 – гранодиорит. Восточно-Тайгоносский массив. Верховье р. Нейнег. Обр. 516/Т-70. 18 – гранодиорит. Верховье рч. Энгельватен. Обр. 1610/Т-70. 19 – гранодиорит. Левый склон рч. Энгельватен. Обр. 620/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 20 – кварцевый монцит. Шток в устье рч. Мальмы. Обр. 2996/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 21 – плагиогранит. Левобережье рч. Бурливого. Обр. 1525/Т-70. 22 – гранодиорит. Верховье рч. Энгельватен. Обр. 1515/Т-70. 23 – гранодиорит. Восточное побережье п-ова Тайгонос, в районе левобережья р. Явоям. Обр. 289/Т-70. 24 – гранодиорит. Водораздел рек Кенгевеем и Явоям. Обр. 637/Н-65, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 25 – плагиогранит. М. Тайгонос. Обр. 45/Т-70. 26 – липарито-дацит, дайка. М. Зубчатый. Обр. 74г/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 27 – плагиогранит. Западное побережье п-ова Тайгонос, к северу от м. Тайгонос. Обр. 45/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 28 – плагиогранит. Верховье рч. Поворотного. Обр. 271/Н-64. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 29 – плагиогранит. Восточное побережье п-ова Тайгонос, между устьями р. Явоям и Кенгевеем. Обр. 383/Н-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик З.И. Карпичева. 30 – гранит. Восточно-Тайгоносский массив. Обр. 1660/Т-70. 31 – плагиогранит. Юго-восточное побережье п-ова Тайгонос, в районе левобережья р. Вавачун. Обр. 76/И-66. 32 – гранит. М. Тайгонос. Обр. 1577/Т-70.

фической серии (по Х. Риду), сформировавшейся в течение длительного времени на разных уровнях глубинности. Постепенные переходы между близкими по основности разновидностями пород в серии, а также сложный полосчатый и концентрически-зональный характер их распределения в массиве показывают, что рассматриваемая серия является непрерывной. Уменьшение основности пород с уменьшением глубины эрозионного среза свидетельствует о том, что образование гранитоидов сопровождалось общей дифференциацией вещества как во времени, так и вверх по разрезу.

Габбро-гранодиорит-гранитные породы Восточно-Тайгоносского гранитно-метаморфического пояса (табл. 2) принадлежат к бедной щелочами известковистой серии. Щелочно-известковистый индекс Пикокка равен для них 61,5 (рис. 26). При этом вариационная кривая серии на диаграмме  $Na_2O + K_2O : SiO_2$  совпадает с вариационными кривыми гольеитовых серий (Х. Куно, 1970). Особенностью серии является одновременное присутствие пород натриевого и калиевого рядов (рис. 27). Натриевые породы – амфиболовые перидотиты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и интрузивные плагиолипариты резко преобладают. Отношение Na к K меняется в них от более основных к более кислым членам серии от 9:1 до 5:1. Они относятся также к высокоглиноземистым разновидностям, что обуславливает их существенно плагиоклазовый и амфиболовый характер. Породы, относительно богатые калием, представлены немногочисленными и гольеитовыми более поздними и кислыми дифференциатами – кварцевыми монцититами, гранодиоритами, двуслюдяными гранитами и субщелочными гранит-порфирами. Отношение Na к K меняется в них от основных к кислым породам от 5:1 до 1:1. В более основных членах ряда дифференциации калиевые и натриевые породы составляют единые тела, связанные между собой постепенными переходами, и являются практически одновозрастными (полосы кварцевых монцититов в кварцевых диоритах, гранодиоритов – в тоналитах и двуслюдяных гранитах – в плагиогранитах); в конечных и наиболее кислых членах ряда дифференциации калиевые и натриевые породы проявлены уже в виде самостоятельных тел (дайки плагиолипаритов и субщелочных гранит-порфиров).

Распределение метаморфических пород и гранитоидов одних и тех же фаций глубинности в парном гранитно-метаморфическом поясе носит по отношению к плоскости Южно-Тайгоносского надвига симметрично-зональный характер. При

этом как в Восточно-Тайгоносском, так и в Прибрежно-Тайгоносском поясах метаморфические породы наиболее высоких ступеней метаморфизма и ассоциирующие с ними гнейсовидные гранитоиды абиссальных глубин формирования располагаются непосредственно вблизи плоскости надвига. Это позволяет связывать образование гранитно-метаморфических серий в поясах с тектоническими движениями по надвигу и рассматривать процесс их формирования как процесс метаморфической и магматической дифференциации вещества в зоне надвига с обособлением в его фронтальной части меланократовых метаморфических пород амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма, а в глыбовой – легкого гранитно-метаморфического ядра. Этот процесс, видимо, причинно связан с ростом Южно-Тайгоносского геоангклинального поднятия (островной дуги) и лежит в основе роста поднятий вообще (Штрейс, 1968; Штрейс, Макарычев, 1969; и др.) и островных дуг в частности (Марков, 1968, 1969; Марков, Соловьева, 1972).

Верхний возрастной предел метаморфизма и гранитного магматизма в Южно-Тайгоносском поясе определяется возрастом наиболее поздних кислых дифференциатов рассматриваемой серии – гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов. Появление последних приходится на границу раннего и позднего мела. Они прорывают отложения апт-альба. Галька гранитоидов соответствующего состава в изобилии встречается на полуостровах Маметчинском и Елистратова в отложениях сеноман-гурона и сенона (Михайлов, Кочеткова, 1958; Пергамент, 1961; Копорулин, Вознесенский, 1969). Этому не противоречат в целом данные определений абсолютного возраста гранитоидов (табл. 3).

Нижний возрастной предел образования гранито-метаморфической серии может быть определен в известной мере условно. Принимая во внимание, что метаморфические породы в Восточно-Тайгоносском и Прибрежно-Тайгоносском

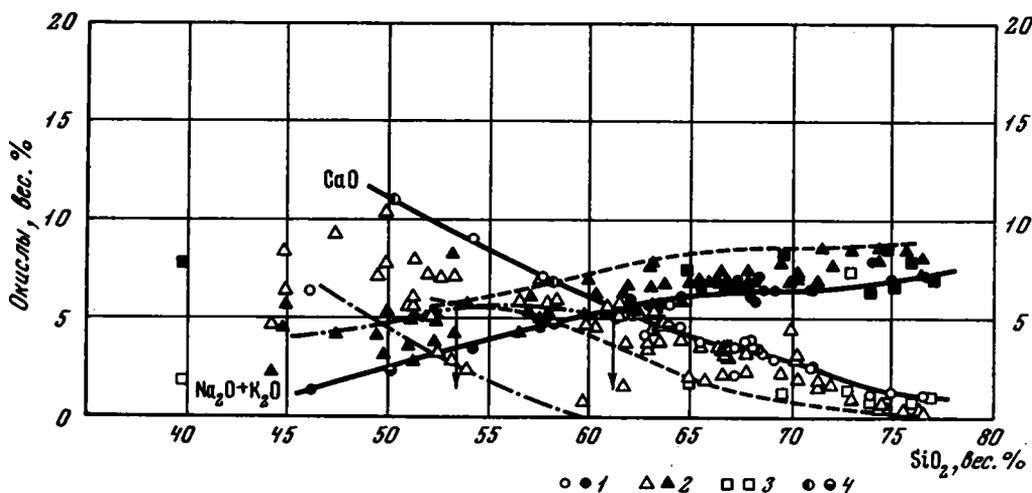


Рис. 26. Соотношение  $\text{SiO}_2 : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  и  $\text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  в гранитоидах п-ова Тайгонос

1 – габбро-гранодиорит-гранитные породы Восточно-Тайгоносского пояса; 2 – габбро-гранодиорит-гранитные породы Северо-Тайгоносского пояса; 3 – граносиениты Срединской зоны пологих дислокаций; 4 – габбро-диоритовые породы Прибрежно-Тайгоносского пояса. Сплошные линии – вариационные кривые габбро-гранодиорит-гранитных пород Восточно-Тайгоносского пояса. Пунктирные линии – линии, ограничивающие полосы рассеяния фигуративных точек габбро-гранодиорит-гранитных пород Северо-Тайгоносского пояса. Штрихпунктирная линия – вариационные кривые интрузивных пород щелочного ряда – габбро-монцитов, граносиенитов, распространенных в Северо-Тайгоносском синклинории

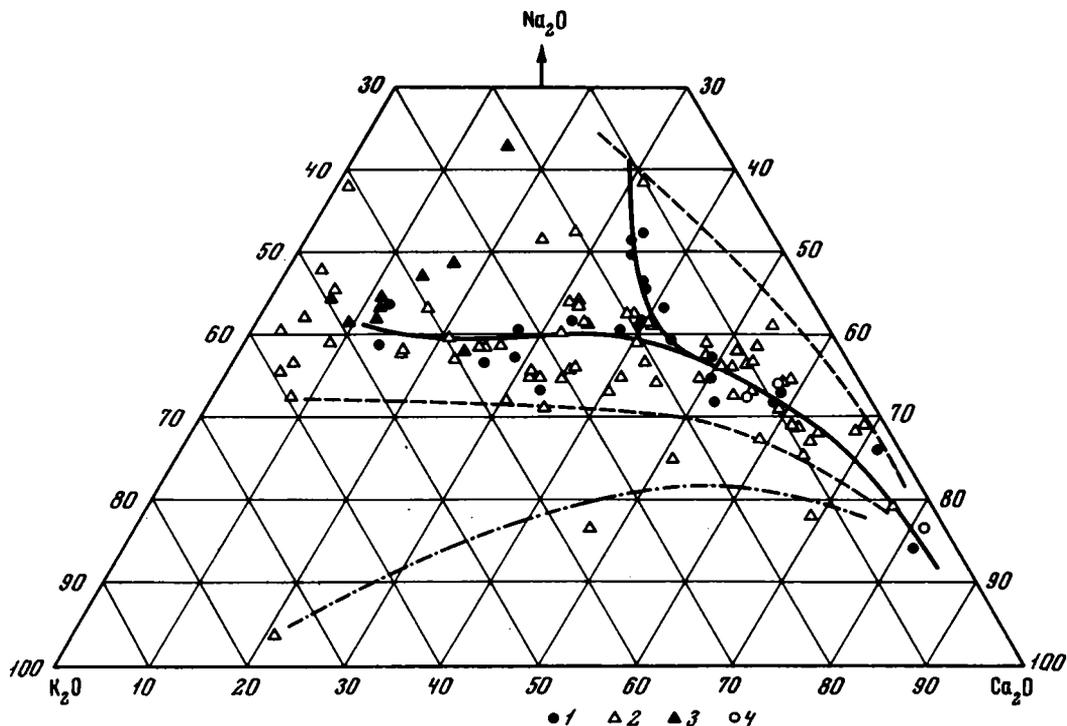


Рис. 27. Соотношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{CaO}$  в гранитоидах п-ова Тайгонос  
 1 — габбро-гранодиорит-гранитные породы Восточно-Тайгоносского пояса (эволюционная кривая — сплошная линия); 2 — габбро-гранодиорит-гранитные породы Северо-Тайгоносского пояса (границы ореола рассеяния фигуративных точек показаны пунктирной линией); 3 — граносиениты Срединской зоны пологих дислокаций; 4 — габбро-диорит-гранодиоритовые породы Прибрежно-Тайгоносского пояса. Штрихпунктирная линия — эволюционная кривая интрузивных пород щелочного ряда, распространенных в Северо-Тайгоносском синклинии

поясах накладываются на отложения поздней юры — раннего мела, а также учитывая, что образование метаморфических пород связано с движениями по надвигу, начало которых приходится на конец юры, валанжин и готерив, нижний возрастной предел серии условно может считаться позднеюрско-валанжинским. Определения абсолютного возраста двух амфиболитов с юго-восточного побережья п-ова Тайгонос показали цифры 83 и 132 млн.лет (см. табл. 3).

### Северо-Тайгоносский пояс габбро-гранодиорит-гранитных интрузий

Этот пояс интрузий габбро-гранодиорит-гранитного состава распространен в Северо-Тайгоносском синклинии. Размещение габбро-гранодиорит-гранитных плутонов контролируется разломами, флексурами и зонами линейных складчатых дислокаций. Интрузивные тела представлены силлами и штоками дифференцированных габбро-диоритов и габбро-диабазов и сравнительно небольшими по размеру (от  $2 \times 5$  до 15–25 км) массивами диорит-гранодиорит-гранитного состава.

Типичным для группы основных интрузивных тел являются габбро, обнажающиеся на берегу бухты Имповеем, в 3 км юго-восточнее м. Гранитного (рис. 28). Габбро слагает пологое синклиналино изогнутое, по-видимому, согласное тело мощностью 150–200 м. Интрузивное тело сложено полосчатыми биотит-оливиновыми габбро, сменяющимися во внутренних частях интрузива меланокраговыми разностями, которые при почти полном исчезновении плагио-

Таблица 3

Абсолютный возраст изверженных и метаморфических пород южной части п-ова Тайгонос

№ пробы (лабораторный)	№ образца коллекции Г.Е. Некрасова	Горная порода и место взятия образца	Содержание, г/г			Возраст, млн. лет
			K	$K^{40} \cdot 10^6$	$Ar^{40} \cdot 10^8$	
1272	*	Гранит из штока на северном побережье Внутренней губы, в 20 км к северо-востоку от м. Телан	0,0432	5,27	2,37	75
3273	45 НГ-64	Плагиогранит из Восточно-Тайгонского массива, в 12 км к югу от м. Зубчатого	0,00256	3,12	1,52	81
3275	632 НГ-64	Гранодиорит из Восточно-Тайгонского массива, в 15 км к северо-востоку от м. Зубчатого	0,0172	2,10	0,963	76,5
3601	382-2 НГ-65	Кварцевый диорит из Восточно-Тайгонского массива, в 6 км к северо-востоку от устья р. Кенгевеи	0,025	3,05	1,378	76
3602	456 НГ-65	Тоналит из Восточно-Тайгонского массива, между р. Кенгевеи и Явоям, в 12 км к северо-востоку от р. Нейнег	0,0166	2,03	1,04	85
3274	121 <sup>б</sup> НГ-64	Кварцевый диорит из Восточно-Тайгонского массива, 4 км к северу от м. Тайгонос	0,0187	2,28	2,11	81
4074	393 НГ-65	Биотитовый гнейс, с южного берега бухты р. Кенгевеи на контакте с диоритами Восточно-Тайгонского массива	-	3,90	1,73	74
4075	323-а НГ-64	Апогипербазитовый амфиболит из метаморфических пород раннемелового возраста, 4 км к юго-западу от устья рч. Хыльылчун	-	0,364	0,291	132
4076	238/5 НГ-65	Амфиболит из толщи нижнекарбонных пород, берег Пенжинской губы вблизи северной рамки листа	-	0,354	0,175	83
4088	РУ-1 НГ-64	Эклогит. Линзы в гипербазитовом массиве. Побережье Пенжинской губы к северо-западу от м. Поворотного	-	0,274	0,306	183

Лаборатория абсолютного возраста Северо-восточного комплексного научно-исследовательского института Сибирского отделения АН СССР. Определение пробы 1272 произведено под руководством Л.В. Фирсова, остальных - под руководством И.А. Загзузиной. В расчетах приняты  $\lambda_K = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$  и  $\lambda_{Ar} = 4,68 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$

\* Образец из коллекции М.С. Маркова, Геологический институт АН СССР.

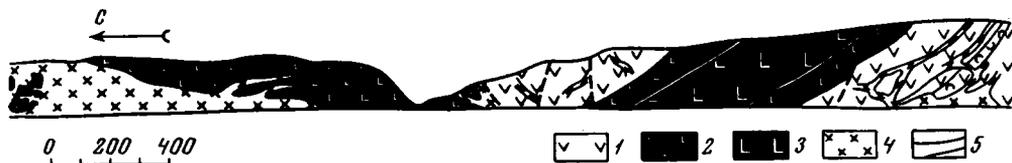


Рис. 28. Пластовое тело габбро, габбро-диоритов и кортландитов на западном побережье п-ова Тайгонос

1 - андезиты; 2 - оливиновое габбро; 3 - кортландиты; 4 - гранодиориты; 5 - разломы

Рис. 29. Ксенолиты оливиновых габбро и кортландитов в гранодиоритах

1 - кортландиты и оливиновые габбро; 2 - гранодиориты

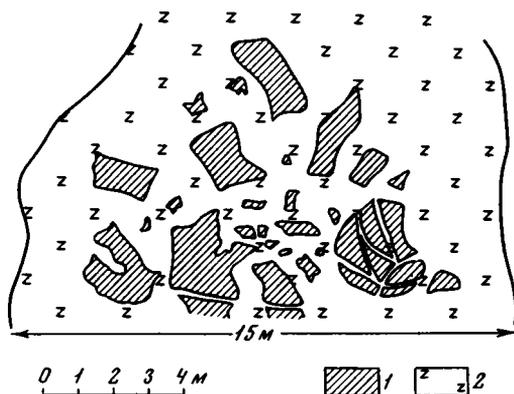
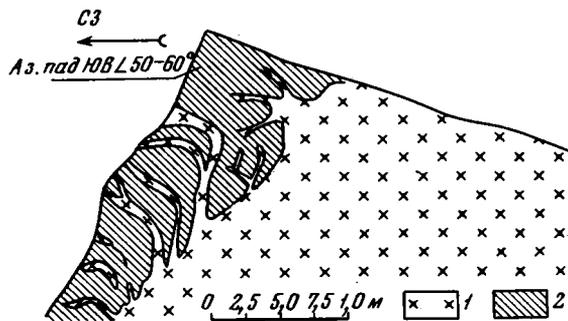


Рис. 30. Секущая форма контактов гранитоидов Северо-Тайгосского пояса, Мыс Теланский

1 - гранодиориты; 2 - вмещающие породы



клаза переходят в кортландиты. Кроме того, в составе интрузивного тела обнаружены лейкокраговые биогит-пироксен-роговообманковые габбро, слагающие, вероятно, его верхнюю часть. В отличие от интрузивной залежи бассейна р.Кенгеевом для основных пород бухты Имповеем характерно повсеместное присутствие биогита. Габбро и кортландиты залегают в контактовом ореоле гранодиоритового массива, образуя как бы его краевую зону; они прорываются жильными апофизами гранодиорита и содержатся среди гранодиоритов в виде ксенолитов размером до 10-15 м в поперечнике (рис. 29).

Биогит-оливиновое габбро - темно-зеленые крупнокристаллические породы габбровой структуры. Состоят из биговнит-аноргита - 45-50%, столбчатых кристаллов авгита (+2V = 42) - 30%, пластинчатых выделений коричневого биогита - 10% и округлых резко идиоморфных по отношению к остальным минералам кристаллов отчасти оталькованного и серпентинизированного оливина - 10-15%. Темноцветные минералы иногда образуют агрегатные скопления. Редко встречаются вторичные пренит, эпидот, амфибол, цеолиты и хлорит. Биогит-пироксеновые разности габбро отличаются более кислым составом плагиоклаза (лабрадор), содержание которого в породе достигает 65-70%.

Кортландиты - зеленовато-черные крупнокристаллические породы пойкилитовой структуры; сложены крупными (4-6 мм) продолговатыми выделениями зеленовато-бурой роговой обманки, частично замещенной бесцветной игольчатой роговой обманкой (45%) и 5-7-миллиметровыми пластинками коричневого биогита (7-10%), в которых в виде пойкилитовых вростков заключены округлые кристаллы оливина (35%) и столбчатые выделения ромбического пироксена (10%). В интерстициях присутствует основной плагиоклаз - до 5%. Вторичные

Таблица 4  
Химический состав интрузивных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6
Si <sub>2</sub> O	43,97	44,24	47,22	49,32	49,64	49,76
TiO <sub>2</sub>	3,61	0,71	1,13	1,13	0,33	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,55	8,60	15,70	13,21	17,60	18,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18	1,08	4,10	3,43	2,00	1,16
FeO	10,58	13,40	8,28	7,20	4,53	6,35
MnO	0,31	0,28	0,26	0,28	0,14	0,13
MgO	9,88	23,20	7,44	12,37	9,18	5,30
CaO	10,15	4,70	9,58	7,16	10,54	8,58
Na <sub>2</sub> O	2,39	1,34	2,44	2,84	2,69	3,67
K <sub>2</sub> O	1,38	0,90	1,20	1,17	0,60	1,01
+H <sub>2</sub> O	1,48	1,40	1,80	1,50	1,88	3,13
-H <sub>2</sub> O	0,26	0,57	0,03	-	0,49	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,78	0,06	0,13	0,17	0,05	0,24
CO <sub>2</sub>	0,16	-	0,62	-	-	-
Сумма	99,68	100,48	99,93	99,78	100,16	99,63
П.п.п.	-	0,72	1,40	1,00	2,30	2,90

Продолжение таблицы 4

Компоненты	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	53,90	55,92	56,58	57,72	57,80	57,90	58,38
TiO <sub>2</sub>	1,36	0,92	0,89	2,84	0,72	1,6	0,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,92	19,38	18,63	18,63	18,68	18,60	16,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,71	2,70	2,50	3,66	0,52	2,61	3,24
FeO	5,97	4,20	4,53	0,72	4,68	3,88	4,19
MnO	0,15	-	0,12	-	-	-	0,11
MgO	3,62	2,75	3,86	2,40	2,70	3,45	3,40
CaO	2,66	6,90	6,13	6,15	5,88	5,26	6,05
Na <sub>2</sub> O	4,97	4,20	4,23	3,00	4,60	4,60	4,27
K <sub>2</sub> O	0,81	1,89	1,20	3,00	0,64	4,40	1,38
+H <sub>2</sub> O	3,14	-	0,31	-	-	-	1,10
-H <sub>2</sub> O	0,64	-	0,90	-	-	-	Н.о.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	-	0,17	-	-	-	0,22
CO <sub>2</sub>	0,52	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,65	98,86	100,05	98,12	96,22	-	99,83
П.п.п.	2,74	-	-	1,74	-	-	0,72

## Северо-Тайгоносского пояса (вес.%)

7	8	9	10	11	12	13	14
49,76	49,93	51,15	51,93	52,31	52,51	53,12	53,16
1,43	1,52	1,36	1,54	1,06	0,94	1,52	1,54
18,81	17,54	20,39	17,98	19,51	16,78	20,24	15,72
3,94	2,34	2,01	1,78	1,24	1,21	0,90	8,79
5,34	7,26	5,59	6,48	6,48	6,58	7,03	7,66
0,16	0,16	0,18	0,26	0,20	0,13	0,06	0,20
3,86	5,36	3,33	5,60	4,59	7,21	3,41	3,48
7,97	6,69	7,81	7,36	3,29	5,55	3,00	7,20
4,65	4,04	3,20	3,88	3,71	3,37	4,31	3,39
1,00	1,45	0,45	1,20	1,69	1,63	3,93	1,01
2,18	3,13	3,50	1,20	4,00	3,13	1,69	2,04
0,42	0,32	0,32	0,04	0,20	0,32	0,29	0,06
0,36	0,28	0,36	0,39	0,20	0,27	0,28	0,40
-	-	0,53	-	1,63	0,09	-	0,62
100,28	100,02	100,18	99,64	100,10	99,72	99,78	100,17
2,48	2,71	3,48	0,50	5,00	2,87	1,26	1,88

22	23	24	25	26	27	28	29
59,78	59,82	60,27	60,29	60,86	60,98	61,22	61,40
1,00	0,89	0,73	0,78	0,52	0,82	0,66	0,71
18,30	15,45	17,31	16,04	18,34	17,98	18,59	18,52
3,26	2,55	2,40	1,38	4,21	2,04	2,03	1,46
2,74	3,89	3,42	4,29	1,72	3,96	2,99	3,32
-	0,26	0,15	0,07	0,11	-	0,07	0,07
3,35	3,99	2,85	3,52	1,28	3,19	2,20	2,59
6,07	4,84	4,74	3,36	5,76	6,00	4,56	5,20
3,1	4,10	3,69	4,04	4,27	3,20	4,60	4,24
2,14	2,86	2,41	1,02	1,18	2,20	1,17	1,44
-	0,90	1,60	3,24	0,53	-	1,25	0,99
-	0,03	0,10	0,26	0,22	-	0,67	0,29
-	0,18	0,20	0,25	1,20	-	0,12	0,17
-	-	-	-	-	-	0,13	-
99,74	99,76	99,87	100,20	100,20		100,26	100,40
	0,40	1,00	4,75	1,80		1,76	0,92

Продолжение таблицы 4

Компоненты	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	61,42	61,64	61,88	62,08	62,70	62,84	93,00
TiO <sub>2</sub>	1,24	1,09	0,98	0,66	0,75	0,65	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,94	16,62	17,23	16,05	16,60	16,68	16,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	0,69	0,78	2,00	2,21	1,48	1,69
FeO	3,16	5,37	5,02	3,38	2,38	3,46	3,19
MnO	0,10	0,16	0,13	0,08	0,08	0,13	0,08
MgO	2,88	1,67	2,47	2,87	3,14	2,15	2,43
CaO	5,79	2,42	3,73	5,27	4,41	4,74	5,27
Na <sub>2</sub> O	4,11	4,74	3,74	3,66	4,41	3,37	4,11
K <sub>2</sub> O	1,55	1,81	3,04	1,69	2,63	2,95	1,96
+H <sub>2</sub> O	0,61	1,92	0,30	0,80	0,75	0,94	0,48
-H <sub>2</sub> O	0,34	0,30	0,78	0,31	0,01	0,08	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,28	0,25	0,07	0,15	0,19	0,09
CO <sub>2</sub>	-	0,80	-	-	-	-	-
Сумма	99,61	99,55	100,33	100,06	100,19	99,66	100,19
П.п.п.	-	2,52	0,70	1,77	0,60	0,83	-

Продолжение таблицы 4

Компоненты	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	64,98	64,99	65,30	65,87	66,36	66,52
TiO <sub>2</sub>	2,38	0,60	0,64	0,51	0,52	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,85	16,04	17,01	15,66	15,26	18,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,37	1,7	1,7	0,76	1,02	1,42
FeO	0,60	2,5	1,8	3,63	3,24	1,08
MnO	-	-	-	0,07	0,06	-
MgO	2,21	4,53	2,18	2,16	2,14	1,1
CaO	3,48	2,23	3,64	3,18	3,65	2,2
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,5	3,75	4,04	4,49	4,8
K <sub>2</sub> O	1,80	3,36	3,10	2,79	2,68	2,2
+H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,72	0,60	-
-H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,13	0,10	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,15	0,12	-
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
Сумма	97,47	99,45	99,12	99,67	100,24	98,12
П.п.п.	3,08	-	-	0,55	0,52	-

37	38	39	40	41	42	43	44
63,00	63,10	63,10	63,30	63,43	63,68	64,05	64,67
0,78	0,62	0,64	0,58	0,62	0,77	0,49	0,55
16,07	16,41	18,51	17,83	17,49	15,62	16,10	17,83
0,24	2,19	2,05	1,94	0,86	1,49	1,22	Сл
4,54	2,87	1,58	2,99	3,10	2,66	2,77	3,55
0,07	0,09	-	0,15	0,06	0,04	0,06	0,09
2,59	2,59	2,72	1,84	2,41	2,31	1,83	4,03
3,69	4,38	5,46	4,80	3,95	5,09	2,78	1,85
4,04	4,23	4,2	1,72	4,00	4,37	5,13	4,15
3,80	2,20	1,6	3,81	1,69	2,44	2,59	1,81
0,98	0,80	-	0,62	1,55	0,67	1,54	0,85
0,12	0,20	-	0,24	0,35	0,28	0,22	0,10
0,19	0,17	-	0,18	0,17	0,11	0,18	0,19
-	-	-	-	-	-	-	-
100,11	99,85	99,86	100,00	99,68	99,53	100,29	99,67
0,83	0,83	-	0,50	1,67	-	3,11	0,63

51	52	53	54	55	56	57	58
66,56	66,72	66,76	66,85	67,18	67,76	67,82	67,84
0,51	0,40	0,65	0,39	0,37	0,54	0,38	0,50
15,84	14,70	16,30	16,55	15,63	16,31	17,07	14,68
0,67	2,66	1,32	1,27	1,85	1,7	1,86	1,94
2,57	2,52	2,38	2,12	1,81	2,5	1,44	1,44
0,07	0,13	0,07	0,07	-	-	-	0,10
1,85	1,28	1,69	1,60	1,64	4,53	0,82	1,06
3,35	3,68	3,26	3,35	3,5	2,23	4,08	3,29
5,01	3,59	4,47	4,04	3,08	3,5	4,70	3,72
2,41	3,10	2,47	2,41	3,46	3,36	1,36	3,46
1,05	0,73	0,78	0,73	-	-	-	1,10
0,10	0,17	H.o.	0,07	-	-	-	0,02
0,15	0,14	0,14	0,15	-	-	-	0,16
-	-	-	-	-	-	-	-
100,14	99,82	100,23	99,60	98,52	102,43	-	99,61
0,91	0,46	0,57	0,73	-	-	-	0,92

Компоненты	59	60	61	62	63	64
SiO <sub>2</sub>	69,59	69,92	70,32	70,34	71,08	71,18
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,5	0,33	0,34	0,3	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,67	16,70	14,28	15,11	16,44	16,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54	2,71	1,09	1,28	0,6	0,35
FeO	1,80	1,84	2,29	1,22	0,79	1,60
MnO	0,10	-	0,05	-	-	0,06
MgO	0,97	2,80	1,35	1,11	0,66	0,92
CaO	2,32	4,6	2,02	3,14	1,77	1,37
Na <sub>2</sub> O	3,70	3,8	3,78	3,30	4,15	3,52
K <sub>2</sub> O	4,13	3,0	3,73	3,90	4,55	3,30
+H <sub>2</sub> O	0,36	-	0,75	-	-	0,91
-H <sub>2</sub> O	0,04	-	0,09	-	-	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	-	0,11	-	-	0,07
CO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,73	105,87	100,19	99,74	100,34	100,47
П.п.п.	0,23	0,60	0,60	-	-	1,36

## Примечание к таблице 4

1 - габбро. Верховья реки Большой Чайбухи. Обр. 4А/3-68 × ХЛ ГИН АН СССР, аналитик Г.И. Карасева. 2 - кортландит, интрузивная залежь. Северный берег бухты Имповеем. Обр. 29н/Н-63. ЦХЛ СВГУ. 3 - габбро. Массив Кушка. Обр. 49а/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 4 - габбро. Массив Кушка. Обр. 60б/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 5 - габбро. Водораздел рек Явоям и Вавачун. Обр. 196/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик О.О. Сидорова. 6 - габбро. Река Каленмын. Обр. 3302/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 7 - габбро. Правобережье р. Кривой. Обр. 876/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 8 - габбро. Правобережье р. Каленмын. Обр. 1169/6-68. ЦХЛ СВГУ. 9 - габбро-диабаз. Река Каленмын. Обр. 3204а/Л-69. ЦХЛ СВГУ. 10 - габбро. Массив Чайбуха. Обр. 891/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 11 - габбро. Верховье р. Кенгеев. Обр. 932-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 12 - габбро-диорит. Массив Глиняный. Обр. 1170/А-68. ЦХЛ СВГУ. 13 - монзонит. Кальмачский массив. Обр. 3098а/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 14 - габбро. Массив Чайбуха. Обр. 287ж/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 15 - габбро. Верховье р. Каленмын. Обр. 3138/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 16 - диорит. Инчикский массив. Водораздел рек Инчик и Тальнаеем. Обр. 2533/Т-70. 17 - кварцевый диорит. Река Ван-Уоняваяма. Обр. 390/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик О.О. Сидорова. 18 - кварцевый монзонит. Правобережье р. Тальнаеем. Обр. 7192/Т-70. 19 - кварцевый диорит. Массив на водоразделе рек Имповеем и Яйнаваяма. Обр. 1710/Т-70. 20 - кварцевый диорит. Истоки рек Кривой и Кальмача. Обр. 211/Т-70. 21 - кварцевый диорит. Водораздел рек Ван-Уонявоям и Кенгеев. Обр. 67а/Л-67. 22 - кварцевый диорит. Чайбухинский массив. Левобережье р. Чайбухи. Обр. 4032/Т-70. 23 - кварцевый диорит. Массив Чайбуха. Обр. 262а/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 24 - кварцевый диорит. Массив Кушка. Обр. 34/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 25 - гранодиорит-порфир. Тополовская бухта. Обр. 1134д/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 26 - кварцевый диорит. Верховье р. Краб. Обр. 956/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 27 - кварцевый диорит. Чайбухинский массив. Обр. 4034/Т-70. 28 - кварцевый диорит. Низовье р. Кычувеем. Обр. 462/115/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик О.О. Сидорова. 29 - кварцевый диорит-порфирит, дайка. Верховье р. Имповеем.

\* А - образцы из коллекции Е.А. Анциферова; З - образцы из коллекции Н.Б. Заборовской; И - образцы из коллекции В.А. Иванова; Л - образцы из коллекции Н.А. Леоненко и Г.Н. Логвиновой; М - образцы из коллекции М.С. Маркова; Н - образцы из коллекции Г.Е. Некрасова; Т - образцы из коллекции Л.И. Тихомирова.

65	66	67	68	69	70	71	72
71,90	72,12	74,27	74,66	75,51	76,04	76,22	76,58
0,24	0,28	0,16	0,18	0,12	0,02	0,12	0,06
14,29	14,62	13,89	14,24	12,45	13,26	13,18	12,92
1,32	0,60	0,28	0,27	1,17	0,07	0,05	0,67
1,30	1,58	2,02	0,36	1,44	1,44	1,21	0,45
0,05	-	0,05	-	0,07	0,06	Сл.	Сл.
0,42	0,40	0,24	0,40	0,14	0,07	0,31	0,25
1,65	1,50	0,39	0,83	0,39	0,39	0,43	0,26
3,59	4,80	3,93	3,1	3,71	3,53	2,80	3,46
4,31	3,46	3,97	5,7	4,76	4,21	4,62	4,82
0,84	-	0,52	-	0,30	0,38	0,49	0,11
0,12	-	0,88	-	-	-	0,16	0,09
0,18	-	0,03	-	0,02	0,03	0,03	0,01
-	-	-	-	-	-	-	-
99,71	-	99,75	99,74	100,08	99,60	99,60	99,68
0,39	-	0,34	-	0,16	0,30	0,54	0,20

Обр. 1587/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивошина. 30 - гранодиорит. Северное побережье Внутренней губы. Обр. 173-2/М-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова. 31 - кварцевый диорит. Правобережье р. Каленмын. Обр. 32796/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 32 - гибридный кварцевый монзонит с м. Гранитного. Обр. 31д/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивошина. 33 - гранодиорит. Водораздел рек Явоям и Вевачуи. Обр. 195/И-65. ЦХЛ СВГУ, аналитик О.О. Сидорова. 34 - монзонит. Левобережье р. Кенгевеем. Обр. 1156/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 35 - кварцевый монзонит. Массив Кушка. Обр. 723-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 36 - кварцевый диорит. Низовья р. Кыгузевеем. Обр. 3116/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 37 - кварцевый монзонит. Тополовский массив. Обр. 3116/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 38 - кварцевый монзонит. Кальмачский массив. Обр. 2007/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 39 - кварцевый диорит. Водораздел рек Имповеем и Яйнаваям. Обр. 1716/Т-70. 40 - кварцевый монзонит, шток. Северное побережье Внутренней губы. Обр. 160а/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Кондрашина. 41 - кварцевый монзонит. Правобережье р. Тополовки. Обр. 1269/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 42 - гранодиорит. Северо-западное побережье п-ова Теланского. Обр. 304/М-62. ХЛ ГИН АН СССР, аналитик М.Г. Семенова. 42 - гранодиорит-порфирит. Берег к югу от устья руч. Казенного. Обр. 356/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 44 - гранодиорит. Массив Южный. Обр. 3381/А-68. ЦХЛ СВГУ. 45 - гранодиорит. Правобережье р. Кенгевеем. Обр. 7336/Т-70. 46 - гранодиорит. Левобережье р. Кривой. Чайбухинский массив. Обр. 4066/Т-70. 47 - гранодиорит. Чайбухинский массив. Правобережье р. Малой Чайбухи. Обр. 4057/Т-70. 48 - гранодиорит. Кальмачский массив. Обр. 3023/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 49 - гранит. Левобережье р. Кальмач. Обр. 1208/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 50 - гранодиорит. Чайбухинский массив. Водораздел рек Малой и Большой Чайбухи. Обр. 1077/Т-70. ЦХЛ СВГУ. 51 - гранодиорит. Кальмачский массив. Обр. 2005/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 52 - гранодиорит. Река Матуга. Обр. 829-2/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 53 - гранодиорит. Кальмачский массив. Обр. 1170/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 54 - гранодиорит. Массив Глиняный. Обр. 2388/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 55 - кварцевый монзонит. Массив на левобережье руч. Анежкина. Обр. 119/Т-70. 56 - кварцевый монзонит. Массив Кальмачский. Верховья р. Кын. Обр. 7043/Т-70. 57 - кварцевый монзонит. Левобережье р. Кыгузевеем в среднем течении. Обр. 7228/Т-70. 58 - граносиенит. Массив Чайбуха. Обр. 263а/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 59 - гранит. Река Тихая. Обр. 711-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 60 - гранодиорит. Инчикский массив. Водораздел рек Инчик и Тальнавеем. Обр. 3040/Т-70. 61 - гранит. Правобережье р. Кривой. Обр. 1235/Л-67. ЦХЛ СВГУ. 62 - гранит. Чайбухинский массив.

верховье р. Малой Чайбухи. Обр. 7738/Т-70. 63 - гранит. Верховье р. Кривой. Обр. 1633/Т-70. 64 - субщелочной липарит, дайка. Водораздел рек Имповеем и Кенгевеем. Обр. 1595/Н-63. ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина. 65 - гранит. Массив Чайбуха. Обр. 891-2/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 66 - гранит. Чайбухинский массив. Обр. 1046/Т-70. 67 - субщелочной гранит. Массив Чайбуха. Обр. 902-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 68 - гранит. Верховье р. Большой Чайбухи. Чайбухинский массив, Обр. 3041/Т-70. 69 - субщелочной гранит. Массив Чайбуха. Обр. 288а/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 70 - субщелочной гранит массива Чайбуха. Обр. 888-1/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 71 - субщелочной гранит. Кальмачский массив. Обр. 30976/Л-68. ЦХЛ СВГУ. 72 - субщелочной гранит. Кальмачский массив. Обр. 2025/Л-68. ЦХЛ СВГУ.

минералы - спутанноволокнистый серпентин, игольчатая роговая обманка и хлорит - совместно образуют скопления размером 3-5 мм. В виде каемок вокруг оливина отмечается тальк. Химический состав породы отвечает классическому кортландиту из Стони Поинт, отличаясь от него несколько повышенным содержанием кальция.

Гранитоидные массивы (Тополовский, Кальмачский, Чайбухинский и др.) имеют форму штоков или этмолитов и характеризуются резко секущими по отношению к вмещающим породам контактами, осложненными многочисленными прихотливыми апофизами гранитоидов во вмещающие породы (рис.30). По данным Н.А. Леоненко, Г.Н. Логиновой, Е.А. Анциферова и автора, массивы сложены равномернозернистыми биотит-амфиболовыми гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми монцонитами, близкими по своему составу соответствующим по основности породам Восточно-Тайгоносского массива. В эндоконтактах широко развиты диориты, кварцевые диориты, реже - габбро-диориты; в центральных частях интрузивных тел встречаются плагиограниты и граниты. Распределение их внутри массивов в целом концентрически-зональное.

Интрузивные тела окружены узкими (200-500 м) ореолами контактово-метаморфических пород, относящихся по своей структуре и минеральным парагенезисам к низким ступеням амфибол-роговиковой фации метаморфизма. Указанные особенности позволяют относить их к плутонам эпизоны (по А. Баддингтону) и рассматривать в качестве посторогенных интрузий, образовавшихся позже гранитно-метаморфических серий Южно-Тайгоносского пояса.

В петрохимическом отношении габбро-гранодиорит-гранитные породы Северо-Тайгоносского пояса (табл. 4) в целом близки аналогичным породам южно-тайгоносских серий, но отличаются от них общим увеличением в их составе щелочей и отсутствием четко выраженных вариационных кривых на диаграммах  $\text{SiO}_2:(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  и  $\text{CaO}:(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (см. рис. 35) и тройных диаграммах  $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}:\text{CaO}$  (см. рис. 36). Соотношение Na и K в них меняется в широких пределах и варьирует в различных по основности членах серии от 9:1 до 1:1. Все это говорит о большой пестроте химического состава изверженных пород и возможной их гибридности. Кроме того, среди пород пояса выделяются породы сугубо щелочной серии (см. рис. 35), щелочно-известковый индекс Пиккока для которых равен 50. Однако соотношение этих пород с изверженными породами известково-щелочной серии, а также тектоническое положение неясно и требуют дальнейшего изучения.

### **НИЖНЕ-ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС ГРАНОСИЕНИТОВ, СУБЩЕЛОЧНЫХ И АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ**

Этот комплекс распространен в Северо-Тайгоносском синклинии в Срединской зоне пологих дислокаций.

Граносиенитовые плутоны представлены тремя однотипными по морфологии и составу куполовидными массивами, приуроченными к ядрам изометричных

брахантиклиналей, и небольшими штоками (см. рис. 16, профили II, IV, V). Типичным среди них является массив Средний, обнажающийся в заливе Среднем, и расположенный южнее его шток (рис. 31).

Массив Средний приурочен к ядру асимметричной антиклинали, сложенной породами позднеюрского и раннемелового возраста. Он слабо вытянут в северо-восточном направлении и имеет крутой резко секущий северо-западный и очень пологий ( $10-15^\circ$ ) согласный юго-восточный контакты. Шток граносиенитов, обнажающийся южнее массива Среднего (площадь выходов  $4 \text{ км}^2$ ), характеризуется неправильной продолговатой формой и крутыми ( $50-60^\circ$ ) падающими в сторону вмещающих пород контактами.

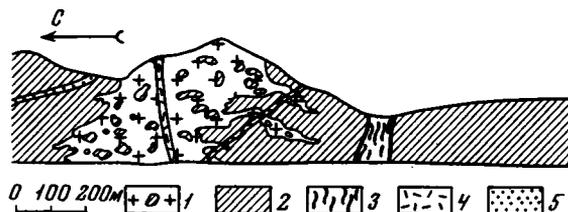


Рис. 31. Шток граносиенитов из Среднинской зоны пологих дислокаций

1 - граносиениты с ксенолитами гранитизированных пород; 2 - вмещающие вулканогенно-осадочные породы гырьянгинской свиты; 3 - зоны дробления; 4 - дайки гранодиорит-порфиров; 5 - дайки диорит-порфиров

В граносиенитах содержатся многочисленные ксенолиты измененных кварцевых монзонитов в виде полого залегающих тел протяженностью в несколько сантиметров и мощностью до  $100-150 \text{ м}$ . Мелкие четко очерченные ксенолиты (до  $0,5-1-2 \text{ м}$ ) располагаются очень близко друг к другу и обобщают отдельные зоны в массиве, ориентированные параллельно его кровле. Мощные пластовые тела кварцевых монзонитов имеют расплывчатые контакты с вмещающими их граносиенитами, но пересекаются жилами граносиенитов. В кварцевых монзонитах наблюдается сложная сеть кварцевых, кварц-эпидотовых и кварц-хлоритовых прожилков с пиритом, халькопиритом и гематитом.

Амфибол-биотитовые граносиениты - светлые палево-розовые равномерно-зернистые или порфировые породы гипидиоморфнозернистой структуры. Гипидиоморфнозернистая структура породы обусловлена идиоморфными таблитчатыми кристаллами слабо зонального альбита ( $30\%$ ), размером до  $3 \text{ мм}$  в длину, окруженными ксеноморфными выделениями калинатриевого полевого шпата ( $43\%$ ). В интерстициях между полевыми шпатами расположен кварц ( $20\%$ ), местами в микропегматитовом сростании с калинатриевым полевым шпатом. Подчиненное место ( $3\%$ ) занимает хлоритизированный биотит. Содержание калинатриевого полевого шпата местами снижается до  $20\%$  (соответственно возрастает количество плагиоклаза). Местами граносиениты переходят в порфировидные светло-розовые аляскитовые субщелочные граниты с микропегматитовой структурой. Химически граносиениты и аляскиты соответствуют средним типам пород, аляскиты отличаются от граносиенитов резким преобладанием среди щелочей натрия и относятся к натриевым типам пород.

Породы граносиенитовых плутонов (табл. 5) по общей щелочности и относительной роли калия и натрия в их сумме не отличаются от кислых дифференциатов габбро-гранитных интрузий, что позволяет рассматривать их в качестве конечных дифференциатов этой серии, имеющих другое тектоническое положение.

Это подтверждается также близостью петрографического состава граносиенитов и гранитов соответствующим породам этих серий (двуслюдяные граниты Восточно-Тайгонского массива), связь которых с породами габбро-гранодиоритового ряда не вызывает сомнения.

Таблица 5

Химический состав граносенитов, субщелочных и аляскитовых гранитов Среднинской зоны пологих дислокаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Весовые проценты								
SiO <sub>2</sub>	74,88	74,00	69,62	64,98	74,76	76,82	77,06	75,12	75,88
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,20	0,36	0,62	0,2	0,52	0,22	0,32	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60	13,59	15,17	17,6	13,80	13,31	12,58	12,73	13,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	0,91	0,25	3,02	0,84	1,28	0,78	1,2	0,57
FeO	1,65	2,05	2,18	1,73	0,36	1,37	0,47	1,22	0,68
MnO	0,02	0,03	0,06	-	-	-	-	-	-
MgO	0,31	0,21	1,55	1,22	0,4	0,82	0,47	0,29	0,48
CaO	0,57	1,18	2,32	0,9	0,9	1,3	1,03	1,34	0,93
Na <sub>2</sub> O	3,71	4,96	4,06	3,86	4,0	4,1	3,4	4,0	3,9
K <sub>2</sub> O	4,27	1,70	4,22	3,86	4,8	3,28	3,8	2,8	4,0
<sup>+</sup> H <sub>2</sub> O	0,54	0,57	0,54	-	-	-	-	-	-
<sup>-</sup> H <sub>2</sub> O	0,42	0,31	0,46	-	-	-	-	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,07	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,16	99,74	99,42	99,21	100,06	98,91	99,81	99,02	99,74
П.п.п.	2,30	0,54	1,00	-	-	-	-	-	-

1 - гранит, водораздел рек Правый Кычузвеем и Вавачун, обр. 335/И-65, ЦХЛ СВГУ, аналитик О.О. Сидорова. 2 - аляскитовый гранит, массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгнос южнее залива Среднего, обр. 97в/Н-63, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина. 3 - граносенит, массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгнос южнее э. Среднего, обр. 94/Н-63, ЦХЛ СВГУ, аналитик М.В. Ивонина. 4 - гранодиорит, массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгнос южнее э. Среднего, обр. 167/Т-70. 5 - гранит, массив Тихий, западное побережье п-ова Тайгнос южнее э. Среднего, обр. 617/Т-70. 6 - гранит, водораздел рек Правый Кычузвеем и Вавачун, обр. 6568/Т-70. 7 - гранит, водораздел рек Правый Кычузвеем и Вавачун, обр. 7120/Т-70. 8 - гранит, водораздел рек Правый Кычузвеем и Вавачун, обр. 71496/Т-70. 9 - аляскитовый гранит, массив Зевс, правобережье р. Кенгвеем, в верхнем течении, обр. 7380/Т-70.

\* \* \*

Таким образом, наиболее общей особенностью гранитоидного магматизма рассматриваемого региона является смена в направлении с юго-востока на северо-запад раннемеловых син- и позднеорогенных габбро-гранодиорит-гранитных интрузий (в понимании Ю.А. Кузнецова и А.Л. Яншина, 1967) катамезозоны ранне-позднемеловыми посторогенными интрузиями эпизоны.

Син- и позднеорогенные габбро-гранодиорит-гранитные интрузии ката-мезозоны образуют совместно с ассоциирующими с ними метаморфическими породами парный гранитно-метаморфический пояс. Этот пояс связан пространственно и во времени с Южно-Тайгносским конседиментационным надвигом и состоит из двух сопряженных по нему поясов.

Прибрежно-Тайгносский пояс располагается во фронтальной части Южно-Тайгносского надвига. Он образован небольшими по размеру интрузиями габбро-диоритового, диорит-гранодиоритового состава и метаморфическими породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Восточно-Тайгносский

пояс располагается в тыловой части надвига и локализуется в основном в пределах Южно-Тайгоносского геоантиклинального поднятия. В состав его входят гранитоиды габбро-гранодиорит (тоналит)-гранитного ряда, ассоциирующие с гнейсами и сланцеватыми роговиками пироксен-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций метаморфизма. Габбро-гранодиорит-гранитные породы Восточно-Тайгоносского пояса принадлежат к бедной щелочами известковистой серии. В составе ее выделяются породы сугубо натриевого и калиевого рядов. Натриевые породы преобладают. Отношение натрия к калию меняется в них от основных к кислым членам серии от 9:1 до 5:1. Калиевые породы представлены немногочисленными и относительно более кислыми дифференциатами.

Симметрично-зональный характер распределения метаморфических пород и гранитоидов одних и тех же фаций глубинности по отношению к надвигу позволяет связывать образование гранитно-метаморфических серий в парном поясе с движениями по надвигу и рассматривать этот процесс как процесс метаморфической дифференциации вещества в зоне надвига с обособлением в его тыловой части под поднятием легкого гранитно-метаморфического ядра.

Постороженные интрузии эпизоны распространены в Северо-Тайгоносском синклиории. Они представлены крупными штоками и этмолитами габбро-гранодиорит-гранитного состава, размещение которых контролируется разломами, флексурами и зонами линейных складчатых дислокаций и куполовидными плутонами граносиенитов, располагающимися исключительно в зонах пологих дислокаций. В петрохимическом отношении эти породы отличаются от гранитоидных комплексов, распространенных в Южно-Тайгоносском поднятии, несколько большим количеством щелочей, "пестротой", непостоянством состава, что говорит о гибридности этих серий, а также дальнейшим разделением в пространстве калиевых и натриевых пород, локализованных здесь уже в разных структурах: калиевых - в структурах жесткого типа (Средининская зона пологих дислокаций), а натриевых - в линейных складчатых структурах и зонах разломов и надвигов.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ

В палеозойско-мезозойской истории развития тектонических структур п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки различают четыре этапа: ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойско-позднеюрский, позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой (рис. 32 на вкладке).

Ранне-среднепалеозойский этап развития отвечает во времени ордовику – раннему карбону. Позднепалеозойско-позднеюрский этап развития охватывает интервал времени от раннего карбона до поздней юры, за исключением лишь самой верхней ее части, отвечающей верхам волжского яруса. Этот этап соответствует во времени собственно геосинклинальной стадии развития мезозойско-Яно-Колымской системы. Позднеюрско-раннемеловой этап приходится на верхи волжского яруса поздней юры и весь ранний мел; этот этап совпадает во времени с орогенным этапом развития мезозойско-Яно-Колымской системы и знаменует собой вступление в орогенную стадию развития Северо-Тайгоносской зоны, а в Пенжинско-Анадырской зоне, наоборот, вторичное появление формаций, характерных для ранних этапов развития эвгеосинклинальных систем. Четвертый этап развития приходится на поздний мел и характеризует переход к орогенной стадии развития Пенжинско-Анадырской зоны.

В конце третьего и начале четвертого этапов развития в рассматриваемом регионе произошли складчатость и внедрение габбро-гранодиорит-гранитных и грано-сиенитовых интрузий.

### РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Присутствие в валанжинской и готерив-барремской олистостромовых толщах п-ова Тайгонос и м. Валижген обломков среднедевонских известняков и кремнисто-вулканогенных пород, аналогичных нижнепалеозойским породам Пенжинского кряжа, свидетельствует об их широком распространении по площади и позволяет предполагать, что на месте рассматриваемой территории в раннем и начале среднего палеозоя существовал слабо дифференцированный прогиб, на большей части которого в ордовике накапливались яшмы, основные эффузивы и пелагические известняки, а в силуре – тонкие алевролитоглинистые осадки. Прогиб заложился на меланократовом основании, сложенном габброидами, гипербазитами и метаморфическими сланцами докембрия – нижнего палеозоя. Подобная последовательность в залегании габброидов, гипербазитов, метаморфических сланцев и неизмененных глубоководных вулканогенно-кремнистых отложений характерна, как это показано в последнее время исследователями (Davies, 1968; Пейве, 1969; Bonatii, 1969; Melson, 1969; Книппер, 1970; Марков, 1970; Пейве и др., 1971, 1972 и др.), разрезам земной коры океанов настоящего и прошлого, что позволяет рассматривать этот этап в качестве океанической стадии развития эвгеосинклинальных систем (Пейве и др., 1971, 1972).

К северо-западу на территории мезозой в это время существовала обширная зона геосинклинальных прогибов и разделяющих их жестких блоковых структур дорифейской стабилизации, фундамент которых сложен гнейсами и кристаллическими сланцами архея. В геосинклинальных прогибах накапливались более мелководные карбонатно-терригенные осадки, а также продукты кислого и основного вулканизма, в том числе и подводного. В пределах жестких структур в девоне имели место излияния наземных эффузивов преимущественно кислого состава (Тильман и др., 1969; Геология СССР, 1970; Мерзляков, 1971; Терехов, 1971).

Таким образом, в пределах этой области в девоне уже существовали крупные блоки земной коры с достаточно мощным "гранитным" слоем, сформировавшимся в них в течение архея - нижнего палеозоя (Гельман, Терехов, 1968, 1973). Какой была кора в промежутках между этими блоками, в настоящее время сказать трудно. Ограниченность ареалов кислого девонского вулканизма исключительно контурами жестких дорифейских структур и замещение вулканитов в прогибах терригенными породами и подчиненными им вулканитами основного состава (Тильман и др., 1969; Терехов, 1971) говорят о том, что гранитно-гнейсовый слой между ними мог отсутствовать.

Насколько далеко эта область с мозаичной континентальной корой распространялась к югу и где проходила граница ее с корой океанического типа, можно судить исходя из того, насколько широко в этом направлении распространяются комплексы архея. Ступенчатое погружение подошвы позднепалеозойско-мезозойских комплексов в Северо-Тайгоносском прогибе с северо-запада на юго-восток в направлении его осевой части сопровождается ступенчатым возрастанием абсолютной величины положительных аномалий силы тяжести (Беляевский, Борисов, 1964; Николаевский, 1967), что свидетельствует о подъеме в этом направлении глубинных границ раздела в коре, т.е. об уменьшении мощности ее в целом и кристаллического дорифейского фундамента в частности. При этом наиболее значительная по амплитуде ступень совпадает с Южно-Тайгоносским надвигом, вдоль которого на поверхность выходят гипербазиты и эклогиты. Эти данные говорят о том, что гранитно-метаморфический комплекс архея на этом интервале полностью выклинивается.

Таким образом, граница континентального и океанического блоков земной коры в раннем и среднем палеозое, вероятно, проходила где-то в осевой части Северо-Тайгоносского прогиба. Граница носила нерезкий характер. Вдоль этой границы "гранитный" слой коры вклинивался с северо-запада на юго-восток.

В конце ордовика в результате процессов тектонического скупивания и метаморфизма пород меланократового фундамента и перекрывающих его вулканогенно-кремнистых пород океанического чехла не месте Таловско-Майнского поднятия возникает островная дуга, отделившая территорию п-ова Тайнонос и Северо-Западной Камчатки от океана. В дальнейшем в пределах ее накапливаются тонкие граувакковые и подчиненные им рифогенные формации силура-девона, указывающие на завершение океанической стадии развития системы и начало переходной, а в карбоне - наземные вулканиты и континентальная угленосная моласса (андезитовая линия в палеозое, по Н.А. Богданову, 1966).

Образовавшийся в результате этих движений замкнутый геосинклинальный прогиб в конце среднего палеозоя приобрел асимметричную форму. Максимальные мощности отлагавшихся в это время осадков (3000-3500 м) приходятся на северо-западную (Северо-Тайгоносская зона), наиболее прогибавшуюся часть прогиба. В ней накопилась толща кремнистых и кремнисто-глинистых пород и подчиненных им туфов кислого состава, существенная роль в толще принадлежит горизонтам туфогравелитов и мелкогалечных конгломератов, тяготеющих к нижним частям разреза и состоящих в основном из обломков кремнистых пород и кварцитов. Привнос грубого материала происходил с северо-запада, вероятно, с оформившегося здесь в конце нижнего палеозоя подводного уступа и расположенных вдоль него куэстообразных массивов суши, сложенных

скорее всего породами рифея - нижнего палеозоя, состав которых более всего отвечает составу обломочного материала.

Эти осадки к юго-востоку (Южно-Тайгоносская зона) сменялись менее глубоководными и несколько меньшими по мощности (2000 м) известково-терригенными и терригенно-кремнистыми породами, которые еще далее, вблизи Таловско-Майнского поднятия и в его пределах, замещались изменчивым по мощности (1200-4000 м) и составу комплексом осадков. Для него характерно сочетание терригенных пород грауваккового и полимиктового состава с известняками и эффузивами кислого и среднего состава (Михайлов, 1959,6; Мигович, 1963, 1972; Москвин, Иванов, 1965). Юго-восточнее Таловско-Майнского поднятия располагалась обширная область глубоководного осадконакопления, в пределах которой отлагались исключительно кремнистые породы, основные эффузивы и рифогенные известняки (Егизаров и др., 1965; Геология СССР, 1970). В мезозойдах жесткие структуры были частично выведены на дневную поверхность и представляли собой области денудации и мелководного терригенно-карбонатного накопления, а углубляющиеся прогибы - области аккумуляции терригенно-кремнистого и терригенного материала (Терехов, 1971; Ганелин, 1971; Мальков, 1971). В наиболее прогнутых зонах имел место вулканизм кислого, среднего и основного состава (Тильман и др., 1969).

В конце карбона внешнее Таловско-Майнское поднятие дополнительно осложняется серией тектонических чешуй и превращается в асимметричный горст-антиклинорий. В дальнейшем оно представляло собой устойчивую область денудации и выражалось в геоморфологическом отношении цепочкой островов, в которых на поверхности были обнажены эффузивы, метаморфические породы, габброиды и гипербазиты, определявшие сугубо основной характер обломочного материала, поступающего с них в позднепалеозойско-мезозойские прогибы (Михайлов, 1959а).

## **ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКО-ПОЗДНЕЮРСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ**

Этот этап охватывает интервал времени с позднего карбона до начала волжского века. В начале его в осевой части замкнутого геосинклинального прогиба (полуострова Кони и Пьягина, юго-восточное побережье п-ова Тайгонос, бассейн р. Мургалъ) начинает формироваться внутреннее Южно-Тайгоносское дугообразное поднятие, которое затем на протяжении всей верхней перми, триаса и почти всей юры представляло собой зону интенсивного островного адезитового вулканизма. Поднятие расчленило единый бассейн седиментации на два прогиба - Северо-Тайгоносский и Пенжинско-Анадырский, которые, периодически расширяясь или сужаясь, существовали в дальнейшем в качестве относительно опущенных зон, несколько отличавшихся по истории развития и по типу осадконакопления.

Принимая во внимание складчатые движения и учитывая смещения по надвигам, можно предполагать, что ширина внутреннего поднятия достигла порядка 50-100 км, а протяженность не менее 1500 км. В сводовой части поднятия накапливались лавы и преимущественно агломератовые и грубообломочные туфы андезитового и андезито-базальтового состава. В них наблюдаются многочисленные мелкие штоки и дайки габбро-диоритов и диоритов. Массивный облик эффузивов, нередко пятнистая зеленовато-бурая и фиолетовая окраска, свидетельствующая о процессах окисления в воздушной среде, и присутствие среди них горизонтов с флорой позволяют предполагать, что эти вулканогенные породы образовались преимущественно в наземной обстановке. Полоса наземных лав и туфов к северо-западу и юго-востоку окаймлялась более широкими зонами накопления морских и прибрежно-морских туфов андезитового состава, вулканомиктовых пород того же состава. Основной литологический фон осадков этого типа составляют зеленовато-серые и зеленовато-бурые вулканомиктовые песчаники, гравелиты, реже мелкогалечные конгломераты и алевролиты, пере-

слагающиеся с такими же по окраске разнообломочными туфами преимущественно андезитового состава и переходными между ними разностями вулканогенно-осадочных пород. Вся толща в целом имеет ритмично-слоистый характер. Подобный состав пород и характер их переслаивания позволяют уверенно сопоставлять Южно-Тайгоносскую зону с зонами "зеленых туфов" Японских и Курильских островов (Ротман, 1965; Геологическое развитие ..., 1968).

Северо-западнее Южно-Тайгоносского поднятия в пределах Северо-Тайгоносского прогиба в течение верхней перми, триаса и юры в это время образовалась мощнейшая толща вулканомиктовых терригенных и вулканогенных отложений, также андезитового состава. Мощность одних только юрских отложений составляет 3500-4000 м, т.е. в три с лишним раза превышает мощность синхронных вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, возникших в пределах Южно-Тайгоносского поднятия. Резкая смена фаций и мощностей юрских отложений в юго-восточной части этого прогиба, свойственная, очевидно, всей верхнепалеозойско-юрской толще и, наоборот, постепенное изменение их в северо-западном направлении (верхнепермско-юрская толща Северо-Тайгоносского прогиба по своей мощности и отчасти составу близка одновозрастным породам верхоянского комплекса яно-колымских мезозойд) позволяют предполагать, что Северо-Тайгоносский прогиб был асимметричным, ограничивался с юго-востока крутым структурным уступом и имел вид одностороннего грабена.

Выполняющая прогиб толща имеет сложное циклическое строение. Первый неполный цикл охватывает отложения верхней перми. Нижняя часть верхнепермской толщи сложена тонкообломочными терригенными породами - аргиллитами, алевролитами и подчиненными им вулканомиктовыми песчаниками. Верхняя часть представлена песчаниками, гравелитами, реже конгломератами, туфами андезитового состава. Второй цикл включает в себя отложения триаса и нижней юры, третий - средней юры и низов верхней юры, четвертый - оставшуюся часть верхней юры. Эти циклы начинаются с базальных косослоистых конгломератов, гравелитов и песчаников, мощностью от 50 до 120 м, которые вверх по разрезу постепенно переходят в тонкослоистые (в среднем 0,1-5,1 см) аргиллиты и алевролиты, заключающие в себе маломощные прослои (мощностью от 0,1 до 0,5 м) мелкозернистых песчаников, чередование которых с аргиллитами и алевролитами в отдельных участках имеет ритмичный характер. Мощность тонкообломочных пород колеблется в циклах от 1200 до 1500 м. Выше в циклах снова появляются грубообломочные породы - песчаники, гравелиты, реже конгломераты, с которыми в триасово-юрском и верхнеюрском циклах тесно ассоциируют туфы андезитов. Песчанниковые толщи в циклах распадаются в свою очередь на ряд более мягких циклов мощностью от 25-30 до 250-500 м. Последние начинаются массивными грубослоистыми и косослоистыми песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (мощностью от 0,2-0,5 до 3-5 м) и редкими прослоями алевролитов и аргиллитов (мощностью 0,1-0,5 м). Песчаники заключают в себе остатки груборебристых пелиципод (иноцерамов, колымий) и окаменелые стволы деревьев; на поверхности пластов отмечаются знаки волновой ряби, т.е. признаки, указывающие на мелководный характер осадконакопления и близость береговой линии. Грубообломочные отложения в верхней части таких циклов второго порядка постепенно сменяются песчаниково-алевролитово-аргиллитовым флишем, мощность слоев в котором меняется от 0,3-0,5 до 1,0-1,5 м.

Таким образом, накопление отложений в начальной стадии каждого цикла сопровождалось трансгрессией, усилением темпов прогибания и сокращением площади поднятий и завершалось регрессией, ростом поднятий и массовыми излияниями лав среднего и основного состава. Ритмично-слоистый в целом характер отложений, как более грубых, так и более тонких, показывает, что осадконакопление проходило в обстановке постоянной тектонической активности, максимумы которой, по-видимому, совпадали с периодами активизации вулканических извержений в пределах Южно-Тайгоносского геантиклинального поднятия.

Северо-западнее рассмотренный прогиб по уступу и расположенным вдоль него небольшим поднятиям отделялся от Гижигинского прогиба яно-колымских мезозойд, где в это время накопилась несколько меньшая по мощности толща полимиктовых песчано-сланцевых отложений. Структурный план последнего осложнялся небольшими изометричными поднятиями (Бутальским, Нижнепареньским, Тайгоносским), в пределах которых мощность разрезов сокращена в несколько раз, а состав пород становится существенно карбонатным.

Несколько иные условия осадконакопления существовали в Пенжинско-Анадырском прогибе. В течение верхней перми, среднем и верхнем триасе здесь накопилась монотонная песчаниково-глинисто-сланцевая толща. Основная масса обломочного материала в этой толще представлена обломками вулканогенных пород андезитового состава. Это свидетельствует о том, что, как и в Северо-Тайгоносском прогибе, источником обломочного материала служил вулканизм Южно-Тайгоносской зоны. Однако здесь присутствуют обломки яшм и пород основного состава, а также кварц. Этот материал мог поступать лишь с юго-востока, по-видимому, с Таловско-Майнского поднятия. Существование его подтверждается также выклиниванием в этом направлении как пермских, так и триасовых толщ. Нижнетриасовые отложения в пределах краевых частей Пенжинско-Анадырской зоны пока не известны. Вероятно, обмеление и сокращение площади Северо-Тайгоносского прогиба в конце верхнепермского цикла сопровождалось кратковременным осушением территории и отсутствием осадконакопления.

Таким образом, позднепалеозойско-позднеюрский этап развития характеризовался постепенным усложнением структурного плана геосинклинального прогиба и образованием внутри него принципиально иного ряда формаций.

Первая половина этого этапа, отвечающая во времени карбону - ранней части перми, знаменовалась появлением в эвгеосинклинальном прогибе терригенных и терригенно-кремнистых формаций. Накопление последних происходило на фоне интенсивного роста внешнего дугообразного Таловско-Майнского поднятия. Последнее в результате этого превращалось в горст-антиклинальное сооружение и становилось областью денудации и источником меланократового обломочного материала, реже - зоной проявления слабого вулканизма кислого и среднего состава.

Вторая половина этапа, охватывающая интервал с конца ранней перми до волжского века поздней юры, характеризовалась проявлением в осевой части прогиба внутреннего дугообразного Южно-Тайгоносского поднятия, которое в дальнейшем представляло собой зону островного андезитового вулканизма, определявшего условия осадконакопления в окружающих его прогибах. Продукты андезитового вулканизма становились в это время практически основным источником поступающего в них обломочного материала.

Поднятие расчленило единый бассейн седиментации на два прогиба. Расположенный к северо-западу от поднятия Северо-Тайгоносский прогиб отличался более интенсивным прогибанием и ярко выраженным циклическим характером развития, что выражается в неоднократном повторении одного и того же вертикально направленного ряда формаций (вулканомиктовая алевритито-сланцевая формация → вулканомиктовая песчано-сланцевая и вулканогенно-осадочная формации → вулканогенная андезито-базальтовая формация), а также в циклическом характере строения самих терригенных, особенно грубообломочной, формаций. Состав, внутреннее строение и последовательность их в разрезе указывают, что циклический характер седиментации прогиба был связан с пульсирующей тектонической активностью. При этом в верхней перми и триасе преобладали нисходящие движения, а в юре - восходящие. Отсутствие такого же рода циклическости в разрезах приподнятых зон показывает, что эти зоны в сравнении с прогибом обладали большей стабильностью. В такой ситуации перемещение прогнутого участка земной коры могло происходить лишь вдоль разломов, ограничивающих его с северо-запада и юго-востока. Эти же разломы, вероятно, служили подводными каналами для магм андезитового и андезито-базальтового состава, давших начало андезито-базальтовой формации в Северо-Тайгоносском прогибе, распространение которой ограничено его контурами.

Пенжинско-Анадырский прогиб, расположенный к юго-востоку от Южно-Тайгоносского поднятия и ограниченный с востока краевым Таловско-Майнским поднятием, развивался несколько по иному плану. Прежде всего для него характерна меньшая мощность верхнепермских, триасовых и юрских отложений в целом, что свидетельствует об относительно меньших темпах его прогибания или меньшей компенсированности прогибания накоплением осадков. Во-вторых, в нем отсутствует периодичность в повторении различных типов отложений, не развиты вулканогенные формации андезит-базальтового состава, столь характерные для Северо-Тайгоносского прогиба. Кроме того, в палеозойско-мезозойском разрезе краевых частей этого прогиба существует ряд стратиграфических перерывов, падающих, в частности, на нижний триас и верхнюю юру и, возможно, структурные несогласия. Характер этих несогласий и их значение для развития прогиба изучены в настоящее время еще очень плохо и оцениваются исследователями по-разному. Большинство исследователей придерживается традиционных для геологов Северо-Востока СССР представлений о широком развитии и законченности герцинских движений и склонны эти особенности разреза связывать с орогенным этапом развития герцинид и наступившим вслед за этим субплатформенным режимом развития территории. Нам кажется, что роль герцинских движений в развитии этой территории сильно преувеличивается и что Пенжинско-Анадырский верхнепалеозойско-среднемезозойский прогиб следует относить к геосинклинальным прогибам; специфический прерывистый характер развития прогиба и присутствие в нем грубообломочных толщ определяются положением его между двумя сближенными дугообразными поднятиями. Тем более что нет уверенности в наличии этих перерывов в центральных частях прогиба.

## ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Позднеюрско-раннемеловой этап развития рассматриваемого региона совпадает с орогенным этапом развития в мезозоидах Северо-Востока СССР и подразделяется так же, как и предыдущий, на два подэтапа.

Первый - волжско-раннебарремский, характеризуется резким изменением режима осадконакопления во всех структурно-фациальных эсках, вызванным складчатыми движениями в яно-колымских мезозоидах.

Северо-Тайгоносский прогиб в конце поздней юры, постепенно сокращаясь и мелея, превращался в континентальную впадину, в которой в дальнейшем в конце юры, берриасе и валанжине накапливались огромные толщи лав и туфов кислого, среднего и основного состава, общей мощностью около 5000 м. Формирование их началось с излияний дифференцированной липарит-андезитовой серии, сменившейся во времени мощными выбросами умеренно кислых игнимбригов. Смена морских отложений наземными лавами и туфами произошла без каких-либо структурных перестроек. Излияния лав андезитового и липаритового состава сменились затем потоками андезито-базальтов и базальтов. В верхней части андезито-базальтовой толщи локально появляются мощные горизонты агглютинатов андезитов, образование которых связано с деятельностью отдельных стратовулканов.

Значительно большая мощность вулканогенных пород во внутреннем опущенном блоке - Теланской грабен-синклинали и, наоборот, уменьшение их мощности во внешних приподнятых блоках структуры свидетельствует о том, что эта впадина представляла собой ассиметричную вулкано-тектоническую депрессию со ступенчатым более пологим северо-западным бортом и крутым юго-восточным. Вулкано-тектонический характер депрессии подтверждается также тем, что процесс накопления вулканогенных толщ имел комплексационный характер, в силу чего внутри выполняющих впадину вулканогенных толщ отсутствуют какие-либо структурные перерывы и стратиграфические несогласия. В готериве и, возможно, раннем барреме отдельные участки депрессии вовлекались в прогиб-

вание и в них накапливалась толща морских терригенных отложений, максимальная мощность которых достигает 1500-1700 м. Юго-восточнее, на северо-западном склоне Южно-Тайгоносского поднятия, в течение позднеюрского-раннебарремского времени накапливалась толща андезитов и андезито-базальтов. Мощность этой толщи в сравнении с вулканогенными и терригенными породами, распространяющимися во внутренней части прогиба, в два раза меньше и составляет 2000-2500 м. Центральная часть поднятия представляла собой в это время зону размыва.

В то время как северо-западные районы территории испытывали воздымание и геосинклинальный режим в них отмирал, Пенжинско-Анадырская зона, наоборот, сохраняла тенденцию к опусканию. При этом амплитуда ее прогибания резко увеличивалась и на месте позднепалеозойско-среднемезозойского компенсированного прогиба с мелководным режимом осадконакопления в конце юры здесь возник глубоководный некомпенсированный прогиб, в котором в поздней юре - раннем барреме накапливалась мощнейшая толща кремнисто-вулканогенных и терригенных отложений. Разрез этой толщи во внутренней части прогиба начинается зелеными брекчированными и окварцованными спилитами, нередко с шаровой отдельностью, базальтами и диабазами, чередующимися с полосчатыми яшмами, зеленоватыми окремнелыми вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми, кремнисто-известковистыми и глинистыми сланцами с линзами кристаллических доломитов мощностью до 2 м (кингивеевская свита). На восточном побережье п-ова Тайгонос кремнисто-вулканогенным породам подчинены невыдержанные по мощности (от 300 до 700-1000 м) горизонты ритмично переслаивающихся полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, иногда с обильными караваяобразными известково-кремнистыми стяжениями. Среди них встречаются единичные пласты конгломератов, мощностью до 2-3 м с многочисленной хорошо окатанной галькой крупнокристаллических лейкократовых габбро и диоритов. На Северо-Западной Камчатке, представляющей собой более удаленную от береговой линии зону, терригенные породы в разрезе не характерны и вместо них в заметном количестве появляются прослои розовых и кремовых известняков и известково-кремнистых сланцев.

Характерной особенностью всего разреза в целом является обилие мощных, согласных с напластованием пород, зон милонитов и горизонтов с микроскладчатым, плейчатым или брекчиевым строением. Подстилающие и перекрывающие их пласты оказываются при этом ненарушенными. Отсутствие такого рода нарушений в вышележащей толще и присутствие в последней многочисленных галек и валунов милонитов, легко распознающихся по весьма характерной брекчиево-полосчатой текстуре, свидетельствуют о том, что пликвативные микроструктуры и милониты в кремнисто-вулканогенных и терригенных отложениях имеют сингенетичный характер.

Основание глубоководной эффузивно-кремнисто-терригенной толщи нигде не вскрыто, однако, принимая во внимание, что в наиболее глубоких частях разреза ее всегда вскрываются гипербазиты и эти наиболее глубоко эродированные участки толщи сопровождаются максимумами положительных гравитационных и магнитных аномалий, можно предположить, что основание толщи составляет породы ультраосновного и основного состава.

Кремнисто-вулканогенные породы вверх по разрезу согласно, с постепенным переходом и сложными фациальными замещениями, перекрываются терригенной флишовой толщей, обломочный материал в которой почти целиком представлен продуктами разрушения серпентинитов и вмещающих их отложений (мялекасинская и тылакрьильская свиты). На п-ове Тайгонос в основании этой толщи залегают мощные (до 150-200 м) выклинивающиеся по простиранию пестро окрашенные и исключительно плохо сортированные глыбовые брекчиевые и валунные конгломераты, размер отдельных глыб и плит в которых достигает в длину 10-15, иногда 20-25 м. Помимо спилитов, диабазов, яшм, милонитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, жильного кварца, доломитов и

серпентинитов в них также встречаются галька амфиболовых диоритов и глыбы черных пахучих известковистых алевролитов с остатками призматического слоя колымый. По особенностям состава и заключенной в них фауне эти характерные породы сопоставимы с битуминозными известково-терригенными отложениями перми Омолонского массива. Зеленовато-серая кремнистая цементирующая масса конгломератов и брекчий в некоторых горизонтах имеет полосчатый псевдофлюидальный характер. Полосчатая текстура конгломератов и брекчий в этих случаях подчеркивается также плоско-параллельной ориентировкой плит и обломков.

Более высокие горизонты терригенной толщи сложены ритмично переслаивающимися конгломератами, гравелитами и песчаниками (пачки мощностью 3–5 м), чередующимися с ритмично-слоистыми (мощность ритмов 0,2–0,5 м) мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (пачки мощностью 10–15 м). Юго-западнее устья рч. Поворотного в них наблюдаются включения огромных плитообразных глыб серпентинитов, эклогитов и брекчиево-полосчатых милонитов, составляющих в совокупности согласное тело мощностью до 20–25 м и протяженностью до нескольких сотен метров. Контакты этих глубинных образований друг с другом и вмещающими их отложениями в береговом обрыве тектонические. Однако присутствие в глыбах, усеивающих основание обрыва, эклогитов, находящихся в стратиграфическом контакте с грубозернистыми песчаниками, состоящими из зерен очень характерной и типичной только для эклогитов коричневой роговой обманки, позволяет считать, что эклогиты совместно с составляющими с ним единое тело гипербазитами и милонитами имеют перетолженный характер.

Заканчивается разрез тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами.

В более юго-восточных частях прогиба (Валижгенское поднятие) смена тонкообломочных и грубообломочных фаций происходит в обратном порядке. Тонко- и мелкообломочные породы слагают здесь преимущественно низы разреза, а грубообломочные – верхи. Последние отличаются ярким фациальным своеобразием и представлены ритмично переслаивающимися гипербазитовыми брекчиями, полимиктовыми мелкообломочными брекчиями (обломки серпентинитов, габбро, спилитов, осадочных пород и амфиболитов) и косослоистыми серпентинитовыми песчаниками (Михайлов, 1955, 1962). Еще далее к юго-востоку глыбовые и валунные конгломераты из разрезов терригенной толщи практически исчезают. Преимущественное распространение в ней имеют песчаники и глинистые сланцы. Общая мощность терригенной толщи колеблется от 2000 до 2500 м.

Кремнисто-вулканогенные и перекрывающие их грубообломочные ритмично-слоистые отложения к северо-западу, вблизи Южно-Тайгоносского поднятия, быстро сменяются тонкообломочными кремнисто-известково-терригенными осадками того же возраста. Подобное же замещение, но на гораздо большем расстоянии происходит и к северо-востоку вдоль простирания прогиба. Одновременно в этих же направлениях в два-три раза сокращаются мощности отложений, а самые верхние готерив-барремские слои выклиниваются. Эти отложения на п-ове Тайгнос согласно перекрывают верхнюю юру, а в бассейне р. Пальматкиной с размывом ложатся на среднюю юру.

Фациальный план прогиба для позднеюрского – раннебарремского времени определялся, таким образом, существованием двух зон с резко различающимися режимами осадконакопления.

Первая из них характеризовалась накоплением кремнисто-вулканогенных и ритмично-слоистых терригенных осадков глубоководного типа и располагалась во внутренней осевой части прогиба. Вторая представляла собой зону мелководного терригенного и кремнисто-карбонатно-терригенного осадконакопления и располагалась во внешней северо-западной стороне прогиба. Кроме того, осадки этого типа ограничивали область глубоководного кремнисто-вулканогенного осадконакопления с северо-востока. Граница между фациальными зонами в северо-западной части прогиба была, по-видимому, очень резкой и характеризо-

валась исключительно быстрым изменением фаций и мощностей, а также накоплением вблизи нее в зоне осадков глубоководного типа своеобразных глыбовых брекчий и валунных конгломератов, которые в более внутренних юго-восточных частях прогиба распространения не имеют. Такое своеобразное геологическое положение этой границы, наличие здесь значительного градиента мощностей и локализация вдоль нее специфических по составу и строению глыбовых брекчий и валунных конгломератов позволяют довольно уверенно говорить о том, что эта граница представляла собой подводный уступ, а располагающиеся к юго-востоку от него брекчии являются подводными оползневыми брекчиями, образовавшимися в подножье уступа за счет его разрушения. Такие уступы, сложенные ультраосновными, основными и метаморфическими породами, характерны для современных глубоководных желобов (Fisher, Engel, 1969). Перемещение грубообломочных отложений в более внутренних частях прогиба (Валижгенское поднятие) из нижней, валажжинской, части разреза в верхнюю, готеривскую, говорит о постепенной миграции линии уступа к юго-востоку. Все сказанное позволяет предполагать, что уступ фиксировал выход на поверхность мощной зоны разлома. Этот разлом имел конседиментационный характер и являлся скорее всего крутым надвигом.

Таким образом, в развитии прогиба можно наметить две стадии. С первой связано наиболее глубокое прогибание трога, накопление собственно глубоководных вулканогенных и кремнистых отложений и одновременно проникновение в них огромных согласных тел массивных гипербазитов. Появление глубоководных эффузивно-кремнистых осадков и связанных с ними во времени и пространстве гипербазитов на месте мелководного компенсированного прогиба, а также вероятное присутствие под этими осадками меланократового кристаллического основания свидетельствуют о том, что зона глубоководного осадконакопления образовалась на молодой мезозойской океанической коре, возникшей в результате растяжения древней океанической коры. Вторая стадия характеризуется заполнением его терригенной, ритмично слоистой толщей, заключающей многочисленные выклинивающие пластовые и линзовидные тела переотложенных серпентинитов, реже габбро, амфиболитов и эклогитов, а также постепенным сокращением площади трога и превращением его в компенсированный прогиб. Эта стадия сопровождалась сжатием и появлением во фронтальной части Южно-Тайгоносского надвига олистостромовых толщ.

Позднебарремско-альбский период развития геосинклинальной системы характеризуется дальнейшим сокращением площади прогибов и разрастанием за счет них поднятий, что находит отражение в составе накапливающихся в это время формаций и выражается в общем поглубении составляющего их обломочного материала. В Северо-Тайгоносском прогибе в позднем барреме - альбе образуется континентальная угленосная толща. В составе ее значительную роль играют конгломераты и песчаники. Мощность толщи и соответственно количество и мощность угольных прослоев постепенно уменьшаются с юго-запада на северо-восток с 2500-3000 до нескольких сотен метров. Угленосные отложения вверх по разрезу сменяются вулканогенной толщей. Разрез ее начинается андезито-базальтами, базальтами и их туфами, заканчивается андезитами, липаритами, дацитами, чередующимися с туфами того же состава. Общая мощность вулканогенной серии около 2500 м.

На северо-западном склоне Южно-Тайгоносского поднятия этой мощной толще пород соответствуют угленосные породы мощностью около 200-250 м. Таким образом, Северо-Тайгоносский прогиб по-прежнему имеет форму одно-стороннего грабена, с той лишь разницей, что площадь его к этому времени еще больше сократилась, причем в основном за счет смещения его северо-западной границы. Ось прогиба все время смещалась к юго-востоку. В Пенжинско-Анадырском прогибе в позднем барреме - апте накопилась толща туфобрекчий среднего состава, полосчатых кремнистых пород, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, в базальных горизонтах в ней встречаются линзовидные прослои конгломератов. В туфобрекчиях помимо обломков лав основного

состава имеются угловатые обломки осадочных пород, кварцитов и кремнистых пород с остатками радиолярий. Максимальные мощности отложений приходятся на северо-западные зоны прогиба. К юго-востоку мощность пород уменьшается, а при приближении к Таловско-Майнскому поднятию они выклиниваются.

В альбе зона максимальных по мощности отложений сместилась к юго-востоку, т.е. и ось Пенжинско-Анадырского прогиба в позднем барреме – альбе постепенно мигрировала с северо-запада на юго-восток. Альбские отложения при этом залегают в более внутренних частях прогиба на баррем-аптских породах согласно, а в более юго-восточных трансгрессивно. В основании их присутствуют конгломераты и песчаники, которые вверх по разрезу быстро сменяются алевролитами и глинистыми сланцами. В них известны известковистые конкреции с обильной ископаемой фауной альбского возраста, а также растительный детрит, обломки окаменелых стволов деревьев и редкие линзочки каменного угля мощностью до 10 см.

В конце раннего мела проявляются складчатые движения, в результате которых крупные длительно развивавшиеся положительные и отрицательные конседиментационные структуры осложняются линейными складками, флексурами и разломами и превращаются соответственно в синклинии и антиклинии.

Складчатые движения сопровождаются внедрением син- и позднеорогенных интрузий габбро-гранодиорит-гранитного состава. Они образуют два пояса – Южно-Тайгоносский парный гранитно-метаморфический пояс, приуроченный к зоне Южно-Тайгоносского надвига, и Северо-Тайгоносский, расположенный в пределах прогиба с одноименным названием. Совместно с ранне-позднемеловыми посторогенными габбро-гранодиорит-гранитными и граносиенитовыми интрузиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса они образуют длительно формирующийся латеральный ряд гранитоидных формаций, отражающий собой в тектоническом и генетическом смысле процесс становления в ходе геосинклинального развития системы мезозойского гранитного ядра и его разрастания в дальнейшем в сторону консолидированной складчатой области (континента).

## ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Позднемеловой этап развития характеризуется образованием в осевой части Пенжинско-Анадырского прогиба серии плоских изометричных впадин, которые в общих чертах наследуют структурный план крупных брахисинклиналей (Маметчинская, Айнынская), возникших здесь на границе раннего и позднего мела. Как показывают палеогеографические построения (Копорулин, Вознесенский, 1969), эти впадины постоянно меняли свои конфигурации и открывались к юго-востоку, сообщаясь с геосинклинальным бассейном восточных частей Корякского нагорья. Поступление обломочного материала, в том числе многочисленных валунов и гальки гранитоидов габбро-гранодиорит-гранитного ряда, происходило в них с северо-запада. Анализ фаций и мощностей (большая мощность, грубый состав обломочного материала) показывает, что прогибание впадин происходило в обстановке интенсивного роста положительных структур и процессов горообразования, что позволяет рассматривать их в известной мере условно в качестве межгорных впадин и относить к структурам орогенного ряда.

Впадины выполнены морской молассой и сменяющей ее в северо-восточном и северо-западном направлениях паралической угленосной формацией.

\* \* \*

Изложенный материал показывает, что структуры п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки принадлежат к самостоятельной Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинальной системе, являющейся промежуточной в латеральном ряду геосинклинальных структур, существовавших в палеозое и мезозое в зоне перехода от континента к океану. По своим особенностям этот ряд близок к латерально-

му ряду палеозойских геосинклинальных структур, выделенному в последнее время в некоторых районах палеотетиса (Суетенко, 1971; Дергунов и др., 1971; Моссаковский, 1973).

Рассматриваемая система возникла в конце нижнего палеозоя на границе континентального и океанического блоков земной коры и формировалась в основном на коре океанического типа. Подобные геосинклинальные системы Ю.М. Пушаровский (1971) предлагает называть периконтинентальными.

В истории развития системы намечаются четыре крупных этапа. Начало первого (ордовик – нижний силур) характеризовалось накоплением в условиях обширного и слабо дифференцированного прогиба вулканогенно–кремнистых формаций спилит–диабазового и, возможно, кварц–кератофирового ряда, что позволяет сопоставлять этот период развития системы с собственно океанической стадией развития эвгеосинклинальных систем (Пейве и др., 1971, 1972). В силуре–девоне во внешней части системы появляются мелководные граувакковые и рифогенные формации, сменившиеся в раннем карбоне наземными вулканитами и континентальной угленосной молассой, указывающими на становление в этой части системы внешней Таловско–Майнской дуги, отделившей систему от океана. Появление этих формаций говорит об окончании океанической стадии и начале переходной. Второй этап (поздний палеозой–волжский ярус) выразился в дальнейшем усложнении тектонического рельефа и появлении внутренней Южно–Тайгоносской дуги, представлявшей в дальнейшем зону интенсивного андезитового вулканизма и всецело определявшей режим осадконакопления в сопряженных с ней Северо–Тайгоносском и Пенжинско–Анадырском прогибах.

Развитие системы завершилось в поздней юре – раннем мелу появлением в ее внешней части вулканогенно–кремнистой и сменяющей ее во времени олистостромовой, вулканогенно–осадочной и морской молассовой терригенной формацией, а во внутренней – орогенных вулканогенно–молассовых формаций Охотско–Чукотского пояса. Формирование этих рядов формаций было обусловлено сопряженными во времени и пространстве процессами растяжения земной коры во внутренней части системы и сжатием и скучиванием земной коры в ее внешней части и в генетическом смысле отражает собой рост молодого “гранитного” ядра и последующего приращения его к древним ядрам “гранитной” коры.

Эти процессы завершились в конце раннего мела складчатостью и появлением во внутренней части системы габбро–гранодиорит–гранитных и граносиенитовых интрузий Охотского комплекса. С позднего мела внутренняя часть системы (Северо–Тайгоносская и Южно–Тайгоносская зоны) и Таловско–Майнская зона представляют собой устойчивые поднятия и являются областями денудации. Пенжинско–Анадырский прогиб, напротив, снова вовлекается в опускание и становится областью накопления морских моласс и параллических угленосных формаций.

Морфологические особенности конседиментационных структур в рассмотренной системе, характер распространенных в них формаций и особенности развития позволяют видеть в ней аналог впадин современных окраинных морей и островных дуг и желобов.

Подводя итог, следует отметить, что выделенная система, обнаруживая явные черты сходства с эвгеосинклинальными системами внутриконтинентальных складчатых областей, имеет в силу своего положения на границе континентального и океанического блоков земной коры и некоторые отличия. Эти отличия заключаются, в частности, в непродолжительности собственно океанической стадии и, наоборот, растянутости переходной и одновременным появлением на этой стадии развития, с одной стороны, формаций, свойственных начальным стадиям развития эвгеосинклинальных систем, а с другой – вулканогенно–молассовых комплексов и гранитоидных формаций орогенного ряда.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР К КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изложенный в работе материал позволяет с иных позиций, чем это делалось ранее, рассмотреть вопрос об общих закономерностях строения переходной зоны и тектонической природе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Как уже отмечалось, основным положением практически всех высказанных до настоящего времени точек зрения является представление об этой структуре как о системе планетарных глубинных разломов, вдоль которых происходит резкое торцовое сочленение разновозрастных складчатых областей. Протягивающийся вдоль границы этих областей Охотско-Чукотский вулканогенный пояс связывается в этой концепции непосредственно с глубинными разломами и рассматривается как особая тектоно-магматическая структура или структура активизации, возникшая, по мнению одних исследователей (Аникеев, Титов, 1966; Марков и др., 1967; Аникеев и др., 1971), в конце юры-начале раннего мела в связи с заложением молодой геосинклинали, по мнению других (Белый, Тильман, 1966; Тильман и др., 1967; Белый, 1971) – в конце раннего мела, в связи с контрастными движениями в той же геосинклинали. При этом первые проводят границу между разновозрастными складчатыми областями в северной части п-ова Тайгонос и вдоль северного побережья Охотского моря, относя территорию п-ова Тайгонос, Кони и Пьягина, а также районы Северо-Западной Камчатки и Корякии к области меловой складчатости. Вторые проводят эту границу значительно южнее, относя центральную часть п-ова Тайгонос и северную часть полуострова Кони и Пьягина к шовным структурам основания Охотско-Чукотского пояса.

Новые данные по п-ову Тайгонос и Северо-Западной Камчатке, а также анализ геологических материалов по смежным регионам показывают, что в зоне перехода от мезозойд Северо-Востока СССР к области кайнозойской складчатости, граница между которыми в целом трактуется большинством исследователей как краевой шов с резким торцовым типом сочленения по нему разновозрастных складчатых областей, в направлении с северо-запада на юго-восток выделяются три согласно ориентированные складчатые системы, составляющие единый латеральный ряд геосинклинальных структур, развитие которого отвечает согласно новым теоретическим представлениям (Пейве, Штрейс и др., 1971; Пейве, Штрейс, Моссаковский и др., 1972; Моссаковский, 1973), трем крупным ступеням формирования континентальной коры в зоне перехода от континента к океану (рис. 33 на вкладке).

Первая из них представлена мезозойскими структурами Яно-Кольмской области. Вторая, Тайгоносско-Западно-Корякская, объединяет поздне-мезозойские складчатые структуры северного побережья Охотского моря и полуостровов Кони, Пьягина и Тайгоноса, а также Северо-Западной Камчатки и Западной Корякии. На тектонической схеме коллектива геологов Северо-Восточного геологического управления (Аникеев и др., 1970) этой

системе соответствуют Тауйско-Тайгоноская и Пенжинско-Анадырская складчатые зоны позднемеловой Охотской складчатой области; на схеме М.С. Маркова и др. (1967) ей отвечает северо-восточный фланг Сихотэ-Алиньской-Западно-Корякской системы области меловой складчатости; что же касается ее тектонического содержания, то эта система ближе всего отвечает выделенной Л.А. Снятковым и Б.А. Снятковым (1958) Охотской эвгеосинклинальной зоне мезозоид. Третья из выделенных систем объединяет мезо-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья. На схеме Н.П. Аникеева и др. (1970) этой системе отвечает Корякская зона Охотской складчатой области.

Яно-Кольмская система обрамляет с востока Сибирскую платформу. Эта система сформировалась на гранитно-метаморфическом фундаменте до-рифейского возраста (Пушаровский, 1960; Тильман, 1967, 1971; Тильман и др., 1969; Мерзляков, 1974; и др.), определившем сложный мозаично-линейный рисунок ее структурного плана. В целом для нее характерно присутствие выступающих на поверхность или относительно неглубоко погруженных блоков фундамента и облекающих их складчатых миогеосинклинальных комплексов рифея-поздней юры, в пределах которых кристаллический фундамент глубоко погружен и, вероятно, значительно переработан.

Согласно существующим в настоящее время представлениям (Тильман, 1967, 1971; Мерзляков, 1971; Мальков, 1971; Мерзляков и др., 1974) в развитии системы намечаются три стадии. Первая из них характеризуется общим погружением системы и накоплением фашиально выдержанных карбонатных и карбонатно-терригенных комплексов рифея, среднего палеозоя, вторая - усилением дифференциальных движений в фундаменте и появлением на фоне этих движений терригенных и вулканогенно-терригенных формаций верхоянского комплекса, особенности размещения которых внутри последнего позволяют ряду исследователей предполагать, что формирование этого комплекса происходило в условиях рифтогенеза (Тильман и др., 1975). Эта стадия завершилась в конце поздней юры - начале раннего мела складчатостью и внедрением синорогенных высокоглиноземистых двуслюдяных и биотитовых гранитов кольмского комплекса. Заключительная стадия характеризуется появлением во внешних частях системы и, в частности, вдоль границ ее с Тайгоносско-Западно-Корякской системой, наложенных впадин и прогибов Охотско-Чукотского пояса, выполненных вулканогенно-молассовыми комплексами и ассоциирующимися с ними гранитоидами позднеюрско-раннемелового и ранне-позднемелового возраста. В отличие от укоренившихся представлений об этих образованиях как о структурах особой категории (Белый, Тильман, 1966; Аникеев, Титов, 1966; и др.) или орогенных структурах яно-кольмских мезозоид (Сперанская, 1964; и др.) их следует связывать, на наш взгляд, с заключительными стадиями развития позднемезозойской Тайгоносско-Западно-Корякской системы и рассматривать в качестве сложного латерального ряда структур орогенного класса, возникшего в результате миграции орогенных структур и магматических формаций из Тайгоносско-Западно-Корякской геосинклинали на яно-кольмские мезозоиды. Аналогичная точка зрения на природу Охотско-Чукотского пояса высказана в работе Н.Б. Заборовской (1974). В последнее время В.К. Политовым в диссертационной работе по Северному Приохотью сделан интересный вывод о том, что природа этих структур сложнее и представляет собой результат встречной миграции фронтов магматизма кольмского и охотского типов.

Таким образом, Яно-Кольмская система может рассматриваться главным образом как область распространения континентальной коры дорифейского возраста, последние преобразования которой выразились, по-видимому, лишь в "приращении" коры вследствие миогеосинклинальных процессов и проявлений корового палингенного магматизма, а также под влиянием геосинклинальных процессов в окружающих ее эвгеосинклиналях.

Тайгоносско-Западно-Корякская система обрамляет Яно-Кольмскую с юга и юго-востока. В западной части рассматриваемой территории границей между ними служит Челомджа-Ямская зона разломов, а на востоке разломы Верхнепылгинской зоны смятия, продолжением которой далее на северо-восток, вероятно, служит зона Анадырского разлома.

Тайгоносско-Западно-Корякская система сформировалась на гетерогенном фундаменте, включающем породы двух резко различных генетических типов. Первый из них обнажается в Тайгоносском блоке и представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и основными гранулитами архея, перекрытыми с резким угловым несогласием относительно маломощными и в различной степени метаморфизованными карбонатно-терригенными и кремнисто-терригенными толщами рифея (Липатов, 1958; Жуланова, 1974). Фундамент второго типа выступает на поверхность в Ганычаланском блоке и представлен в нижней части разреза ультрабазитами и меланократовыми габбро (100–200 м), в средней – гнейсовидными габброидами и габбро-амфиболитами (1000 м), в верхах – габбро-диабазитами (500–700 м). Возраст меланократового фундамента докембрийско-раннепалеозойский, определяющийся залеганием его под основными лавами и фаунистически охарактеризованными терригенными породами ордовика – нижнего силура и присутствием в последних многочисленной гальки габброидов (Пономарева, Добрецов, 1966; Заборовская, Некрасов, 1974).

Где проходила граница между кристаллическими комплексами архея и меланократовыми породами докембрия-раннего палеозоя, точно установить трудно. Ступенчатое погружение архейского кристаллического комплекса под геосинклинальные толщи палеозоя и мезозоя на севере п-ова Тайгонос сопровождается ступенчатым возрастанием абсолютной величины положительных аномалий силы тяжести. Это свидетельствует о подъеме в этом направлении глубинных границ раздела в коре, т.е. об уменьшении мощности ее в целом и кристаллического дорифейского фундамента в частности. При этом наиболее значительная по амплитуде ступень приходится на юго-восточную часть побережья п-ова Тайгонос, где по надвику на поверхность выходят лишь породы меланократового комплекса. Все это говорит о том, что породы архейского комплекса на этом интервале полностью выклиниваются.

Геосинклинальные и сменяющие их вверх по разрезу орогенные отложения Тайгоносско-Западно-Корякской системы включают породы от ордовика до позднего мела. Эти отложения в целом подразделяются на четыре крупных комплекса, каждый из которых отвечает определенному этапу тектонического развития системы и резко отличается по своему формационному составу, внутреннему строению и характеру фациальной зональности.

Первый из них объединяет вулканогенные и терригенно-карбонатные формации нижнего и среднего палеозоя. В юго-восточной части системы непосредственно выше пород меланократового фундамента в разрезе этого комплекса залегают массивные базальты и шаровые лавы спилитов и вариалитов ордовика, содержащие в низах редкие маломощные прослой пелагических известняков, тонкополосчатых кремнистых пород и граувакк, а в верхах – пачки рифогенных известняков. Мощность толщи 1000 м. Выше по разрезу эта толща сменяется монотонными преимущественно тонкими терригенными и подчиненными им карбонатными рифогенными породами нижнего силура – девона.

На северо-западном крыле Таловско-Майнского поднятия эти образования согласно наследуют разрез вулканогенных пород ордовика, в осевой же части этого поднятия они ложатся непосредственно на дислоцированные в систему пологих тектонических пластин габброиды, метабазаальты, кварцито-сланцы, кристаллические известняки и разнообразные сланцы глаукофан-зеленосланцевой фаши метаморфизма (Пономарева, Добрецов, 1966). Это говорит о том, что в осевой части этой структуры к концу ордовика

породы меланократового фундамента и перекрывающие его вулканогенные и карбонатно-кремнистые отложения были дислоцированы и метаморфизованы в условиях глаукофан-зеленослацевой фации метаморфизма. Разрез нижне-среднепалеозойского комплекса заканчивается фациально изменчивой толщей нижнего карбона. В южной части полуострова Тайгонос этот комплекс представлен мощной толщей морских тонкообломочных пород кремнисто-терригенного и карбонатно-терригенного состава (2000 м). Юго-восточнее, в пределах Таловско-Майнской зоны, в составе его появляются наземные вулканы среднего и кислого состава, а выше по разрезу (в верхнем виде — на море) континентальная угленосная моласса.

В северо-западной части системы ниже-среднепалеозойскому комплексу, вероятно, соответствуют породы верхнепылгинской толщи, представленные, по данным И.Л. Жулановой (1974), в низах глубоко метаморфизованными кварцевыми кератофирами, туфами, подчиненными им спилцитами, а в верхах — терригенными породами.

Таким образом, нижний и средний палеозой Тайгоносско-Западно-Корякской системы характеризуется в целом направленным рядом формаций. Нижнюю часть его составляют вулканы ордовика, представленные в юго-восточной части системы лавами основного состава, а на северо-западе, в области распространения пород кристаллического комплекса кварцевыми кератофирами и их туфами. Эта часть ниже-среднепалеозойского разреза отвечает собственно океанической стадии развития эвгеосинклинальных систем (Пейве и др., 1971, 1972). Среднюю часть разреза составляют тонкие терригенные и подчиненные им рифогенные породы нижнего силура — девона, указывающие на завершение океанической стадии и начало переходной. Заканчивается этот ряд формаций фациально изменчивой толщей нижнего карбона, внутри которой в пределах Таловско-Майнской зоны отмечаются наземные вулканы и континентальная угленосная моласса, свидетельствующие о появлении в пределах ее узкого поднятия (дуги), отделившего Тайгоносско-Западно-Корякскую систему от океана.

Второй комплекс объединяет группу геосинклинальных формаций верхнего палеозоя — юры, до нижней части волжского яруса включительно. Основное место среди них занимают андезитовая и парагенетически связанные с ней вулканогенно-осадочная и вулканомиктовая терригенные формации, в распределении которых намечаются четыре вытянутые согласно с общим простиранием системы зоны.

Тауйско-Северо-Тайгоноская зона характеризуется наиболее полным разрезом и развитием терригенной и подчиненных ей вулканогенно-осадочной и вулканогенной формаций, образующих сложную построенный циклический ряд формаций (11000 — 12000 м). Первый цикл объединяет породы верхнепермского возраста, второй — триаса и нижней юры, третий — средней юры и низов верхней юры и четвертый — второй половины верхней юры. Циклы начинаются глинисто-сланцевой формацией, содержащей в основании базальные конгломераты и прослои вулканомиктовых песчаников и гравелистов, реже среднеобломочные туфов, пирокластический материал в которых представлен преимущественно вулканогенными породами андезитового и андезито-базальтового состава. Среднюю часть циклов занимают вулканомиктовая песчанниковая и замещающая ее по латерали грубообломочная вулканогенно-обломочная формации. Для этих формаций в свою очередь характерны элементы циклического и ритмического строения. Заканчиваются циклы вулканогенной формацией андезито-базальтового состава. По закономерному расположению членов этот направленный ряд может рассматриваться как своеобразный регрессивный ряд формаций, заканчивающийся вулканидами.

Кони-Южно-Тайгоноская зона отличается от более северной преимущественным распространением вулканогенных отложений, сокращенным по мощности разрезом (3500–4000 м) и выпадением из него верхнего палеозоя и частично нижнего мезозоя. Основное место здесь принадлежит андезито-

вой формации, которая в краевых частях зоны замещается вулканогенно-осадочной. Характерной особенностью последней является парагенез морских зеленокаменно измененных туфов андезито-базальтового состава, вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев, образующих различные по мощности пачки ритмичного строения.

Пенжинская зона характеризуется развитием граувакковой песчано-глинисто-сланцевой (флишоидной) формации верхнего палеозоя – карнигского яруса верхнего триаса, сопоставимой по мощности (3500–3800 м) с одно-возрастными отложениями Тауйско-Северо-Тайгоносской зоны, но отличается наличием внутри нее перерыва, приходящегося на нижний триас. Выше располагается вулканогенно-осадочная формация норья – рета – средней юры (2500 м).

В Таловско – Майнской зоне первая из этих формаций выклинивается, а вторая значительно сокращается в мощности и становится более пестрой по составу обломочного материала.

Этот этап развития характеризуется, таким образом, дальнейшим расчленением тектонического рельефа и появлением в осевой части системы внутреннего Кони-Южно-Тайгоносского поднятия, которое, начиная с позднего триаса (возможно, уже и с позднего палеозоя), представляло собой зону островного вулканизма андезитового состава, определявшего осадконакопление и характер пирокластического и обломочного материала в сопряженных с ним Тауйско-Северо-Тайгоносском и Пенжинском прогибах. Первый из них отличался более интенсивным прогибанием и циклическим характером развития. Второй характеризовался меньшими темпами прогибания, отсутствием периодичности в повторении различных типов отложений и меньшей ролью вулканогенных отложений, столь характерных для Тауйско-Северо-Тайгоносского прогиба. Кроме того, в разрезах прогиба, примыкающих к Таловско-Майнскому поднятию, устанавливается ряд стратиграфических перерывов, падающих, в частности, на нижний триас и верхнюю юру, и, возможно, структурные несогласия.

Третий комплекс объединяет отложения позднеюрско-мелового возраста. Этот комплекс характеризуется исключительно сложным строением и состоит из двух резко различных рядов формаций.

Первый ряд представлен морскими геосинклинальными формациями Пенжинского прогиба. В распределении их внутри прогиба выделяется три зоны. Первая протягивается вдоль северо-западного борта прогиба (юго-восточная часть п-ова Тайгонос) и характеризуется мелководным карбонатно-кремнисто-терригенным типом разреза. Нижнюю часть составляет туфогенно-кремнистая формация поздней юры – берриаса, содержащая в основании в различной степени метаморфизованные комплексы среднего палеозоя и нижнего мезозоя; верхнюю часть образует согласно сменяющая ее глинисто-сланцевая формация берриаса – валанжина.

Вторая зона занимает осевую часть Пенжинского прогиба и отличается глубоководным вулканогенно-кремнисто-терригенным типом разреза. Нижнюю часть его слагают спилито-диабазовая и кремнисто-сланцевая формации поздней юры – берриаса, содержащие в основании тектонически разлитые ультрабазиты, эклогиты и метаморфические породы амфиболитовой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма. Выше располагается терригенная флишоидная формация берриаса-низов баррема, содержащая в полосе, примыкающей к зоне мелководного осадконакопления, пачки олистостром, возраст которых с северо-запада на юго-восток омолаживается с берриас-валанжинского до готерив-барремского. Еще далее на юго-восток олистостромовые пачки из разреза терригенной толщи выклиниваются. Завершается разрез вулканогенно-осадочной формацией баррема – апта и морской молассой апта – альба.

Третья зона протягивается по юго-восточному краю Пенжинского прогиба вдоль границы его с Таловско-Майнским поднятием. Эта зона, так

же как и первая, представляет собой область мелководного осадконакопления и характеризуется сходным с ней разрезом.

Характер сочленения областей мелководного и глубоководного осадконакопления для разных частей Пенжинского прогиба разный. В северо-западной части прогиба граница между ними резкая. В современной структуре эта граница представляет собой надвиг, по которому осадки мелководного типа надвинуты на глубоководные. Присутствие во фронтальной части надвига олистостром, обломочный материал в которых представлен преимущественно породами офиолитового ряда, а также резкое увеличение мощности отложений в области глубоководных фаций позволяют предполагать, что этот надвиг имел конседиментационный характер и, вероятно, выражался в рельефе морского дна подводным уступом, сходным по морфологии и характеру вскрывающихся в нем пород с подводными уступами, наблюдающимися в настоящее время вдоль границ островных дуг и впадин внутренних морей в юго-западной части Тихого океана. Присутствие среди пород, выжатых по надвигу, исключительно лишь пород меланократового комплекса, а также наблюдаемое при этом резкое ступенчатое увеличение силы тяжести в гравитационном поле, свидетельствуют о том, что древние палеозойские и мезозойские комплексы, составляющие основание зон мелководного осадконакопления в Южно-Тайгоносском и Таловско-Майнском поднятиях, в осевой части Пенжинского прогиба выклиниваются. Основание же глубоководной кремнисто-вулканогенной толщи здесь составляют вскрывающиеся в нижних частях ее разреза ультрабазиты, эфлогиты и, возможно, метабазалты. Все вышесказанное позволяет считать, что образование позднеюрско-берриасовой кремнисто-вулканогенной толщи Пенжинского прогиба связано с зоной глубокого (вплоть до мантии) растяжения земной коры. Растяжение земной коры было сравнительно кратковременным и сменилось уже в берриасе сжатием и появлением перед фронтом внутренней Кони-Южно-Тайгоносской дуги тектонических покровов, в результате чего глубоководные комплексы в значительной части оказались тектонически перекрыты мелководными.

Верхнюю часть формационного ряда Пенжинского прогиба составляет морская моласса позднего мела, которая вверх по разрезу и по латерали замещается параллельной угленосной формацией (Мигович, Похиалайнен, 1971). Эти формации слагают ряд наложенных и унаследованных синклинальных структур в осевой части Пенжинского прогиба.

Второй ряд формаций позднеюрско-мелового возраста представлен комплексом орогенных вулканогенно-молассовых образований, получивших широкое распространение как в Тайгоносско-Западно-Корякской системе, так и за ее пределами в смежных с ней зонах мезозойд Яно-Кольмской складчатой области. Непосредственно в рассматриваемом регионе эти вулканогенно-молассовые образования широкой полосой субширотного простирания протягиваются вдоль побережья Охотского моря от Охотского массива на западе до Омолонского и Тайгоносского массивов на востоке. В направлении с юга на север внутри полосы их распространения выделяются две зоны. Зоны занимают однотипное положение по отношению к ограничивающим их с юга дуговым региональным разломам субширотного простирания, сходным в целом по направленности в развитии магматизма, но в то же время заметно различаются по типу фундамента, морфологии структур и петрохимическим особенностям вулканогенных и гранитоидных формаций.

Внутренняя зона располагается в тыловой части регионального Южно-Тайгоносского надвига и охватывает все северные части полуостровов Тайгоноса, Кони и Пьягина и прослеживается, вероятно, далее в бассейн р. Тауй. Зона характеризуется развитием линейных орогенных структур унаследованного типа. Это узкие приразломные синклинали и грабен-синклинали, составляющие осевую часть Тауйско-Северо-Тайгоносского прогиба и повторяющие своими очертаниями конфигурацию вмещающих их синклинальных

структур геосинклинального комплекса. В строении их участвуют вулканогенно-молассовые отложения поздней юры – раннего мела, характеризующиеся огромной мощностью и лишенные внутри себя каких-либо существенных перерывов.

Типичной по своей морфологии и формационному выполнению является Теланская грабен-синклиналь на п-ове Тайгонос. Это узкая асимметричная приразломная отрицательная структура, составляющая ядро Северо-Тайгоносского синклинория и выполненная мощным комплексом вулканогенных и молассовых отложений позднеюрского – раннемелового возраста. Основание их разреза составляют наземные вулканогенные формации липарит-андезитового (вавачунская свита) и андезит-базальтового (теланская свита) состава. Эти вулканогенные образования согласно залегают на отложениях геосинклинального комплекса и характеризуются огромной мощностью (около 5000 м) и фациальной выдержанностью. Вулканогенные формации перекрываются морской молассой готерива-низов баррема (вануонская свита), которая вверх по разрезу и частично по латерали сменяется континентальной угленосной молассой апт?-альба (рябинкинская свита). Суммарная мощность молассовых отложений достигает 2500-3000 м. Венчают разрез локально проявленные вулканогенные образования среднего и кислого состава, достигающие максимальной мощности 1500-2000 м.

В целом для всего комплекса характерно ступенчатое погружение слоев к центру структуры и паличие в местах перегибов слоев разломов и сложных линейных складчатых дислокаций.

Сходные по морфологии и формационному выполнению структуры распространены в северных частях полуостровов Кони и Пьягина. Среди вулканогенных образований внутренней зоны основное место принадлежит палеотипным пироксен-роговообманковым андезитам и андезито-базальтам; существенное место в разрезах занимают также оливин-пироксеновые базальты. Кислые породы не имеют широкого распространения и представлены дацитами, плагиолипаритами и игнибритами, образующими в разрезах линзовидные тела мощностью до 200 – 250 м.

В петрохимическом отношении вулканогенные породы внутренней зоны принадлежат к натриевой слабо дифференцированной и богатой известью и железом серии с отчетливо выраженной толеитовой тенденцией в эволюции химического состава (Сперанская, 1964; Белый и др., 1970).

Формирование орогенных структур во внутренней зоне завершилось в конце раннего мела складчатостью и внедрением многочисленных интрузий габбро-гранодиорит-гранитного и граносиенитового состава. Эта интрузивная серия характеризуется большим диапазоном глубин формирования и сложным строением интрузивных тел, закономерно меняющимся в них в зависимости от глубины эрозионного среза. Интрузивные тела образуют несколько субширотно ориентированных поясов, положение которых, так же как и собственно орогенных структур, определяется Южно-Тайгоносским надвигом.

Более южный и наиболее мощный из них, получивший в литературе название Прибрежного (Снятков, Снятков, 1958), связан непосредственно с Южно-Тайгоносским надвигом. Этот пояс состоит из двух сопряженных по нему гранитно-метаморфических поясов. Первый из них расположен во фронтальной части надвига и прослеживается лишь на небольшом интервале вдоль юго-восточного побережья п-ова Тайгонос (Прибрежно-Тайгоносский пояс). Он образован интрузиями габбро-диоритового и диорит-гранодиоритового состава, тесно ассоциирующими с породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма (Гельман, Некрасов, 1968; Гельман, 1973). В северо-восточной наиболее эродированной части пояса, сложенной метаморфическими породами амфиболитовой фации – жедритсывыми, амфибол-биотитовыми, пироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, распространены узкие, согласные с простираемием вмещающих пород тела ам-

фиболовых, биотит-амфиболовых диоритов и габро-диоритов. Значительные вариации их в структуре, текстуре и составе, присутствие среди них расплывчатых пятен и полос с гранобластовой текстурой, а также парагенез амфибола с эпидотом позволяют предполагать, что эти породы возникли на месте за счет амфиболитов и пироксен-амфиболовых сланцев. В менее эродированной части пояса, сложенной метаморфическими породами зеленосланцевой и глаукофан-зеленосланцевой фаций метаморфизма, наблюдаются штоки амфибол-пироксеновых и пироксеновых диоритов. Еще дальше к юго-западу за пределами зоны метаморфизма, в неизмененных вулканогенно-кремнистых и терригенных породах верхней юры-нижнего мела, распространены изометричные в плане штоки пироксеновых и пироксен-амфиболовых диоритов и биотит-амфиболовых тоналитов, имеющих по отношению к вмещающим породам резко секущий характер.

Второй пояс (Кони-Восточно-Тайгоносский) располагается в тыловой части надвига и локализуется в основном в пределах Кони-Южно-Тайгоносского геоантиклинального поднятия. Пояс включает Восточно-Тайгоносский массив и серию крупных интрузивных тел полуостровов Кони и Пьягина. В своей наиболее эродированной части (восточная часть Тайгоносского отрезка пояса) пояс представлен пластовыми телами гнейсовидных гранитоидов, залегающими в плоскости надвига и параллельных ему чешуйчатых структурах, сложенных глубоко метаморфизованными (вплоть до гнейсов) породами среднего палеозоя и нижнего мезозоя. Интервал глубин формирования пластовых тел, вычисленный по глубине эрозионного среза, составляет 8-10 км и соответствует, по А.Баддингтону, нижней части мезозоны. С уменьшением эрозионного среза (западная часть Тайгоносского отрезка пояса) эти тела постепенно приобретают расширяющуюся кверху форму и превращаются в сложный по строению факолитоподобный плутон, приспособленный к линейным складчатым структурам мезозойского геосинклинального комплекса, метаморфизованного в условиях амфибол-роговиковой фации метаморфизма. И наконец, в наименее эродированной части (полуострова Кони и Пьягина) этот пояс состоит, по данным И.М.Сперанской (Белый и др., 1970) и более поздним наблюдениям автора, из серии согласных интрузивных тел, приуроченных к ядрам синклинальных складок, сложенных породами верхнего триаса и юры. Интервал глубин формирования факолитовых тел на п-ове Тайгонос и полуостровах Кони и Пьягина от подошвы до кровли составляет 2-8 км, что отвечает в целом, по А.Баддингтону, условиям эпи-мезозоны.

Интрузивные тела пояса сложены преимущественно амфибол-биотитовыми гранодиоритами и тоналитами. В краевых частях плутонов наряду с ними широко развиты кварцевые диориты, диориты, реже габбро-диориты и габбро, во внутренних частях плутонов отмечаются плагиограниты, граниты, кварцевые монзониты и граносиениты. Распределение интрузивных пород внутри факолитовых тел эпи-мезозоны концентрически-зональное, внутри пластовых тел мезозоны - полосчатое. Эндоконтактовые фации гранитоидов, особенно в мезозоне, характеризуются резко выраженной гнейсовидной структурой и полосчатой текстурой и нередко сопровождаются в экзоконтактовых ореолах пластовых тел мезозоны широкими зонами гранитизированных пород и мигматитов.

Переходы между близкими по основности членами этого ряда изверженных пород большей частью постепенны. Соотношения между крайними членами ряда интрузивные: более основные разности изверженных пород пересекаются кислыми. Изверженные породы пояса принадлежат к бедной щелочами известковистой серии. Особенностью серии является одновременное присутствие в ней пород натриевого и калиевого рядов. Натриевые породы - габбро, диориты, тоналиты, плагиограниты и интрузивные плагиолипариты резко преобладают. По отношению Na к K (в основных породах 9:1, а в средних и более кислых - 5:1) этот ряд пород близок к толеитовым сериям изверженных пород (Куно, 1970). Породы, относительно богатые калием, представлены немногочисленными и относительно

более поздними и кислыми дифференциатами – кварцевыми монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, гранитами и субщелочными гранит–порфирами. В более основных членах ряда дифференциации калиевые и натриевые породы составляют единые тела и связаны между собой постепенными переходами (полосы кварцевых монцонитов в кварцевых диоритах, гранодиоритов в тоналитах, двуслюдяных гранитов в плагиогранитах и т.д.). В конечных и наиболее кислых членах ряда калиевые и натриевые породы проявлены уже в виде самостоятельных тел (дайки плагиолипаритов, кварцевых диорит–порфиров и субщелочных гранит–порфиров, куполовидные интрузии субщелочных гранитов и граносиенитов).

Непосредственная связь гранитоидов с надвигом и сопровождающими его чешуйчатыми структурами и тесная связь гранитоидов с метаморфическими породами позволяют связывать образование гранитоидов и метаморфических пород Прибрежного пояса с тектоническими движениями по Южно–Тайгоносскому надвигу и рассматривать этот процесс как процесс метаморфической и магматической дифференциации вещества в зоне надвига с обособлением в его тыловой части легкого гранитно–метаморфического ядра.

Второй пояс интрузивных пород смещен относительно первого к северу. Этот пояс гораздо менее выражен и проявлен только на п-ове Тайгонос. Он образован цепочками интрузий габбро–гранодиорит–гранитного и граносиенитового состава, размещение которых контролируется зонами складчатых структур синклинория, характеризующимися различной направленностью дислокаций. Размещение габбро–гранодиорит–гранитных интрузий контролируется разломами, зонами флексур и линейных складчатых дислокаций. Интрузивные тела представлены sillами и штоками полосчато–дифференцированных габбро–диоритов и габбро–диабазов (среди них встречаются также биотит–оливиновые габбро и кортландиты) и сравнительно небольшими по размеру массивами гранодиоритов, тоналитов и кварцевых монцонитов. В центральной части их нередко развиты плагиограниты, а в эндоконтакте – диориты и габбро–диориты. Массивы имеют форму штоков и этмолитов, характеризуются резко секущими по отношению к вмещающим породам контактами и окружены узкими ореолами роговиков разных ступеней амфибол–роговиковой фации метаморфизма. Указанные черты позволяют относить их к плутонам эпизоны и рассматривать в качестве посторогенных интрузий, образовавшихся несколько позже гранитно–метаморфических серий Прибрежного пояса.

В петрохимическом отношении породы этой габбро–гранодиорит–гранитной серии отличаются общим увеличением в ее составе щелочей и отсутствием четко выраженных вариационных кривых на диаграммах составов. Соотношение Na и K в них также меняется в широких пределах. Все это в целом говорит о большей пестроты химического состава изверженных пород и возможной их гибридности.

Размещение интрузий граносиенитового и гранитного состава контролируется зонами пологих дислокаций. Они образуют в этих зонах однотипные куполовидные плутоны, приуроченные к ядрам изометричных брахантиклиналей. По общей щелочности и относительной роли калия и натрия в сумме щелочей эти породы не отличаются от кислых членов габбро–гранодиорит–гранитных серий, что позволяет рассматривать их в качестве конечных дифференциатов этой серии, имеющих обособленное тектоническое положение.

Общими особенностями описанного ряда позднемезозойских гранитоидных формаций, таким образом, являются: генетическая связь с длительно развивающимися надвиговыми и чешуйчатыми структурами, что находит свое отражение в асимметричном по отношению к плоскости надвига размещении интрузий разных фаций глубинности и возраста; формирование в большом диапазоне глубин в тесной связи с метаморфизмом; длительность формирования и смещение во времени гранитоидного магматизма с юга на север, низкая общая щелочность и преобладание пород натриевого ряда; увеличение роли калиевых пород и общей щелочности вверх по разрезу и с юга на север.

Внешняя зона орогенных образований позднеюрского – мелового возраста располагается в тыловой части Челомджа–Ямской зоны дуговых глубинных разломов, погружающихся на север под углами от 40 до 70° (Кобылянский, 1974). Зона характеризуется развитием изометричных или слабо вытянутых в широтном и меридиональном направлении орогенных структур наложенного типа. В строении их участвуют вулканогенно–молассовые образования позднеюрско–мелового возраста (Кобылянский, 1974). Эти образования подразделяются на два крупных комплекса, отделенные один от другого перерывом и поверхностью структурного несогласия.

Первый комплекс объединяет вулканогенно–молассовые образования поздней юры–неокома. Они выполняют серию сложных по своей конфигурации наложенных отрицательных структур, непосредственно примыкающих к Челомджа–Ямской зоне разломов. Нижнюю часть комплекса составляют вулканогенные породы – среднего, в меньшей степени основного и умеренно кислого состава. Верхнюю – образует континентальная угленосная моласса. Эти отложения дислоцированы в широкие складки субширотного простирания с наклоном крыльев, не превышающим 30°. Более интенсивные дислокации появляются вблизи разломов и около контактов с гранитоидами.

Так же как и во внутренней зоне, наиболее типичными вулканогенными породами в позднеюрско–раннемеловом комплексе внешней зоны являются пироксен–роговообманковые или роговообманковые андезиты, подчиненные им липариты и игнимбриты образуют быстро выклинивающиеся тела мощностью до 200–300 м (Сперанская, 1964; Белый и др., 1970) и существенной роли в разрезе не играют. В петрохимическом отношении они относятся к умеренно дифференцированной серии с отчетливо натриевой тенденцией и относительно высоким содержанием извести и соответственно низким содержанием щелочей во всех членах серии. В целом для этой серии характерны два ряда дифференциации: нормальный ряд, конечные члены которого характеризуются повышенным содержанием щелочей и резко выраженной пересыщенностью глиноземом, и монотонный – с высоким содержанием щелочей и извести.

С вулканогенно–молассовыми образованиями позднеюрско–раннемелового возраста пространственно и отчасти во времени связаны наиболее крупные из распространенных в этой зоне габбро–гранодиорит–гранитных интрузий Охотского комплекса. Сразу же следует отметить, что образование интрузий этого состава на этом не закончилось и продолжалось, хотя и в меньших масштабах, вплоть до начала позднего мела (Сперанская, 1964; Кобылянский, 1974).

Размещение интрузий Охотского комплекса в орогенных структурах внешней зоны, так же как и во внутренней, характеризуется отчетливой асимметрией по отношению к Челомджа–Ямской системе дуговых региональных разломов. Наиболее крупные полигенные плутоны локализованы непосредственно в пределах этой зоны (челомджинский ряд интрузий, по Л.А. и Б.А. Снятковым). Более мелкие и относительно молодые интрузии располагаются севернее, внутри или по периферии орогенных впадин и контролируются сопряженными с Челомджа–Ямской зоной разломов разрывными нарушениями диагонального, субширотного и меридионального простирания. По имеющимся геологическим и геофизическим данным (Сперанская, 1964; Белый и др., 1970), это межформационные лакколиты, форма которых не зависит от структуры вмещающих их вулканогенно–молассовых образований позднеюрско–раннемелового возраста. По подсчетам И.М. Сперанской, глубина формирования их кровли колеблется от первых сотен метров до 1–2 км. Так же как и в интрузиях внутренней зоны, в строении массивов главная роль принадлежит амфибол–биотитовым гранодиоритам и тоналитам; в периферических частях интрузий распространены кварцевые диориты, диориты и габбро–диориты; в центральных – граниты и плагиограниты. Гранитоиды, так же как и вмещающие их вулканогенные образования, относятся И.М. Сперанской к умеренно дифференцированной существенно натриевой серии и характеризуются двумя типами рядов дифференциации: нормальным, отличительной особенностью

которого является очень высокая степень известковистости пород в основных членах серии, и монционитовым.

Второй комплекс объединяет орогенные образования раннего – позднего мела. Эти отложения выполняют изометричные или слабо вытянутые отрицательные вулканотектонические впадины, конфигурация и внутреннее строение которых определяются движениями по дуговым и линейным разломам субширотного и меридионального направлений. Впадины наложены на геосинклинальные складчатые структуры мезозойско-Яно-Колымской складчатой области и частично на орогенные структуры позднеюрско-раннемелового возраста. Относительно последних структуры ранне-позднемелового возраста смещены к северу.

Возраст вулканогенных и молассовых образований в разных впадинах меняется в широких пределах (Кобылянский, 1974). Состав же и последовательность в наложении вулканогенных толщ в целом для всех впадин остаются постоянными. Разрезы орогенного комплекса во впадинах начинаются андезитовой либо базальтовой и андезитово-базальтовой формациями и заканчиваются толщами дацитов, липаритов и липаритовых платонгнимбриков. Вулканогенные серии по простиранию замещаются молассами, содержащими в обломочном материале гальку охотских гранитоидов. В отдельных крупных впадинах, таких, как Арманская, эта последовательность в наложении вулканогенных пород с перерывом повторяется дважды (Кобылянский, 1974). При этом более молодой сеноманский комплекс смещен относительно первого позднеальбского на север.

Внутреннее строение впадин концентрически зональное. Оно определяется либо простыми ступенчатым погружением подошвы вулканогенно-молассовых комплексов к центру структуры, либо сложным сочетанием внешних и внутренних кольцевых желобообразных прогибов, разделяющих их гребневидных выступов и центральных куполов (Сперанская, 1964; Кобылянский, 1974). Выполняющие впадины вулканогенные и молассовые образования деформированы в широкие брахиформные складки с наклоном пластов и потоков в этих структурах, не превышающем  $10-20^{\circ}$ .

С вулканогенно-молассовыми образованиями ранне-позднемелового возраста как в пространстве, так и во времени тесно связаны многочисленные интрузии позднемеловых гранитоидов. Это крупные, сформировавшиеся в близповерхностных условиях трещинные или межформационные тела неправильной, изометричной или вытянутой формы и сложной, нередко куполовидной поверхностью кровли (Туманский, Таватумский, Омсукчанский, Верхне-Ямский и другие массивы). Гранитоиды локализованы в центральных куполовидных выступах или по периферии вулканотектонических структур. Размещение их контролируется зонами разломов субмеридионального простирания. Широко развиты также более мелкие межформационные интрузии и лакколиты, связанные с концентрически зонально или радиально расположенными дайками и пластовыми телами порфиоровой формации, залегающими непосредственно внутри вулканогенно-молассовых комплексов, подчеркивая концентрически зональное строение впадин (Сперанская, 1964; Геология СССР, 1970).

Подавляющая часть интрузий сложена лейкократовыми биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми гранитами, сменяющимися в краевых частях плутонов гранодиоритами, кварцевыми монционитами, диоритами и габбро-диоритами, слагающими также часто самостоятельные интрузии небольшого размера. Поздние внедрения интрузивных масс в плутонах представлены граносиенитами, субщелочными и щелочными гранитами.

Так же как и вмещающие их вулканогенные образования, они составляют дифференцированную щелочноземельную серию с конечными ультракислыми и богатыми калием членами.

Таким образом, характерными особенностями орогенных формаций внешней зоны являются: 1) смена во времени изверженных пород основного и среднего состава, относящихся к слабо дифференцированной известковистой и существенно натровой серии, более поздними кислыми сериями, представляющими собой продукт дифференцированных и богатых щелочами и калием магм; 2) тесная

связь с глубинными разломами Челомджа–Ямской зоны, что подтверждается закономерным асимметричным расположением формаций разного возраста и состава по отношению к этому разлому – наиболее ранних основных натровых серий вблизи разлома, а более поздних кислых и щелочных к северу от него. Вышеизложенное подтверждает, что этот ряд как по направленности развития, так и по структурной приуроченности к системам глубинных разломов как бы повторяет ранее описанный ряд структур и магматических формаций внутренней зоны, но отличается от последнего длительностью становления, законченностью развития и как результат этого – более кислым и щелочным составом конечных членов ряда и, вероятно, большим диапазоном глубин формирования. Последнее выражается в большей растянутости его по латерали и по преобладанию в интрузивных фациях этого ряда изверженных пород близповерхностных и умеренных глубин формирования, т.е. формационный ряд внешней зоны как бы надстраивает собой ряд внутренней зоны.

Подобная повторяемость в развитии формационных рядов изверженных пород в орогенных структурах каждой зоны позволяет рассматривать эти структуры в качестве единого латерального ряда орогенных структур и магматических формаций, возникшего в результате миграции орогенного вулканизма и гранитоидного магматизма из Тайгоносско–Западно–Коряжской системы в сторону консолидированной области. В петрогенетическом отношении этот латеральный ряд является производным основных подкоровых магм и представляет собой конечный результат сложной эволюции этих магм в верхних горизонтах земной коры и связанных с этим процессов гибридизма и палингенеза. Этот ряд образовался в течение поздней юры–мела, в заключительную орогенную стадию развития позднемезозойской Тайгоносско–Западно–Коряжской системы и пространственно и генетически связан с развитием этой системы. Формирование его было обусловлено двумя взаимосвязанными и сопряженными во времени тектоническими процессами – растяжением и деструкцией земной коры во внешней части системы и сжатием и скучиванием земной коры в ее внутренней части и в яно–колымских мезозоидах. Сочетание этих процессов привело к срывам земной коры и образованию перед фронтом сжатия двух крупных надвигов – Южно–Тайгоносского и Челомджа–Ямского, тыловые части которых стали местом локализации сложно построенного латерального ряда орогенных структур и гранитоидных формаций позднеюрского–мелового возраста. Именно этот латеральный ряд орогенных структур и гранитоидных формаций, а не отдельные его зоны или возрастные комплексы следует, на наш взгляд, рассматривать в качестве Охотско–Чукотского вулканогенного пояса.

В генетическом смысле этот ряд отражает собой заключительные стадии становления внутри позднемезозойской системы молодого мезозойского "гранитного" ядра и его последующего разрастания в сторону уже консолидированной геосинклинальной области. При этом позднеюрско–раннемеловой комплекс соответствует концу переходной стадии развития поздних мезозойских, а позднеальско–поздемеловой – началу континентальной стадии их развития во внутренней приконтинентальной части системы. Постепенность увеличения калия в магматических формациях при переходе от внутренней зоны пояса к внешней свидетельствует об отсутствии резкой границы между переходной и континентальной стадиями развития поздних мезозойских. Эти особенности формирования континентальной коры в позднемезозойской геосинклинальной системе, а также появление новообразованной континентальной коры не на всей площади системы, а лишь в ее внутренней приконтинентальной части, по-видимому, являются спецификой геосинклинальных систем зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану и объясняются постоянным присутствием к востоку от них структур океана. В теоретических работах по тектонике (Штрейс, 1968; Моссаковский, 1973) заключительные стадии этого процесса получили название тектонического стягивания новообразованного "гранитного" слоя вокруг древних ядер континентальной коры. Изложенный выше материал показывает, что в зоне перехода от континента к океану процесс тектонического стягивания но-

вообразованного "гранитного" слоя во внутренних приконтинентальных частях геосинклинальных систем во внешних приокеанических частях этих же систем сопряжен с растяжением.

Все вышезложенное позволяет рассматривать Тайгоносско-Западно-Корякскую систему как область формирования мезозойской континентальной коры в условиях древней переходной зоны, сходной по особенностям развития конседиментационных структур с системой эпиконтинентальных морей, островных дуг и желобов современной зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (древняя периконтинентальная зона, по Ю.М. Пушаровскому, 1971). Процесс формирования континентальной коры внутри переходной зоны был длительным и сложным. Он начался в раннем палеозое и завершился в поздней юре-мелу стягиванием новообразованного "гранитного" слоя и формированием континентальной коры во внутренней приконтинентальной зоне и растяжением и деструкцией земной коры в ее внешней приокеанической зоне. Стягивание и скупивание вновь образованного "гранитного" слоя сопровождалось при этом срывами коры по системе погружающихся под континент надвиговых (или поддвиговых) зон, в тыловой части которых локализовались орогенные структуры и магматические формации Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Расположенные к востоку структуры центральной и восточной частей Корякского нагорья формировались на меланократовом основании (Александров и др., 1975). Для этой системы характерно неоднократное повторение в разрезах вулканогенно-кремнистых пород, свойственных начальным стадиям развития эвгеосинклинальных систем, интенсивное проявление горизонтальных движений, максимум которых приходится на конец поздней юры - начало раннего мела, т.е. на время растяжения земной коры во внешней части Тайгоносско-Западно-Корякской системы и сжатия и скупивания ее во внутренней части этой системы и в яно-колымских мезозоидах. Все это, а также почти полное отсутствие гранитоидного магматизма позволяет говорить о том, что структуры данной системы наиболее длительное время, по крайней мере на протяжении всего среднего и почти всего позднего палеозоя, оставались структурами океана и что процессы формирования континентальной коры в этой области не закончены.

\* \* \*

Описанный латеральный ряд геосинклинальных систем в целом подтверждает сделанные ранее исследователями выводы о направленности в развитии земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану в фанерозое (Васильковский, 1960; Пушаровский, 1965, 1971; Богданов, 1966; Марков и др., 1967; Гнибиденко, 1969). В то же время целый ряд особенностей его свидетельствует о том, что процесс формирования континентальной коры в переходной зоне является сложным и не просто поступательным. Скупивание и стягивание вновь образованных ядер "гранитного" слоя во внутренних приконтинентальных частях геосинклинальных систем в заключительную орогенную стадию их развития во внешних приокеанических частях этих систем и примыкающих к ним зонах океана сопровождается растяжением.

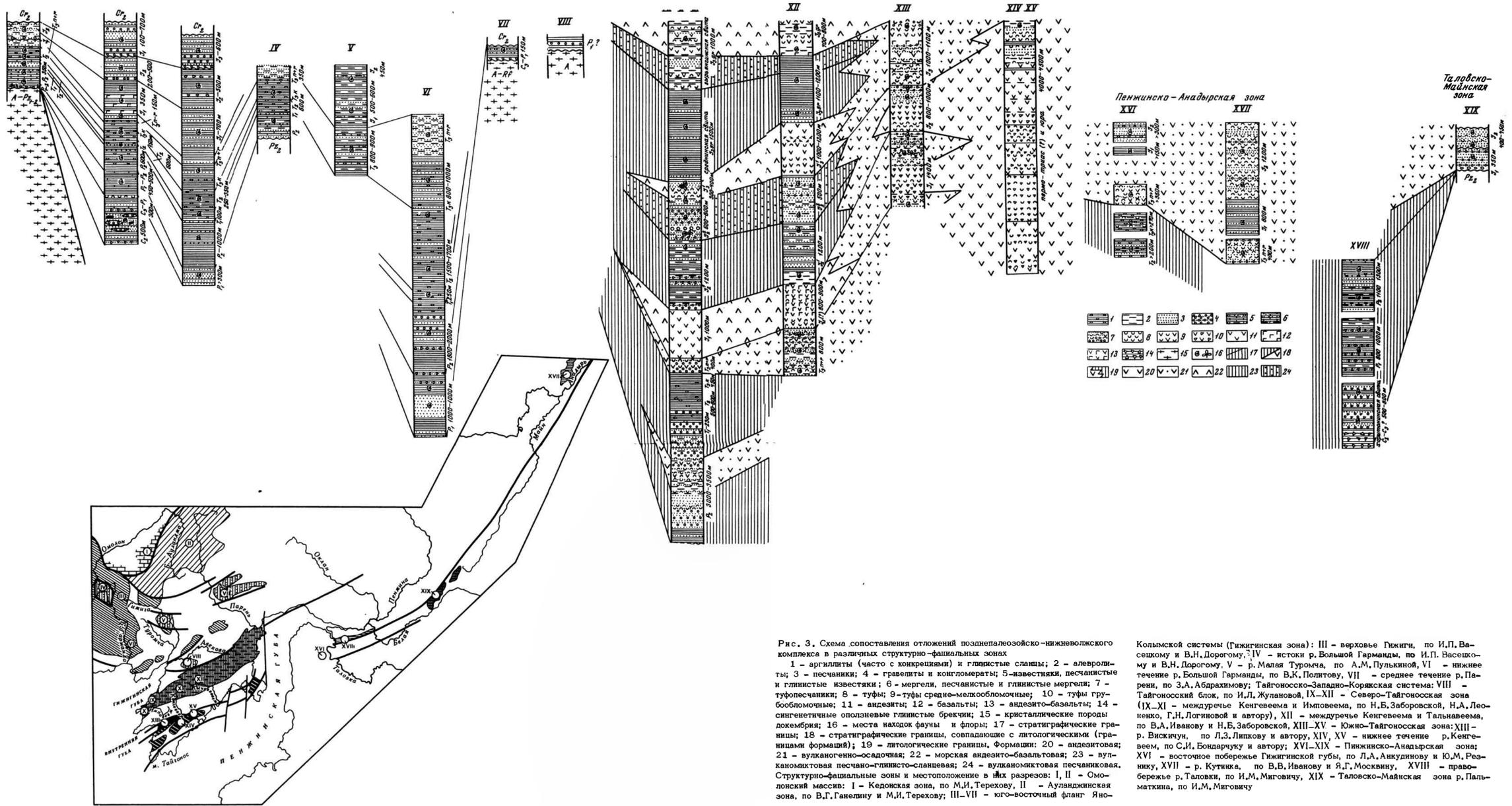


Рис. 3. Схема сопоставления отложений позднепалеозойско-нижнеюрского комплекса в различных структурно-фациальных зонах

1 - аргиллиты (часто с конкрециями) и глинистые сланцы; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гравелиты и конгломераты; 5 - известняки, песчанисты и глинистые известняки; 6 - мергели, песчанистые и глинистые мергели; 7 - туфопесчаники; 8 - туфы; 9 - туфы средне-мелкообломочные; 10 - туфы грубообломочные; 11 - андезиты; 12 - базальты; 13 - андезит-базальты; 14 - сингенетичные оползневые глинистые брекчи; 15 - кристаллические породы докембрия; 16 - места находок фауны и флоры; 17 - стратиграфические границы; 18 - стратиграфические границы, совпадающие с литологическими (границы формаций); 19 - литологические границы, формации; 20 - андезитовая; 21 - вулканогенно-осадочная; 22 - морская андезит-базальтовая; 23 - вулканомиктовая песчано-глинисто-сланцевая; 24 - вулканомиктовая песчаниковая.

Кольской системы (Гижигинская зона): III - верховье Гижиги, по И.П. Васецкому и В.Н. Дорогому; IV - истоки р. Большой Гарманды, по И.П. Васецкому и В.Н. Дорогому; V - р. Малая Турочка, по А.М. Пулькиной; VI - нижнее течение р. Большой Гарманды, по В.К. Политову; VII - среднее течение р. Парени, по З.А. Абрахиму; Тайгонско-Западно-Корякская система: VIII - Тайгонский блок, по И.Л. Жулановой; IX-XII - Северо-Тайгонская зона (IX-XI - междуручье Кенгевея и Имповея, по Н.Б. Заборовской, Н.А. Леоненко, Г.Н. Логиновой и автору); XII - междуручье Кенгевея и Тальнавема, по В.А. Иванову и Н.Б. Заборовской; XIII-XV - Южно-Тайгонская зона: XIII - р. Вискичуна, по Л.З. Липкову и автору; XIV, XV - нижнее течение р. Кенгевея, по С.И. Бондарчуку и автору; XVI-XIX - Пенжинско-Анадырская зона; XVI - восточное побережье Гижигинской губы, по Л.А. Анкудинову и Ю.М. Резнику; XVII - р. Кутинка, по В.В. Иванову и Я.Г. Москвину; XVIII - правобережье р. Таловки, по И.М. Миговичу; XIX - Таловско-Майнская зона р. Пальматкина, по И.М. Миговичу

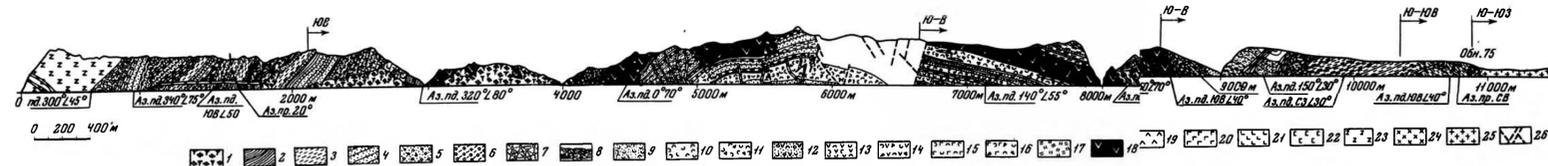


Рис. 4. Выходы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород пермо-триаса (?) и юры на м. Зубчатом

1 - осыпи; 2 - глинистые и углисто-глинистые сланцы; 3 - алевролиты; 4 - песчаники; 5 - гравелиты; 6 - расщеливаемые и метаморфизованные песчаники и гравелиты; 7 - роговики; 8 - зоны окварцевания и сульфидной минерализации; 9 - туфопесчаники; 10 - пепловые туфы; 11 - агломератовые туфы андезитового состава; 12 - туфогравелиты; 13 - средние и мелкообломочные туфы андезитов; 14 - туфоблоковые туфы андезитов; 15 - туфы базальтов; 16 - грубообломочные туфы базальтов; 17 - крошечные-глинистые породы; 18 - андезиты; 19 - интрузивные андезиты; 20 - базальты; 21 - дайки габбро-диабазов; 22 - дайки габбро; 23 - аюриты; 24 - гранодиориты; 25 - плаггиограниты; 26 - разломы

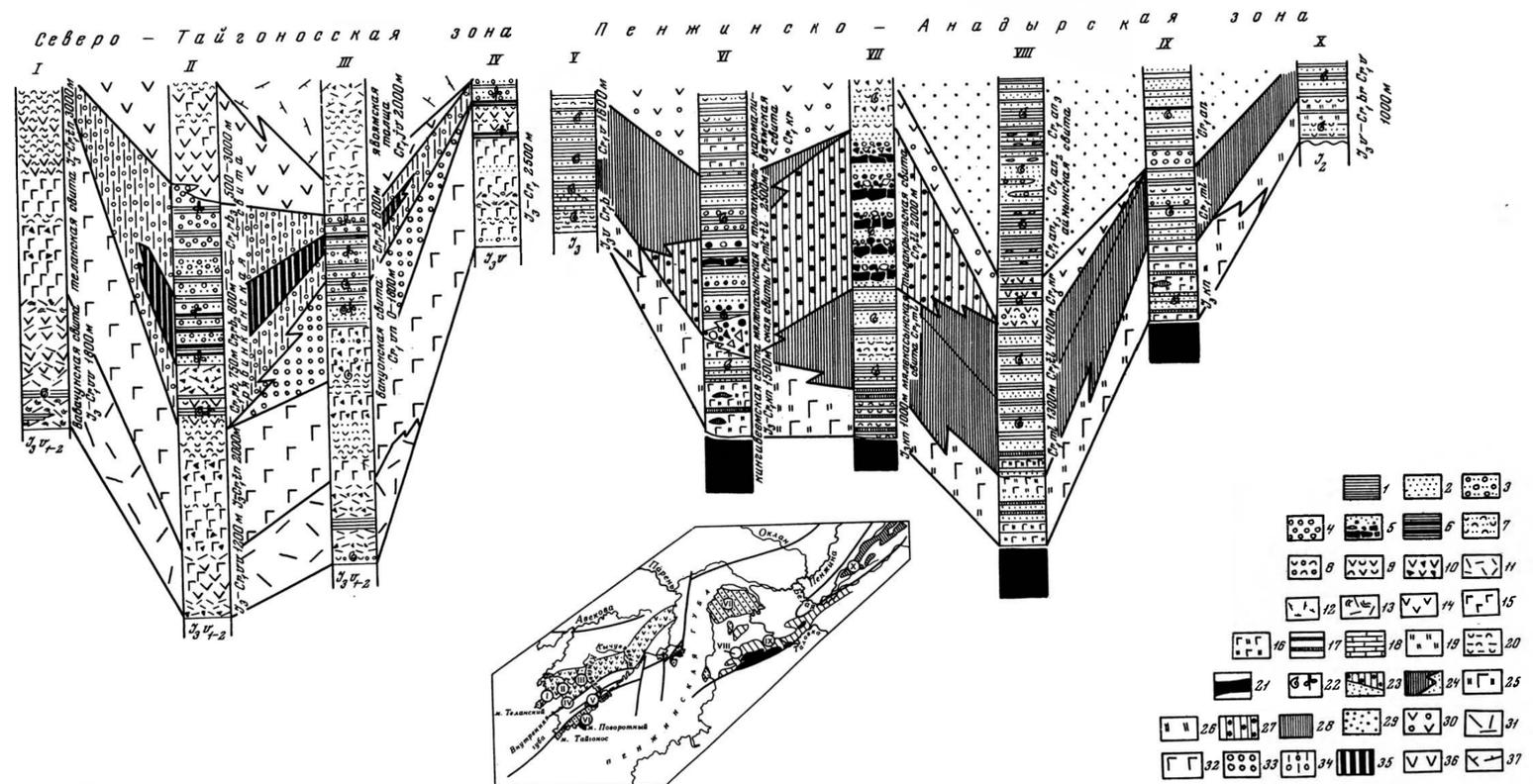


Рис. 5. Схема сопоставления отложений верхней части волжского яруса - раннего мела в различных структурно-фациальных зонах

1 - глинистые сланцы и алевролиты; 2 - песчаники; 3 - гравелиты; 4 - конгломераты; 5 - ритмично-слоистые осадочные гипербазитовые и полимиктовые брекчи с включениями олистолитов гипербазитов; 6 - углисто-глинистые сланцы с прослоями каменных углей; 7 - туфопесчаники; 8 - туфогравелиты; 9 - туфы мелко- и среднеобломочные; 10 - туфы грубообломочные; 11 - липариты; 12 - дайки; 13 - ильмениты; 14 - андезиты; 15 - базальты; 16 - спилиты; 17 - ильмениты; 18 - известняки и доломиты; 19 - кремнистые породы; 20 - туфы; 21 - гипербазиты; 22 - местоположение фауны и флоры; 23 - стратиграфические границы; 24 - литологические границы (границы формаций); 25 - спилит-диабазовая, кремнисто-сланцевая и флюидная песчано-сланцевая; 26 - туфогенно-песчано-кремнисто-сланцевая; 27 - олистострома; 28 - песчано-глинисто-сланцевая; 29 - вулканогенно-осадочная; 30 - морская моласса; 31 - наземная липарит-андезитовая; 32 - наземная андезит-базальтовая и андезитовая; 33 - прибрежно-морская моласса; 34 - континентальная моласса; 35 - угленосная моласса; 36 - наземная андезитовая; 37 - наземная липарит-дайкистая. Структурно-фациальные зоны и местоположение в них разрезов. I-IV - Северо-Тайгонская зона (по Л.З. Липкову и автору); V - междуручье Имповея и Кенгевея; VI - левобережье Вискичуна; VII - междуручье Имповея и Кенгевея; VIII - Валжженское поднятие, по А.Ф. Михайлову, А.А. Анкудинову и Ю.М. Резнику; IX - юго-западная часть Таловских гор, по В.П. Похилайяну; X - северо-восточная часть Таловских гор, по Г.П. Авдейко; X - междуручье Пальматкиной и Пенжины, по И.М. Миговичу

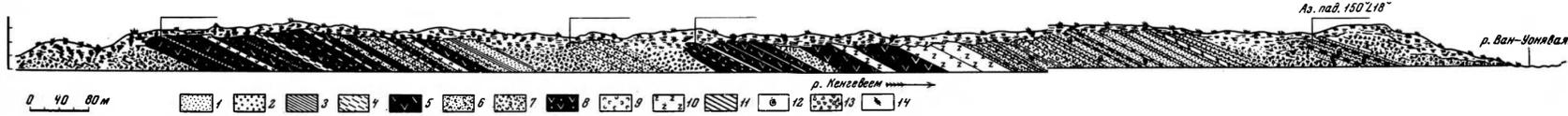


Рис. 7. Разрез песчаных и туфопесчаных пород ваюнской свиты (горизонт - низы баррема?) на левобережье р. Камчатка  
 1 - песчанки; 2 - гравелиты; 3 - глинистые сланцы; 4 - алевролиты; 5 - диорит-порфириты; 6 - туфопесчанки; 7 - туфогравелиты; 8 - туфы андезитов; 9 - туфы; 10 - фельзиты; 11 - углито-глинистые сланцы; 12 - места находок фауны; 13 - зоны дробления; 14 - растительные остатки

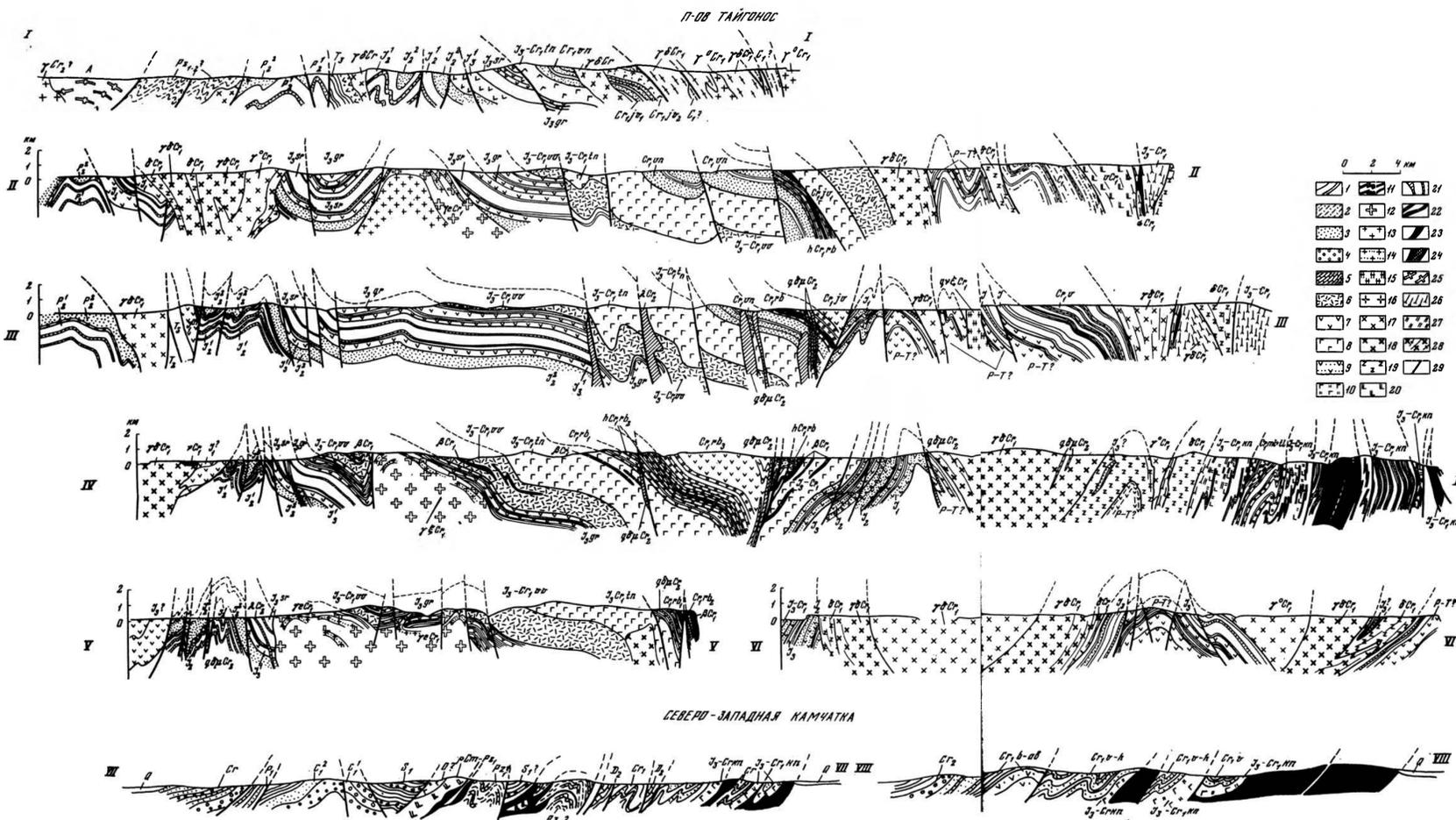


Рис. 16. Геологические профили через п-ов Тайгонос и Северо-Западную Камчатку  
 1 - алевролиты и глинистые сланцы; 2 - рассланцованные и метаморфизованные кератофиры, их туфы, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы; 3 - песчанки; 4 - гравелиты и конгломераты; 5 - известняки; 6 - вулканогенные породы кислого состава; 7 - вулканогенные породы среднего состава; 8 - вулканогенные породы основного состава; 9 - зеленокаменномезозойские вулканогенно-осадочные породы андезитового состава; 10 - сланцы; 11 - кремнистые породы и яшмы; 12 - граносиениты и граниты; 13 - мелкозернистые аляскитовые граниты; 14 - гранитизированные породы; 15 - кварцевые монциты; 16 - биотитовые граниты; 17 - плагиограниты; 18 - гравоидиориты; 19 - диориты, кварцевые диориты; 20 - габбро; 21 - дайки интрузивных пород кислого и среднего состава; 22 - силлы габбро-диабазов и габбро; 23 - гипербазиты; 24 - эфлогиты; 25 - гнейсы и кристаллические сланцы; 26 - амфиболиты; 27 - зеленые сланцы; 28 - гнейсовидные гранитоиды; 29 - разломы. Линии профилей см. на рис. 15

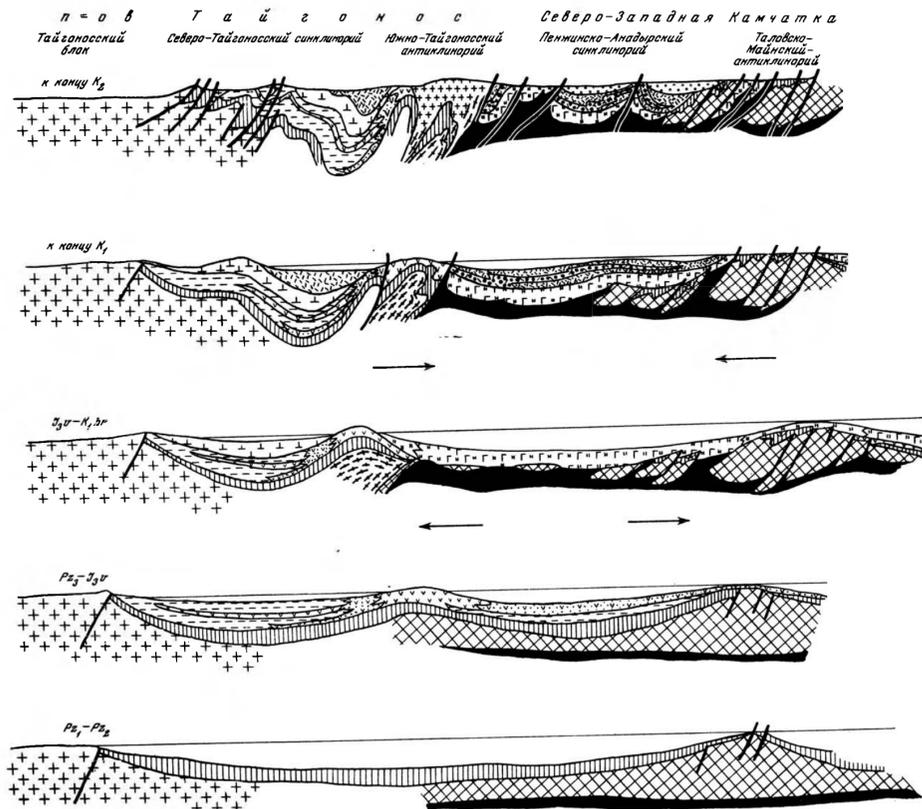


Рис. 32. Основные этапы развития п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки в палеозое и мезозое  
 1 - комплекс основания мезозойда Северо-Востока СССР; 2 - докембрийско-нижнепалеозойский комплекс габброидов, гипербазитов и метаморфических пород глаукофан-зеленосланцевой фазии метаморфизма; 3 - вулканогенно-кремнистые, терригенные и карбонатные (рифогенные) формации раннего - среднего палеозоя; 4 - формации позднего палеозоя - поздней юры; а - вулканогенно-терригенная и терригенная, б - вулканогенно-осадочная, в - вулканогенная (андезитовая); 5 - формации поздней юры-берриаса; а - наземные андезит-липаритовая и андезит-базальтовая, б - туфогенно-кремнисто-терригенная, в - сланцы-диабазовая, кремнисто-сланцевая и фишюидная; 6 - формации валажжана - альба; а - морская и континентальная моласса и подчиненная им наземная липарит-андезитовая, б - терригенная и вулканогенно-осадочная, в - олигоцен-эоценовая; 7 - морская и параллельная угленосная формация позднего мела; 8 - позднеэоценовые интрузивные и метаморфические породы плагиогнейсового ряда; 9 - ультрабазиты; 10 - разломы

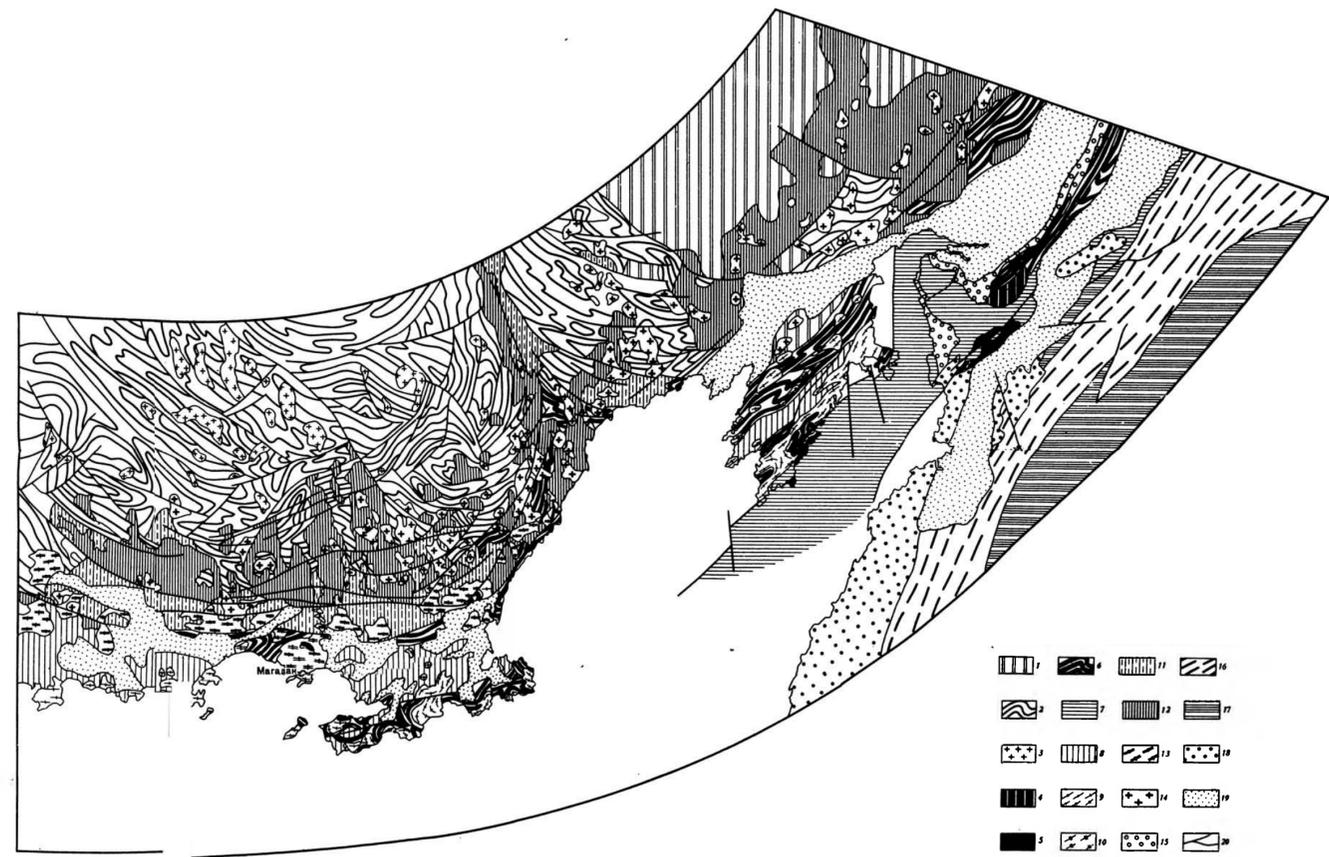


Рис. 33. Коряжская зона перехода мезозойда Северо-Востока СССР (Коряжская складчатая область)  
 1 - массивы и блоки континентальной коры доюрского типа; 2 - геосинклинальные комплексы рифейско-позднеюрского - интрузии позднеюрско-раннемеловых гранитоидов; 3 - Тай-Западно-Коряжская позднеэоценовая складчатая формация, сформировавшаяся на границе континентального и океанического фундамента в зоне вторичного растяжения земной коры, представленного преимущественно габброидами и метаморфическими улофан-зеленосланцевой фазии метаморфизма; 4 - выходы меланократового фундамента доордовикского возраста; 5 - выходы меланократового фундамента доордовикского возраста; 6 - геосинклинальные комплексы ранне-позднеюрского возраста; 7 - зона вторичного растяжения земной коры; 8 - 14 - геосинклинальные комплексы среднепалеозойско-позднеюрского возраста, 15 - орогенные структуры позднеюрского - мелового возраста и ассоциирующие тоцды - Сюктско-Чукотский вулканогенный пояс; 8-10 - внутренние следованные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, вы-

полненные в нижней части вулканогенными породами преимущественно среднего и основного состава, а в верхней - морской и континентальной угленосной молассой и вулканитами среднего и кислого состава; 9 - раннемеловые интрузии габбро-гранодиорит-гранитного состава; 10 - ранне-позднеюрские интрузии граносиенитов и субшочных гранитов; 11-14 - внешняя зона (11 - наложенные структуры позднеюрско-раннемелового возраста, выполненные вулканогенными комплексами среднего, основного состава и континентальной молассой, 12 - наложенные структуры ранне-позднеюрского возраста, выполненные вулканогенными породами преимущественно кислого состава и континентальной молассой, 13 - ранне-позднеюрские интрузии габбро-гранодиорит-гранитного состава, 14 - позднеюрские интрузии гранитов и граносиенитов); 15 - орогенные структуры позднеюрского возраста, выполненные морской и параллельной угленосной молассой; 16-18 - мезо-кайнозойские структуры центральной и восточной частей Коряжского нагорья, сформировавшиеся на коре океанического типа; 16 - геосинклинальные комплексы среднепалеозойско-позднеюрского возраста, 17 - зоны вторичного растяжения с эвгеосинклинальными разрезами позднеюрского - палеогенового возраста, 18 - кайнозойские наложенные прогибы и впадины; 19 - плиоцен-четвертичные впадины; 20 - разломы

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тектонические структуры п-ова Тайгонос и Северо-Западной Камчатки относятся к самостоятельной Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системе, являющейся промежуточной в латеральном ряду геосинклинальных структур, существовавших в зоне перехода от континента к океану в палеозое и мезозое.

Эта система заложилась в раннем палеозое на границе континентального и океанического блоков земной коры и развивалась по типу двойной островной дуги. В развитии системы выделяются три стадии: океаническая, переходная и континентальная.

Океаническая стадия охватывает интервал времени от ордовика до девона и характеризуется накоплением спилит-диабазовой и, вероятно, кварц-кератофировой формаций, которые вверх по разрезу сменяются глинисто-сланцевой и рифогенной карбонатной формациями.

Переходная стадия распадается в свою очередь на две подстадии, отвечающие двум этапам развития системы: среднепалеозойско-позднеюрскую и позднеюрско-раннемеловую. Первая из них выразилась становлением в среднем палеозое внешней Таловско-Майнской островной дуги и появлением в ее пределах дифференцированных серий среднего и умеренно кислого состава и континентальных моласс; эта подстадия заканчивается формированием внутренней Кони-Южно-Тайгоносской островной дуги, характеризовавшейся интенсивным островным вулканизмом андезитового состава. Вторая, позднеюрско-раннемеловая, подстадия ознаменовалась появлением во внешней части системы вулканогенно-кремнистой и сменяющей ее во времени олистостромовой, вулканогенно-осадочной и терригенной формаций (формации эвгеосинклинального ряда), а во внутренней – орогенных вулканогенно-молассовых формаций и связанных с ними габбро-гранодиорит-гранитных интрузий охотского комплекса, составляющих внутреннюю зону Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Последние образуют совместно с вулканогенно-молассовыми формациями и гранитоидными комплексами его внешней зоны сложный латеральный ряд орогенных структур, пространственно и генетически связанный с развитием Тайгоносско-Западно-Корякской системы и являющийся результатом миграции орогенных структур и магматических формаций из внутренней зоны этой системы на яно-колымские мезозоиды.

Появление его обусловлено двумя взаимосвязанными и сопряженными во времени процессами – растяжением земной коры во внешней части Тайгоносско-Западно-Корякской системы и сжатием земной коры в ее внутренней части в обрамляющих ее с севера яно-колымских мезозоидах.

В определенном генетическом смысле процесс миграции орогенных структур и магматизма является следствием становления внутри позднемезозойской системы молодого "гранитного" ряда и его направленного разрастания в сторону ранее консолидированной области, получившей название тектонического стягивания вновь образованного "гранитного" слоя вокруг массивов древней континентальной коры.

Особенности развития описанной системы позволяют говорить в целом о направленном характере развития земной коры в фанерозое и зоне перехода от континента к океану. В то же время необходимо сделать вывод и о том, что процесс формирования "гранитного" слоя в переходной зоне не был просто поступательным.

Становление "гранитного" слоя во внутренних частях геосинклинальных систем и его приращение к древним массивам континентальной коры сопровождались, как установлено, растяжением земной коры в их внешних приокеанских зонах и собственно океанах.

Этот факт позволяет сделать важное, на наш взгляд, предположение о том, что процессы новообразования "гранитного" слоя в земной коре являются в целом относительными и сопровождаются деструкцией коры в периферических частях континентов и в приматериковых частях океанических областей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П. 1966. Этапы развития Корякско-Анадырской складчатой области в раннемеловую эпоху. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Авдейко Г.П. 1968. Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. М., "Наука".
- Авдейко Г.П., Заборовская Н.Б., Марков М.С. 1966. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканического пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны. — Геотектоника, № 5.
- Авдейко Г.П., Пергамент М.А. 1964. Вопросы стратиграфии нижнемеловых отложений Корякско-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялробьевский С.Г., Марков М.С., Тильман С.М., Ханн В.Е., Чехов А.Д. 1975. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. — Геотектоника, № 4.
- Аникеев Н.П., Васильковский А.П., Драбкин Е.И., Попов Г.Г., Титов В.А. 1970. Тектоника. В кн. "Геология СССР", т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., "Недра".
- Аникеев Н.П., Титов В.А. 1966. Основные черты геологического строения и металлогении Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, № 18. Магадан.
- Баддингтон А. 1963. Формирование гранитных тел. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Белый В.Ф. 1960. О вулканизме зоны сочленения областей мезозойской и кайнозойской складчатости Северо-Востока Азии и об их границе. — В кн. "Материалы к Первой всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса", вып. 2. Владивосток.
- Белый В.Ф. 1961. Стратиграфия и тектоника северной части Охотско-Чукотского вулканического пояса (Центральная Чукотка). — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 15. Магадан.
- Белый В.Ф. 1968. Краевые вулканические пояса и геосинклиальный процесс. — В кн. "Вулканизм и тектогенез". Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема № 2. М., "Наука".
- Белый В.Ф. 1971. Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн. "Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока". Магадан.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. 1964. Тектоническая карта Северо-Востока СССР. — Труды Сев.-Вост. комп. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 11. Магадан.
- Белый В.Ф., Сперанская И.М., Устиев Е.К. 1970. Охотско-Чукотский вулканический пояс. — В кн. "Геология СССР", т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 2. М., "Недра".
- Белый В.Ф., Тильман С.М. 1966. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геотектоника, № 2.
- Беляевский Н.А., Борисов А.А. 1964. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Сов. геология, № 9.
- Богданов Н.А. 1966. Строение палеозойского запада Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 2.
- Богданов Н.А. 1969. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. — Геотектоника, № 3.
- Васецкий И.П. 1963. К вопросу о возрасте гранитоидов Мургальской антиклинория. — В кн. "Геология Корякского нагорья". М., Гостоптехиздат.
- Васильковский Н.П. 1960. К проблеме островных дуг. В кн. "Материалы к Первой всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса", вып. 1. Владивосток.
- Васильковский Н.П. 1968. Особенности строения и геологическая история Северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса. — В кн. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". М., "Наука".

- Верещагин В.Н., Михайлов А.Ф. 1958. Материалы к стратиграфии мела Корякско-Камчатской области. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 13, Магадан.
- Ганелин В.Г. 1971. Первый непрерывный разрез верхнепалеозойских отложений на Северо-Востоке СССР. — Докл. АН СССР, т. 200, № 2.
- Ганелин В.Г. 1973. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива. Автореф. канд. дисс. Магадан.
- Гельман М.Л. 1973. Основные особенности послепротерозойского метаморфизма на Северо-Востоке СССР. — В сб. "Метаморфические комплексы Востока СССР". Владивосток.
- Гельман М.Л., Некрасов Г.Е. 1968. Мезозойские эклогиты п-ова Тайгонос. — Геол. и геофиз., № 12.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. 1968. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В кн. "Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР". Тезисы докладов на симпозиуме по проблеме "Стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов Востока СССР". Владивосток.
- Гельман М.Л., Терехов М.И. 1973. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива. — В сб. "Метаморфические комплексы Востока СССР". Владивосток.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. Пер. с англ. М., "Мир".
- Геология СССР, т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1, 1970. М., "Недра".
- Гнибиденко Г.С. 1969. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М., "Наука".
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблемы палеотетиса. В кн. "Проблемы георетической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Добрецов Н.Л., Курода И. 1969. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма на северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. — Геол. и геофиз., № 12.
- Егизаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеев Л.И., Русаков И.М., Дяггеренко Ю.Т. 1965. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. — Труды НИИГА, т. 148.
- Жамойда А.И., Липман Р.Х., Михайлов А.Ф., Титов В.А. 1963. О возрасте кремнисто-вулканогенных толщ Корякского нагорья по данным изучения радиоларий. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 81. Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья.
- Жигецкий А.А., Захаров В.А., Розенблюм И.С. 1969. Мезозойский тектогенез Анадырско-Корякской системы. — В кн. "Мезозойский тектогенез". Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Жуланова И.Л. 1974а. Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части п-ова Тайгонос. — Геотектоника, № 1.
- Жуланова И.Л. 1974б. Метаморфические комплексы северной части п-ова Тайгонос (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ.
- Заборовская Н.Б. 1974. Строение внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на п-ове Тайгонос. Автореф. канд. дисс. М.
- Заборовская Н.Б., Леоненко Н.А., Логина Г.Н., Некрасов Г.Е. 1972. Стратиграфия верхнепермских, триасовых, юрских и нижнемеловых отложений северной части п-ова Тайгонос. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 6.
- Заборовская Н.Б., Липков Л.З., Марков М.С., Некрасов Г.Е. 1965. Меловые структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса на п-ове Тайгонос и их генезис. — Геотектоника, № 6.
- Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. 1974. Новые данные о стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Понтонейских гор (Пенжинский хряж). В кн. "Тезисы докладов Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и палеозою Северо-Востока СССР". Магадан.
- Завадовский В.М. 1970. Каменноугольная система. Пермская система. — В кн. "Геология СССР", т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., "Недра".
- Иванов В.В. 1971. Мезозойский тектогенез в северной части Корякско-Камчатских кайнозойдов. — В кн. "Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока". Магадан.
- Книппер А.Л. 1968. Некоторые вопросы тектонического положения и становления альпийских перидотитов в верхней части земной коры. — В кн. Вулканизм и тектогенез. Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблемы 2. М., "Наука".
- Книппер А.Л. 1969. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. — В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".

- Книппер А.Л. 1970. Габброиды офиолитовой "формации" в разрезе океанической коры. - Геотектоника, № 2.
- Кобылянский Ю.Г. 1974. Арманская вулканог-тектоническая структура. Автореф. канд. дисс. Л.
- Копорулин В.И., Вознесенский А.И. 1969. Некоторые черты литологии верхнемеловых отложений побережья Пенжинской губы. - Литол. и полезн. ископаемые, № 6.
- Красный Л.П. 1964. Типы подвижных областей Востока СССР. - В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука".
- Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. 1967. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геол. и геофиз., № 10.
- Куно Х. 1970. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг. - В кн. "Окраины континентов и островных дуг". Пер. с англ. М., "Мир".
- Лившиц И.Л. 1972. Два этапа регионально-го метаморфизма пород северной части п-ова Тайгонос. - Докл. АН СССР, т. 205, № 6.
- Лопатин Б.В., Тарасенко Т.В., Анкудинов Л.А. 1963. Стратиграфия меловых отложений левобережья р. Пальматкиной, бассейна р. Энычаваяма и правобережья р. Вивник. - В кн. "Геология Корякского нагорья". М., Госгостехиздат.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1971. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Мальков Б.И. 1971. Схема развития юго-восточной части Яно-Колымской геосинклинальной системы. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Маракушев А.А. 1968. Некоторые черты развития и причины расчленения метаморфических зон Тихоокеанского пояса. - В кн. "Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР". Тезисы докладов на симпозиуме по проблеме "Стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов Востока СССР". Владивосток.
- Маркин Н.М. 1957. Геологические исследования восточного побережья Пенжинской губы. - Труды ВНИГРИ, вып. 102.
- Марков М.С. 1968. К проблеме становления "гранитного" слоя островных дуг. - В кн. "Вулканизм и тектогенез". Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., "Наука".
- Марков М.С. 1969. К проблеме формирования гранитного слоя островных дуг. - В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".
- Марков М.С. 1970. Мегаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг. - Геотектоника, № 2.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Шуваев А.С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. - Труды ГИН АН СССР, вып. 167.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. 1972. Фундамент меловой геосинклинали на п-ове Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). - Геотектоника, № 4.
- Марков М.С., Соловьева М.А. 1972. Глубинное строение островных дуг и Альпийской складчатой области. - Геотектоника, № 1.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. 1958. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Мерзляков В.М. 1971. К проблеме структур основания Верхояно-Чукотской складчатой области. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. 1971. Состояние проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Мигович И.М. 1963. Палеозойские, ранне- и среднемезозойские отложения Пенжинского кряжа. - В кн. "Геология Корякского нагорья". М., Госгостехиздат.
- Мигович И.М. 1972. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. Автореф. канд. дисс. Л., ВСЕГЕИ.
- Мигович И.М., Похилайнен В.П. 1969. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны в позднем мезозое. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Мигович И.М., Похилайнен В.П. 1971. Тектоническое развитие Пенжинско-Анадырской складчатой зоны. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Михайлов А.Ф. 1955. Ультрасосновые породы восточного побережья Пенжинской губы и связь их с тектоническими структурами. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан.
- Михайлов А.Ф. 1959а. Каменноугольные и пермские отложения Пенжинского кряжа. - Информ. бюлл. НИИГА, вып. 15.

- Михайлов А.Ф. 1959б. Палеозойские и нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. — В кн. "Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР". Доклады. Магадан.
- Михайлов А.Ф. 1961. Палеозойские и средне-нижнемезозойские отложения Пенжинского кряжа. — В кн. "Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов". М., Гостоптехиздат.
- Михайлов А.Ф. 1962. Геолого-петрографическая характеристика гипербазитов и гипербазитовых брекчий юго-западной части Пенжинского кряжа. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 73. Петрографический сборник, № 4.
- Михайлов А.Ф., Заединова И.Е. 1960. Зеленокаменная вулканогенная формация юго-западной части Пенжинского кряжа. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 25.
- Михайлов А.Ф., Кочеткова А.Д. 1958. О триасовых отложениях Пенжинского кряжа. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 12. Магадан.
- Мишкин А.А., Шкодзинский В.С. 1968. К петрологии древнейшего метаморфического комплекса п-ова Тайгонос. — В кн. "Вопрос геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР". Тезисы докладов на симпозиуме по проблеме "Стратиграфия, петрология и рудоносность метаморфических комплексов СССР". Владивосток.
- Моссаковский А.А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Нагибина М.С. 1966. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. — В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации". Труды Второго Всес. вулканол. совещания. М., "Наука".
- Некрасов Г.Е. 1968. Характерные особенности строения и состава Восточно-Тайгоносского гранитоидного массива. — В кн. "Магматизм Северо-Востока СССР". Тезисы докладов Первого Северо-восточного петрограф. совещ. Магадан.
- Некрасов Г.Е. 1971. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития п-ова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — Геотектоника, № 5.
- Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Гельман М.Л. 1971. Тектоника зоны перелома мезозойд к структурам Корякско-Камчатской области на примере п-ова Тайгонос. — В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. со-вета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Некрасов Г.Е., Похилайнен В.П., Терехова Г.П. 1972. О находках готеривских иноцерамов на п-ове Тайгонос. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 20.
- Николаевский А.А. 1967. Глубинное строение Северо-Востока по геофизическим данным. — Труды Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 30. Магадан.
- Обручев С.В. 1934. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. — Проблемы сов. геологии, № 6, 7.
- Обручев С.В. 1938. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. — В кн. "Академику С.В. Обручеву". К 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман М.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, № 12.
- Пергамент М.А. 1955. Некоторые вопросы стратиграфии меловых отложений района мыса Рифового на восточном берегу Пенжинской губы. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 9. Магадан.
- Пергамент М.А. 1961. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. — Труды ГИН АН СССР, вып. 39.
- Пергамент М.А. 1965. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. — Труды ГИН АН СССР, вып. 118.
- Пергамент М.А., Похилайнен В.П. 1970. Сравнительная характеристика неокомских отложений Корякско-Анадырской области и Сихотэ-Алиня. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. 1966. Новые данные по стратиграфии палеозоя Пенжинского хребта (Северо-Западная Камчатка). — Геол. и геофиз., № 4.
- Похилайнен В.П. 1967. Раннемеловые офиолитовые формации Таловских гор. — Труды Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 30. Магадан.
- Пушаровский Ю.М. 1955. Схема тектонического районирования Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, т. 105, № 5.

- Пушаровский Ю.М. 1960. Приверхолянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. - В кн. "Тектоника СССР", т. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Пушаровский Ю.М. 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. - Геотектоника, № 6.
- Пушаровский Ю.М. 1966. О тектоническом положении вулканических зон на западе Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации". Труды Второго Всес. вулканол. совещ. М., "Наука".
- Пушаровский Ю.М. 1971. Проблема происхождения Тихого океана в связи с тектоникой его обрамления. - В кн. "История Мирового океана". М., "Наука".
- Рид Х. 1950. Граниты и "граниты". В кн. "Проблема образования гранитов". М., ИЛ.
- Ротман В.К. 1965. О формации "зеленых туфов" и некоторых связанных с ней проблемах. - Геол. и геофиз., № 12.
- Снятков Б.А. 1963. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. М., Госгеолтехиздат.
- Снятков Л.А., Снятков Б.А. 1958. Верхояно-Чукотская складчатая область. В кн. "Геологическое строение СССР", т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат.
- Сперанская И.М. 1964. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чуанского вулканического пояса. - Автореф. канд. дисс. Магадан.
- Сперанская И.М. 1966. Петрографическая классификация пегматитов. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 19. Магадан.
- Суетенко О.Д. 1971. Тектоника палеозойд Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дисс. М.
- Тектоника Евразии. 1966. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000, под ред. Яншина А.Л. М., "Наука".
- Терехов М.И. 1971. Геологическое строение и история развития южной части Омоловского массива и его складчатого обрамления. Автореф. канд. дисс. Владивосток.
- Терехова Г.П. 1970. Меловая система. Охотская складчатая область. - В кн. "Геология СССР", т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание, кн. 1. М., "Недра".
- Тильман С.М., Бялобжевский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. 1975. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. - Геотектоника, № 6.
- Тильман С.М. 1962. Тектоника и история развития Северо-Восточного Прикольмья. - Труды Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 1. Магадан.
- Тильман С.М. 1964. Тектоническое развитие восточной Арктики. - Труды Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 11. Магадан.
- Тильман С.М. 1971. Тектоническая природа мезозойд севера Тихоокеанского кольца. - В кн. "Мезозойский тектогенез". Материалы VII сессии Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. 1969. Тектоника Северо-Востока СССР. Объяснит. зап. к тектонич. карте Северо-Востока СССР, м-ба 1:2 500 000. - Труды Сев.-Вост. компл. научн.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 33. Магадан.
- Титов В.А. 1959а. Отложения меловой системы Корякского нагорья. - В кн. "Тезисы докладов на совещании по разработке унифицированных схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., изд. ВНИГРИ.
- Титов В.А. 1959б. Стратиграфия меловых отложения Корякского нагорья. - В кн. "Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР". Доклады. Магадан.
- Титов В.А. 1961. Общие черты геологического строения и полезные ископаемые Корякского нагорья. Задачи дальнейших исследовательских работ. - В кн. "Сырьевые ресурсы Камчатской области". М.
- Тихомиров Л.И. 1970. Геологическое строение и полезные ископаемые п-ова Тайгонос. Автореф. канд. дисс. Л.
- Устиев Е.К. 1949. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. - Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 4. Магадан.
- Устиев Е.К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы. - Сов. геология, № 3.
- Устиев Е.К. 1962. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы. - В кн. "Вопросы вулканизма". М., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е.К. 1963. Охотский структурный пояс и проблема вулканоплутонических формаций. - В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". М., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е.К. 1965. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Устиев Е.К. 1966. Основные проблемы вулканизма. - В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации". Труды Второго всес.вулканол.совещ.М., "Наука".

- Шатский Н.С. 1965. Избранные труды, т. 3. М., "Наука".
- Штрейс Н.А. 1968. Проблема связей магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн. "Вулканизм и тектогенез". Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., "Наука".
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. 1969. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. — В кн. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., "Наука".
- Якушев И.Р. 1959. Стратиграфия мезозойского эффузивно-туфового комплекса побережья Тауйской губы. — В кн. "Труды Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР". Доклады. Магадан.
- Bonatti E. 1969. Ultramafic rocks the Mid-Atlantic Ridge. A meeting for discussion Petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor. The Royal Society, November.
- Davies H.L. 1968. Papuan Ultramafic Belt. XXIII international congress, vol. 1.
- Dewey J.F., Bird J.M. 1971. Origin and Emplacement of the Ophiolite Suite. Appalachian Ophiolites in Newfoundland. — J. Geophys. Res., vol. 76, N 14.
- Fisher R.L., Engel C.C. 1969. Ultramafic and Basaltic Rocks Dredged from the Nearshore Flank of the Tonga Trench. — Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 80, N 7.
- Melson W.G. 1969. Ultramafic rocks from Mid-Atlantic fracture zones: implications on the makeup of the lower oceanic crust. A meeting for discussion Petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor. The Royal Society, November.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rocks. — Journ. Geol., vol. 39.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
Глава первая	
ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТЕНИКЕ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ . . . . .	5
Глава вторая	
ПОЛОЖЕНИЕ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В СИСТЕМЕ МЕЗОКАЙНОВОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР . . . . .	13
Глава третья	
СТРАТИГРАФИЯ И ФОРМАЦИИ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ . . . . .	16
Докембрийско-нижнепалеозойский комплекс . . . . .	16
Нижне-среднепалеозойский комплекс . . . . .	18
Характеристика разрезов . . . . .	18
Формации и формационные ряды . . . . .	24
Верхнепалеозойско-нижневолжский комплекс . . . . .	25
Характеристика разрезов . . . . .	25
Формации и формационные ряды . . . . .	41
Верхневолжско-нижнемеловой комплекс . . . . .	46
Характеристика разрезов . . . . .	47
Формации и формационные ряды . . . . .	65
Верхнемеловой комплекс . . . . .	71
Глава четвертая	
МОРФОЛОГИЯ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ . . . . .	78
Глава пятая	
ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ П-ОВА ТАЙГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ . . . . .	92
Докембрийско-нижнепалеозойский комплекс габброидов, гипербазитов и метаморфических пород . . . . .	92
Верхнеюрско-нижнемеловой гипербазитовый комплекс . . . . .	92
Нижне-верхнемеловой комплекс габбро-гранодиорит-гранитных интрузий и связанных с ними метаморфических образований . . . . .	94
Нижне-верхнемеловой комплекс граносиенитов, субщелочных и аляскитовых гранитов . . . . .	120

## Глава шестая

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР П-ОВА ТАЙ- ГОНОС И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ В ПАЛЕОЗОЕ И МЕЗОЗОЕ . . . .	124
Ранне-среднепалеозойский этап . . . . .	124
Позднепалеозойско-позднеюрский этап . . . . .	126
Позднеюрско-раннемеловой этап . . . . .	129
Позднемеловой этап . . . . .	133

## Глава седьмая

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА ЗОНЫ ПЕРЕХОДА МЕЗОЗОИД СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР К КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАД- ЧАТОЙ ОБЛАСТИ . . . . .	135
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	148

## CONTENTS

INTRODUCTION . . . . .	3
Chapter first	
A REVIEW OF THE IDEAS ON TECTONICS OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA . . . . .	5
Chapter second	
THE POSITION OF TECTONIC STRUCTURES OF THE TAIGONOS PENINSULA AND NORTH-WEST KAMCHATKA IN THE SYSTEM OF THE MESO-CENOZOIC CONSTRUCTIONS OF THE NORTHEAST OF THE USSR . . . . .	13
Chapter third	
STRATIGRAPHY AND LITHOLOGICAL FORMATIONS OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA . . . . .	16
The Precambrian-lower Paleozoic complex . . . . .	16
The Lower-Middle Paleozoic complex . . . . .	18
Characteristics of the sections . . . . .	18
Lithological formations and their spatial relations . . . . .	24
Upper Paleozoic-Lower Volgian complex . . . . .	25
Characteristics of the sections . . . . .	25
Lithological formations and their spatial relations . . . . .	41
Upper Volgian-Lower Cretaceous complex . . . . .	46
Characteristics of the sections . . . . .	47
Lithological formations and their spatial relations . . . . .	65
Upper Cretaceous complex . . . . .	71
Chapter fourth	
MORPHOLOGY OF THE TECTONIC STRUCTURES OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA . . . . .	78
Chapter fifth	
INTRUSIVE AND METAMORPHIC COMPLEXES OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA . . . . .	92
Precambrian-Lower Paleozoic complex of gabbroids, ultrabasic and metamorphic rocks . . . . .	92
Upper Jurassic-Lower Cretaceous ultrabasic complex . . . . .	92
Lower-Upper Cretaceous complex of the gabbro-granodiorite-granitic intrusions and related metamorphic rocks . . . . .	94
Lower-Upper Cretaceous complex of granosienite, subalkaline and alaskitic granites . . . . .	120

Chapter sixth

THE MAIN STAGES OF THE TECTONIC DEVELOPMENT OF THE TAIGONOS PENINSULA AND THE NORTH-WEST KAMCHATKA DURING THE PALEOZOIC AND MESOZOIC TIME . . . . .	124
The Early -Middle Paleozoic stage . . . . .	124
The Later Paleozoic-Later Jurassic stage . . . . .	126
The Later Jurassic-Early Cretaceous stage . . . . .	129
The Later Cretaceous stage . . . . .	133

Chapter seventh

SOME ASPECTS OF TECTONICS AND MAGMATISM OF THE TRANSITIONAL ZONE FROM THE MESOZOIDES OF THE NORTH-EAST OF THE USSR INTO THE KORYAK-KAMCHATKA FOLDED REGION . . . . .	135
CONCLUSIONS . . . . .	148

**Геннадий Евгеньевич Некрасов**  
**ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ТАЙГОНОСА**  
**И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ**

Утверждено к печати  
Ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом

Редактор издательства Н.А. Никитина  
Художественный редактор В.А. Чернецов  
Технические редакторы Г.В. Лазарева,  
Н.А. Посканная

Подписано к печати 20/IX - 76 г. Т - 15294  
Усл.печ.л. 14,0+1,4 вкл. Уч.-изд.л. 16,1  
Формат 70x108/16. Бумага офсетная № 1  
Тираж 700 экз. Тш. зак. 4364 Цена 1 р. 61к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука"  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

**1 р. 61 к.**