

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

**ЗАПАДНО-
САХАЛИНСКИЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ
ПРОГИБ
И ЕГО ГОМОЛОГИ
В ТИХООКЕАНСКОМ
ПОЯСЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

E. N. MELANKHOLINA

West Sakhalin
geosynclinal trough
and homologous structures
in the Circum Pacific

Transactions, vol. 244



Publishing Office «Nauka»

Moscow 1973

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

Западно-Сахалинский
геосинклинальный прогиб
и его гомологи
в Тихоокеанском поясе

Труды, вып. 244



Издательство «Наука»

Москва 1973

Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи
в Тихоокеанском поясе. Меланхолина Е.Н. М., "Наука", 1973 г.

Монография представляет собой сравнительно-тектоническое исследование крупных мезо-кайнозойских прогибов, распространенных на периферии Тихого океана и заключающих богатые залежи нефти и газа. Основное внимание сосредоточено на характеристике Западно-Сахалинского прогиба. Его гомологи найдены по обе стороны Тихого океана. Выявлены их миеосинклинальный характер, длительность развития и незавершенность процесса складкообразования к настоящему времени. Установлены тектонические взаимосвязи в развитии прогибов и смежных вулканических поднятий в краевых частях материков. Сравниваются особенности выделенных прогибов и соседних эвгеосинклинальных зон, более близких к океану. Работа содержит материал, важный для правильного применения метода актуализма в тектонических исследованиях океана и его обрамления.

Таблиц 2. Иллюстраций 84. Библ. 302 назв.

Редакционная коллегия:

академик А.В.Пейве (главный редактор),
академик В.В.Меннер, Т.Г.Павлова, П.П.Тимофеев

Ответственный редактор

Ю.М.Пушаровский

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (editor-in-chief)

Academician V. V. Mennner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev

Responsible editor

Yu. M. Pushcharovsky

ВВЕДЕНИЕ

Сахалин – один из наиболее изученных районов Советского Дальнего Востока. Поэтому материалы по геологии Сахалина неоднократно использовались при решении вопросов тектоники зоны, расположенной между Тихим океаном и Азиатским континентом. До недавнего времени эти вопросы касались преимущественно взаимоотношений между современным океаном и континентом – крупнейшими тектоническими единицами Земли.

Последние данные по Сахалину и другим территориям позволяют подойти к рассмотрению новых тектонических проблем, связанных с историей самого Тихого океана и его обрамления. В ряде прибрежных районов и на островах установлены отложения, накопившиеся, по-видимому, в пределах ложа океана или на его периферии в мезозойское и палеозойское время. Их изучение дает возможность проследить процессы осадконакопления на соответствующих участках древнего океана. Для характеристики тектонических процессов в Тихом океане и его обрамлении необходимы изучение крупных структурных элементов различного возраста и их сравнение с современными. Представляется, что мезо–кайнозойские геосинклинальные структуры наиболее доступны для такого изучения, так как они сохранились значительно лучше, чем более древние. Типизация и сравнение их со структурами современного плана и с более древними должны дать необходимый материал для правильного применения метода актуализма в тектонических исследованиях океана.

В работе рассмотрены мезо–кайнозойские структуры, существующие на периферии Тихого океана по границе с мезозоидами. Показаны их геосинклинальный характер, длительность развития и незавершенность процесса складкообразования к настоящему времени. Намечено сходство с современными геосинклинальными структурами на периферии Тихого океана. Вопросы типизации мезо–кайнозойских структур были поставлены при работе над "Тектонической картой Тихоокеанского сегмента Земли" (1970). В течение ряда лет начиная с 1960 г. автором была изучена геологическая литература по многим приматериковым районам кайнозойского тектонического кольца. Полевые работы проводились на Сахалине – в пределах Западно–Сахалинского мезо–кайнозойского прогиба, а также на Сихотэ–Алине – в смежных зонах мезозойской складчатой области. Для характеристики структур на площади Татарского пролива были использованы последние данные геофизики, появившиеся в литературе.

При полевых работах на Западном Сахалине была составлена геологическая карта Крильонского полуострова; изучались разрезы и структурные формы на ряде участков побережья и в пересечениях по рекам Ирше, Шестоме, Анастасии, Могучи, Горбуше, Куре, Оненуси, Тамбовке, Луговке, Урюму, Лопатинке, Найбе, Томаринке, Запорожской, Красной и Ильинке, Покосной, Орловке и Августовке, Первой Речке, Агнево, Арково. Коллекции верхнемелозых аммонитов и иноцерамов, собранные из этих разрезов, были определены М.А.Пергаментом. Коллекции третичных моллюсков просмотрены Ю.Б.Гладенковым. Кроме собственных геологических материалов в работе использованы также данные многих исследователей, в частности Л.С.Жидковой, В.Н.Верещагина, В.П.Мытарева, В.Н.Шилова, А.С.Шуваева и др. Привлечены некоторые результаты геофизических исследований.

На основе полученных данных было проведено сравнение Западно–Сахалинского прогиба с другими прогибами приматериковой полосы по их тектоническому положению, характеру разреза и структурных форм. Накопившийся геологический материал

позволил автору применить методику детального сравнения, разработанную Н.С.Шатским (1945 и др.) при исследовании структуры и истории сходных тектонических областей. Необходимость такого детального сравнения еще в 1924 г. подчеркивал Г.Штилле: "Цель сравнительного тектонического анализа скрыта очень глубоко. На основании изучения достаточно большого числа частных примеров и отдельных областей следует выделить тектонические формы, определить, что объединяет их и что разделяет, а также установить отношение этих форм к окружающей среде и между собой. Тогда выявятся общие закономерности и исключения. Так должны познаваться закономерности, господствующие в мире тектонических явлений. Тем же путем должна выявиться широкая основа и для установления причин тектонических процессов" (Штилле, 1964а, стр. 90).

Работа выполнялась в Геологическом институте АН СССР. С большой благодарностью автор отмечает постоянную помощь со стороны своего руководителя Ю.М.Пушаровского, участие в работе палеонтологов, определявших коллекции фауны, а также многих товарищей, вместе с которыми проводились подготовка и обсуждение материала.

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ПРИМАТЕРИКОВЫХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО КАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЬЦА

Общие замечания

Типизация кайнозойских структур Тихоокеанского пояса стала возможной только в последние годы, когда для многих территорий появились детальные геологические материалы. Вообще геологические исследования в районах Тихоокеанского побережья в широких масштабах были начаты только в этом веке. И уже к 30-м годам в результате работ советских, американских, японских геологов появились интересные данные. На их основе Г.Штилле (1964б) отметил в 1935 г. "особое положение Перитихоокеанско-Малайской области в рамках новейшей тектоники Земли"¹. Он подчеркнул, что районы вокруг Тихого океана обладают очень высокой сейсмичностью, представляют главную область вулканизма на Земле, имеют глубоководные океанические рвы вдоль внешнего края суши или островных дуг и характерный узкий пояс дефицита силы тяжести между обширными полями с положительными аномалиями. На примере Калифорнии Г.Штилле доказывал огромное значение невадийской (верхнеюрской) складчатости в этой области. Особенности тихоокеанских структур рассматривались на XVII сессии Международного геологического конгресса в докладах А.Д.Архангельского, Г.Беккера, П.Н.Кропоткина и Н.П.Хераскова, Г.Хесса, Ю.М.Шейнманна и других исследователей. На материалах по геологии Советского Союза А.Д.Архангельский (1937) сделал вывод: "Герцинский и альпийский циклы в западных и восточных частях Евразии протекали различно. На востоке необходимо выделить особый тихоокеанский цикл" (стр. 143; см. также Архангельский, Шатский, 1933).

Идеи о самостоятельности тихоокеанских структур были развиты С.С.Смирновым, который объединил в Тихоокеанский рудный пояс все области, "заключенные между океаном с одной стороны и древними докембрийскими континентальными платформами с другой". Он писал: "Взятый в целом Тихоокеанский пояс может быть противопоставлен во многих отношениях мобильной зоне Тетиса. В Средиземноморской зоне основное направление складчатости широтное, здесь - меридиональное, там широко и ярко выражен верхнепалеозойский и раннетретичный диастрофизм, здесь - мезозойский и поздне третичный. Резко различно и общее положение обеих зон. Зона Тетиса расположена между двумя континентами, Тихоокеанская мобильная зона - между континентом и океанической впадиной, почти лишенной снося" (Смирнов, 1946, стр. 14). Районирование Тихоокеанского пояса было сделано С.С.Смирновым на основе металлогенических различий.

Тектоническое районирование части Тихоокеанского пояса с выделением складчатых зон разного возраста было предложено Н.С.Шатским и его сотрудниками при

¹ Еще раньше специфика Тихоокеанского региона была замечена Э.Огом (Пушаровский, 1967).

составлении „Тектонической карты СССР“ (1953, 1956). Было отмечено, что на востоке Советского Союза „хорошо выделяется мезозойская складчатость с образованием краевых прогибов и обилием рудоносных гранитоидов, которые отсутствуют в пределах Атлантического полушария планеты. Здесь выделяется также очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая в настоящее время еще не завершила своего развития и является „живой“ геосинклинальной областью“ („Объяснительная ...“, 1957, стр. 15). „Вдоль границы между областями мезозойской складчатости и более молодыми сооружениями зоны кайнозойской складчатости проходит гигантский вулканогенный пояс, впервые выделяемый в виде самостоятельной и единой структурной зоны“ (там же, стр. 71). В дальнейшем складчатые области разного возраста были выделены и на других территориях Тихоокеанского пояса (Пушаровский, 1965а и др.; Херасков, 1963; Кропоткин, Шахварстова, 1965; „Тектоническая карта Евразии“, 1966; „Tectonic map of North America“, 1969, и др.). Многие исследователи писали о существенных отличиях тихоокеанских структур от структур, известных в складчатых областях Европы.

Особенно привлекали внимание геологов кайнозойские тектонические формы, расположенные в зоне перехода от континента к океану. Эффективные структуры островных дуг и глубоководных желобов, полоса современных вулканов и зона высокой сейсмичности на периферии Тихого океана послужили основой для многих тектонических гипотез и построений. Большей частью работы общего характера не сопровождалась анализом конкретных структур и их взаимоотношений. Все острова Восточной Азии обычно включались в систему островных дуг. Кайнозойский тектонический пояс рассматривался обобщенно, как единое структурное образование. Однако П.Н.Кропоткин и Г.М.Власов отмечали как особую группу структур „молодые прогибы, связанные с разломами и растяжением узких зон материковой коры в течение верхнего мела и кайнозоя“ и глубоко проникающие в „... консолидированные области, постепенно затухая в сторону материка. Таковы прогибы острова Сахалина и Татарского пролива между Сихотэ-Алинем и Охотией, Пенжинский прогиб между главным массивом мезозойских и Майнской геоантиклиналью“ (Кропоткин, Власов, 1963, стр. 533). Взяв за основу выделения прогибов признаков их образования при растяжении, П.Н.Кропоткин и Г.М.Власов включали в эту группу и структуры иного характера, чем на Сахалине (например, прогиб Амурского залива, продолжающийся в Артемо-Тавричанскую впадину).

Пути тектонического районирования кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан, были намечены Ю.М.Пушаровским (1964а; 1965б). В его работах подчеркивается структурная целостность кайнозойского пояса. И вместе с тем показаны существенные различия фронтальной (приокеанической) и тыловой (приматериковой) зон, выделяющихся вкост простирания пояса. „Глубоководные желоба, островные дуги с их подводными продолжениями, а также некоторые другие участки суши и морского дна, характеризующиеся сильными тектоническими деформациями, сейсмичностью и вулканизмом, образуют фронтальную зону... Оформление ее в том виде, как это наблюдается в современном структурном плане, связано с новейшим этапом тектонического развития, начавшимся в конце третичного времени... Тыловую зону... составляют смежные со стороны материков складчатые районы с развитием больших синклинальных структур, выполненных мощными обломочными третичными толщами“ (Пушаровский, 1964а, стр. 253). Четыре сектора кайнозойского тектонического кольца различаются неодинаковым развитием в них структур фронтальной и тыловой зон.

Островные дуги, глубоководные желоба и сопровождающие их образования видны в приокеанической полосе непрерывно от Аляски до Индонезии и Новой Зеландии; они выявляются местами и по восточной окраине Тихого океана. Поэтому, независимо от трактовки происхождения и геологической истории этих форм, все исследователи рассматривают их как основные элементы современной структуры региона.

Структурные элементы приматериковой полосы Тихоокеанского кайнозойского кольца сохранились фрагментарно. Они обрезаны береговой линией окраинных морей и, возможно, отчасти уничтожены при образовании последних. Каждый из сохранившихся участков этой полосы – таких, как острова Сахалин и Тайвань, – не составляет единого и цельного структурного образования. При региональных тектонических описаниях строение этих участков и их тектоническое положение разные

ми авторами рассматриваются неодинаково. Между тем по геологии таких территорий сейчас накоплен большой материал, полученный в Советском Союзе и за рубежом. В СССР лучше всего изучен, пожалуй, остров Сахалин.

Тектонические исследования Сахалина

В истории изучения Сахалина для нас наиболее интересны работы, связанные с вопросами тектоники Западно-Сахалинских гор, где в последние годы удалось выявить элементы крупного мезо-кайнозойского прогиба, лежащего вдоль границы со складчатой областью мезозойских платформ. Среди этих работ наряду с геологическим картированием и специальным изучением структур, весьма важными для развития тектонических представлений, были также стратиграфические исследования разных лет и некоторые геофизические работы.

Работы конца XIX и самого начала XX в. дали лишь отдельные сведения о стратиграфическом разрезе Сахалина, об угле- и нефтеносности отложений. Из них важную роль в познании геологии острова сыграли только исследования Н.Н.Тихоновича и П.И.Полевого (1913, 1915), работавших по заданию Геологического комитета. Они составили первую геологическую карту Северного Сахалина, дали описание палеозойских, меловых и третичных пород с выделением палеогеновых, миоценовых и плиоценовых слоев. Ряд данных Н.Н.Тихоновича и П.И.Полевого (1913), касающихся возраста толщ и их взаимоотношений, сохранили и теперь свое значение. На основании этих данных они отмечали: "В Восточном хребте... нет никакой возможности провести точную границу между верхними горизонтами палеозоя и нижними мела. Поэтому сахалинскую палеозойскую толщу мы на карте выделяем как таковую, однако разумеем под ней сложный комплекс отложений, по времени соответствующий только отчасти палеозойскому времени, а в верхней части несомненно относящийся и к мезозою. Из толщ мезозойских осадков Сахалина можно с несомненностью выделить только верхнемеловые отложения, развитые главным образом в западной части Русского Сахалина¹, но также встречающиеся и в Восточном хребте, и на полуострове Шмидта... Характерно согласное напластование между верхним мелом и третичными слоями" (1913, стр. 526-527). Основными дислокациями мезо-кайнозойского времени Н.Н.Тихонович и П.И.Полевой считали дислокации конца третичной эпохи. В отложениях сенона, палеогена, неогена и четвертичных они отметили угленосные горизонты и дали описание угольных месторождений по районам.

В советское время геологические работы были поставлены значительно шире; они проводились в северной половине острова работниками Геологического комитета, трестов "Сахалинуголь" и "Сахалиннефть", Дальгеолтреста и Нефтяного геологоразведочного института (ныне ВНИГРИ). Особенно интересны данные геологической съемки разных масштабов и стратиграфические исследования А.Н.Криштофовича, А.А.Капицы, И.И.Ратновского, Е.М.Смехова, И.П.Хоменко и других геологов. Предложенное А.Н.Криштофовичем (1924, 1932) расчленение мелового разреза на ярусы² в основном признается и теперь советскими и японскими геологами. Сопоставление континентальных меловых толщ Северного Сахалина с морскими отложениями, развитыми на юге острова и на о-ве Хокукайдо, послужило основой для дальнейших исследований. Выделение третичных свит³ в Агневских коях, Дуэ и других районах (Криштофович, 1927 а, б, 1932, и др.) также выдержало проверку временем. Деталь-

¹ Здесь выделялась непрерывная серия пород от кампана до маастрихта, остальные слои меловых отложений считались третичными на основании палеоботанических определений О.Геера.

² Айнууский ярус (выделявшийся предположительно) - низы сеномана и, возможно, нижний мел, гияцкикий ярус - сеноман и турон, ороченский ярус - сенон. Отложения древнее сенона на Северном Сахалине были выделены впервые.

³ Конгломератная, нижнедуйская, геннойшинская, хойнджо, верхнедуйская свиты, морская свита сланцев и песчанистых сланцев, зеленая туфогенная свита, севернее Александровска - также рыхлая и другие свиты.

ное изучение разрезов Северного Сахалина показало, что нижняя часть третичных образований, как и на Южном Сахалине, и на Хоккайдо, "согласно залегает на меловых, отделяясь от последних двумя толстыми конгломератами с прослойками углистых сланцев между ними" (Криштофович, 1924, стр. 460).

При геологической съемке на Северном Сахалине был закартирован ряд крупных складок, причем основные работы велись на участках, перспективных для поисков угля и нефти. Данных для характеристики основных структурных элементов Сахалина имелось еще недостаточно. Наблюдения над взаимоотношениями различных толщ оставались немногочисленными. И.Б.Плешаковым (1938) была сделана попытка тектонического анализа этих отрывочных сведений. Не рассматривая особенностей разных структурных зон и исходя из представлений об одновременности складчатых дислокаций на широких площадях, этот автор выделил в Сахалино-Камчатской области шесть фаз кайнозойской складчатости: на границе мела и палеогена, между олигоценом и миоценом, между средним и верхним миоценом, в верхнем плиоцене, на границе плиоцена и плейстоцена и в плейстоцене. Как было отмечено Е.М.Смеховым и Б.Ф.Дьяковым (1940), представления И.Б.Плешакова противоречили ряду известных уже геологических данных. Они не подтвердились и последующими съемочными работами. Только дислокации на границе плиоцена и четвертичного периода или немного более поздние ("сахалинская фаза" И.Б.Плешакова) действительно установлены во многих местах и, возможно, имели наибольшее значение для всей области.

В результате геологических исследований предвоенных лет для юго-западной части Северного Сахалина были получены преимущественно стратиграфические данные, обобщенные Е.М.Смеховым (1941). В его работе описаны палеозойские породы, гилляцкий и ороченский ярусы мела и третичные свиты: конгломератовая, нижнедуйская, хандаса, верхнедуйская, рыхлая и агневская; кроме того, приведены данные о нефтеносности пород и характеристика семи структурных зон. В вышедшей одновременно сводке А.Д.Архангельского (1941) для характеристики Сахалина использована только статья И.Б.Плешакова: Территория рассматривается в составе области альпийской складчатости.

Работы японских геологов в южной половине Сахалина также были связаны с поисками угля, нефти и газа¹. На ряде участков они сопровождалась геологической съемкой и бурением. Однако с достаточной детальностью была изучена только территория Крильонского полуострова, наиболее богатая нефтепроявлениями². Сводная геологическая карта Южного Сахалина (масштаб 1:500 000), представленная К.Уватаоко в 1939 г., была весьма схематичной и слабо отражала морфологию третичных структур. Статья К.Уватаоко "Сахалинская нефть", подводившая итоги исследованиям японских геологов, не давала окончательных выводов о перспективах нефтегазосности. Нефтепроявления были отмечены во многих горизонтах как третичных, так и меловых. Наибольший интерес представляет сводка К.Уватаоко (1937; Смехов, 1946) по стратиграфии третичных отложений Южного Сахалина. В ней дано описание третичных "формаций" (или свит) южной части Сахалина, их сопоставление со свитами северных районов и "формациями" о-ва Хоккайдо. Отмечено несогласие в подошве третичных отложений и согласное залегание толщ внутри третичного разреза (мощностью до 9 км). Только для "формации Маруяма" в ряде районов указаны несогласные взаимоотношения с толщами разного возраста, включая и меловые, однако в других районах наблюдалось ее согласное залегание на "формации Кураси". Предполагалось, что такое несогласие отвечает орогении. Стратиграфическая схема К.Уватаоко лишь с небольшими изменениями была принята Е.М.Смеховым (1948) и подтверждена в основных чертах последующими работами.

Стратиграфическое расчленение меловых отложений Южного Сахалина наиболее подробно было разработано Т.Мацумото (Matsumoto, 1942, 1943, 1959). В детально

¹ Рефераты многих японских работ опубликованы в 30-м томе "Геологической изученности СССР" (1968).

² В 1960-х годах на основе этих материалов в Японии были изданы листы геологической карты Сахалина масштаба 1:250 000. Из них только южный лист ("Geologic map of Sakhalin...", 1960) представляет интерес по детальности и верному отражению структуры.

изученных разрезах по рекам Найбе и Аю он описал четыре "группы" слоев: "нижнюю аммонитовую" (альб-сеноман), "Кавакита" (сеноман), "Михо" (турон и сенон) и "Рюгасе" (сенон) общей мощностью около 5,5 км. Эти группы сопоставлялись по фауне с развитыми в Японии. Упомянулось, что толща "группы Рюгасе" с разрывом, но без видимого несогласия перекрыта палеогеновыми отложениями "группы Найбути".

Стратиграфическая схема Т.Мацумото лишь с частными поправками была принята В.Н.Верещагиным (1963) при составлении опорного разреза по р. Найбе. Таким образом, японскими геологами были составлены достаточно подробные стратиграфические схемы Южного Сахалина; структурные формы Южного Сахалина были изучены очень слабо.

Геологические исследования Сахалина, прерванные войной, были возобновлены в 1946 г. на всей территории острова. Геологические съемки на юго-западном Сахалине проводились сотрудниками ВНИГРИ Е.М.Смеховым, В.Н.Винюковым, И.Г.Гринбергом и Г.К.Невским. Их результаты отражены в работах Е.М.Смехова (1948, 1953). Наиболее детально описаны меловые и третичные отложения, расчленявшиеся в соответствии с существовавшими схемами А.Н.Криштофовича для Северного Сахалина и К.Уватако для третичных отложений южных районов. Понимание возраста третичных свит очень близко к представлениям К.Уватако. В основании третичных отложений предполагалось несогласие, отвечающее тектогенезу конца мелового периода. Следующая эпоха тектогенеза связана с поздне третичным и ранне четвертичным временем. Е.М.Смеховым (1953) впервые была предложена тектоническая схема Сахалина. Многие ее детали сейчас потеряли интерес, однако некоторые правильные заключения о структурах южной части острова забыты незаслуженно. Так, для этой территории было правильным противопоставление восточной и западной зон, разделенных крупным надвигом. В восточной зоне в общих чертах верно были выделены поднятия (названные Вальзинским, Сусунайским и Анивским антиклинориями) и разделяющие их впадины. На западе острова была отмечена крупная синклиновая структура. Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности рассматривались как продольный грабен Сахалина.

В последующие годы широкое распространение получили тектонические представления С.Н.Алексейчика (1954), выделявшего Западно- и Восточно-Сахалинский антиклинории, а между ними - Центральнo-Сахалинский синклиорий¹, протягивающиеся меридионально через всю территорию острова (рис. 1). При составлении тектонической схемы он основывался на своих исследованиях в северной части Сахалина и стремился к "возможному объединению структурных элементов, хотя и разновозрастных, но расположенных в одной полосе по простиранию и имеющих ту или иную генетическую связь" (Алексейчик, 1954, стр. 38). Выделенные структуры отвечали главным геоморфологическим элементам Сахалина. Схема привлекала своей простотой, однако она не учитывала ряда геологических данных. Сам автор отмечал, что меловые отложения в своде Западно-Сахалинского антиклинория не образуют антиклинальной структуры. Не имеют антиклинорного строения и Восточно-Сахалинские горы. Приведенная в статье характеристика ряда структурных зон внутри антиклинориев показывает, что последние весьма неоднородны в продольном направлении и не могут рассматриваться как единые структуры. Выделение Центральнo-Сахалинского синклиория также было недостаточно обоснованным. Последующие работы показали, что в этом районе третичные отложения имеют наименьшие мощности и представлены только неогеновыми слоями. Эти недостатки тектонической схемы С.Н.Алексейчика уже отмечались в литературе (Соловьев, 1958; Пушаровский, 1964б). Предположение о существовании на Сахалине передового прогиба кайнозойской геосинклинали было признано неправильным самим автором (Алексейчик, 1959). Основной интерес в работе представляла характеристика отдельных структурных зон, небольших складок и разломов. Было отмечено, что наиболее резкая складчатость на Сахалине относится к концу третичного - началу четвертичного времени, рост складок продолжается и сейчас (Алексейчик, 1952, 1954).

¹ Эти же структурные элементы выделялись еще в 1914 г. К.Н.Тульчинским (см. "Геологию СССР", т. XXXIII, 1970).

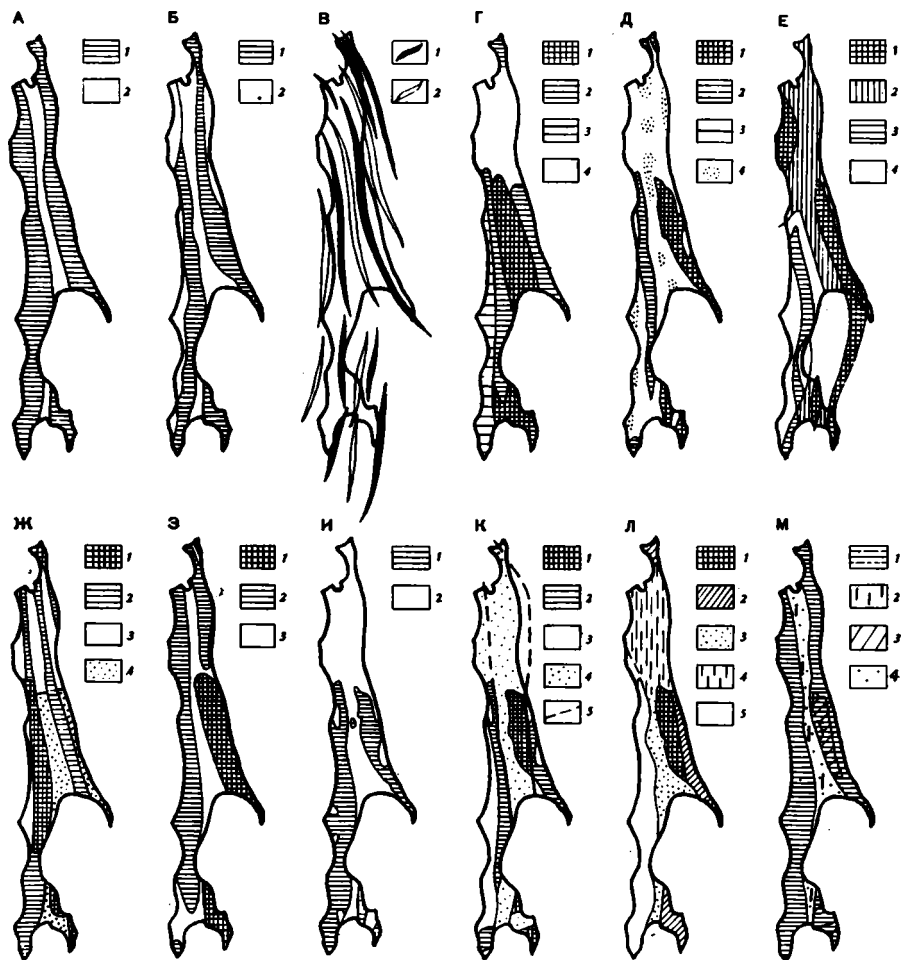


Рис. 1. Схемы тектонического районирования Сахалина (упрощенные)

А - по С.Н.Алексейчику (1954): 1 - антиклинории, 2 - синклинорий; Б - по П.Н.Кропоткину (1954): 1 - антиклинории, 2 - синклинории; В - по А.П.Милашину (1960): 1 - антиклинории, 2 - синклинории; Г - по М.Х.Лившицу (1963): 1 - срединный палеозойский массив, 2 - меловые антиклинории, 3 - третичный антиклинорий, 4 - парагеосинклиналь; Д - по Д.Ф.Русакову (1963): 1 - области глыбово-складчатой тектоники, 2 - области преимущественного развития линейной складчатости меловых отложений, 3 - области преимущественного развития брахиантиклиналей в третичных отложениях, 4 - участки максимального накопления третичных отложений; Е - по А.В.Соловьеву (1958): 1 - консолидированные участки древней складчатости и платформы, 2 - переходная зона между платформой и геосинклинальной областью, 3 - интрагеоантиклинорий, 4 - геосинклинальная область; Ж - по С.А.Салуну (1965): 1 - горсты, 2 - антиклинории, 3 - синклинории, 4 - грабены и наложенные впадины; З - по О.А.Мельникову (1968): 1 - мезозойские антиклинории, видоизмененные в результате неогеновой перестройки, 2 - новообразованные неогеновые антиклинории, 3 - неогеновые синклинории; И - по А.А. Капице (1963): 1 - поднятия, 2 - относительные понижения, наложенные прогибы и мульды; К - по И.Я.Зытнеру и др. (1964): 1 - палеозойские и верхнемеловой структурные ярусы, объединенные, 2 - верхнемеловой структурный ярус, 3 - третичный структурный ярус, 4 - неогеновый и четвертичный структурные ярусы, 5 - границы структурно-фациальных зон; Л - по Ю.М.Пушаровскому (1964б): 1 - горстовый массив, 2 - зоны блокового строения, 3 - неоген-четвертичные наложенные впадины, 4 - складчатая зона, 5 - синклинорий; М - по С.Н.Алексейчику и др. ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970): 1 - антиклинории, 2 - синклинорий, 3 - срединные массивы кайнозойской складчатости (включающие консолидированные комплексы герцинид и мезозойд), 4 - наложенные кайнозойские впадины с неглубоким залеганием консолидированных пород

Независимо от С.Н.Алексеичика сходная тектоническая схема Сахалина была опубликована П.Н.Кропоткиным (1954; "Тектоническая карта СССР", 1953). На ней лишь массивы Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова выделены как самостоятельные антиклинорные структуры, на северо-востоке острова обозначен Пильтунский прогиб, а узкая полоса на западе показана как часть прогиба Татарского пролива. Граница последнего с Западно-Сахалинским антиклинорием была проведена по подошве неогеновых слоев. Поэтому лишь небольшая часть единой моноклинали Западно-Сахалинских гор рассматривалась П.Н.Кропоткиным как крыло прогиба. В дальнейшем прогиб Татарского пролива нередко понимали только как структуру неоген-четвертичного времени, лежащую в основном в пределах пролива. А представление о существовании на западе Сахалина крупного третичного прогиба, намечавшееся в работах Е.М.Смехова и П.Н.Кропоткина, не получило признания. Большинство геологов вслед за С.Н.Алексеичиком стали рассматривать эту зону как Западно-Сахалинский антиклинорий.

Таким образом, в начале 1950-х годов сложились общие представления о разрезе Западного Сахалина и появились первые тектонические схемы. Достаточно подробно изучены были только некоторые участки. Работы 1950-х годов дали много детальных материалов для характеристики структур и познания стратиграфии региона. С.Н.Алексеичик, Л.С.Жидкова, Л.В.Криштофович, И.Н.Кузина, И.И.Ратновский проводили детальное изучение разрезов третичных отложений. Они описали на западе Сахалина все свиты, выделяемые и сейчас (Алексеичик и др., 1954): конгломератовую (нижний эоцен), нижнедуйскую (эоцен - нижний олигоцен), краснопольевскую (нижний олигоцен), хандасинскую, или такарадайскую (верхний олигоцен - нижний миоцен), аракайскую, холмскую, невелискую и чеховскую, объединяемые в хойнджинскую серию (нижний - средний миоцен), верхнедуйскую (средний миоцен), кураийскую (верхний миоцен), сменяющуюся на севере сертунайской и александровской, и маруямскую (плиоцен). Свиты Западного Сахалина сопоставлялись с развитыми в других районах острова. В основании третичных отложений отмечалось несогласие.

Меловые отложения, считавшиеся менее перспективными для поисков нефти, были изучены слабее. Первые сводки по стратиграфии мела были составлены А.А.Капицей в 1947 и 1957 гг. Им описаны: побединская свита (альб? и, возможно, сеноман); рождественская и хоэнская свиты айнуасского яруса (сеноман и в самых верхах, вероятно, турон); арковская, дичунская и чернолесенская свиты гильцкого яруса (турон); верблюжьегорская, жонкьерская и бошняковская свиты ороченского яруса (сенон). Предполагавшиеся автором несогласия на границах всех меловых свит и в подошве палеогена не подтвердились дальнейшими работами. В ряде случаев оказалось неверным сопоставление толщ, развитых в разных районах. Однако в остальном сводка А.А.Капицы (1961), написанная на основе его полевых наблюдений и литературных данных, имела большое значение для геологических работ на Сахалине.

После 1953 г. планомерные геологические съемки на Западном Сахалине проводились В.И.Богидаевой, И.А.Галко-Зих, С.Д.Гальцевым-Безюком, И.Г.Гринбергом, Н.П.Лучниковым, Л.М.Сапиной, Л.Н.Соломатиной, И.А.Тепловым, В.К.Терниковым и другими геологами. Руководитель работ ВНИГРИ В.Д.Козырев представил в 1955 г. сводную геологическую карту Южного Сахалина (к югу от Бошнякова) в масштабе 1:200 000. На этой карте, как и на карте в работе А.А.Капицы, меловые отложения были показаны без расчленения на свиты. Зато в детально изученных третичных отложениях Западного Сахалина были закартированы все свиты, отмеченные С.Н.Алексеичиком с соавторами. Поэтому карта давала верное изображение основных складчатых структур третичных отложений. Последующие съемочные работы вносили в нее только частные исправления.

Итоги геологических исследований 1950-х годов были изложены в двух коллективных сводках по южной и северной частям Сахалина (Козырев и др., 1960; Алексеичик, 1959). Геологическое строение острова рассматривается в этих сводках в связи с перспективами газонефтеносности. Поэтому основное внимание уделено описанию кайнозойских отложений и структур. Характеристика меловых свит приведена по данным А.А.Капицы, без их критического разбора. Для южных районов она оказалась в значительной части ошибочной и позднее была пересмотрена.

Описание третичных толщ во многом основано на оригинальных материалах авторов. В целом оно соответствует опубликованной ранее стратиграфической схеме (Алексейчик и др., 1954), дополняя ее обильным фактическим материалом, особенно по территории Западного Сахалина. Этот раздел книги, подготовленный И.Н.Кузиной и Л.С.Жидковой, остается и сейчас важным источником по стратиграфии третичных отложений Западного Сахалина (Козырев и др., 1960). Детальное изучение отложений привело авторов к выводу, что палеогеновые толщи распространены только на западе острова и отлагались в "депресссионной зоне, образовавшейся на месте современного Татарского пролива и западного побережья Южного Сахалина, ограниченной с запада краевой частью Дальневосточной платформенной области, с востока — древней палеозойской и меловой сушей" (Козырев и др., 1960, стр. 36). Палеогеновые слои ложатся на верхнемеловые с размывом, но обычно без видимого углового несогласия (Жидкова, 1961), что свидетельствует о длительном унаследованном прогибании в западной депрессионной зоне. Неогеновые отложения на западе без несогласия продолжают разрез палеогена. На востоке они несогласно перекрывают образования мела и палеозоя, отмечая заложение нового прогиба на месте Тымь-Поронайской низменности, западного берега залива Терпения и Сусунайской низменности. Однако эти стратиграфические и палеогеографические выводы не были использованы авторами сводок для тектонического анализа Сахалина. Многие данные по морфологии структур также оставлены без внимания, хотя они и находятся в противоречии с общими тектоническими представлениями авторов.

В тексте кратко описаны все складки Западно-Сахалинских гор, показанные на геологической карте В.Д.Козырева (Козырев и др., 1960). Взаимоотношения отдельных складок и положение их в общей структуре на основе имевшихся сведений еще не могли быть разобраны. Но исходя из некоторых особенностей структур и различий в их простирации, были выделены несколько зон, образующих в целом Западно-Сахалинский антиклинорий. В Ламанонской зоне, лежащей, по мнению авторов, на крыле антиклинория, третичные слои образуют моноклираль с общим наклоном на запад. На фоне моноклинали видны отдельные складки меридионального и северо-северо-западного простираения — обычно пологие, но в Лесогорском районе довольно крутые и разбитые разломами. Южнее, в Чеховской зоне, третичные отложения смяты в складки северо-западного простираения, обычно асимметричные. Помимо линейных складок отмечаются брахискладки, гребневидные складки и поднятия типа структурного носа. Известны продольные разломы. Все складки погружаются в северо-западном направлении. Южнее отмечены складки невыдержанного меридионального простираения. Далее, в Крильонской зоне, третичные складки образуют веерообразную в плане структуру и погружаются в северном направлении. Они облекают с севера поднятие, сложенное меловыми толщами, также складчатыми. В пределах зоны преобладают симметричные складки, иногда с ундуляцией шарнира. В Синегорско-Пилевской зоне, представляющей, по мнению авторов, свод антиклинория, меловые слои образуют протяженную моноклираль с общим наклоном на запад. На участке к северу от Лесогорска моноклираль осложнена складками северо-северо-западного простираения. В Александровском тектоническом районе (Алексейчик, 1959) меловые отложения также смяты в складки. Структуры, закартированные далее к северу в третичных отложениях, не являются непосредственным продолжением этих складок.

На востоке границей Западно-Сахалинского антиклинория служит протяженный продольный взброс. Предполагалось, что при смещении по взбросу под ним были погребены сводовая зона и значительная часть восточного крыла антиклинория, и поэтому на поверхности видна лишь моноклираль Западно-Сахалинских гор и полоса неогеновых отложений на востоке. Следуя тектонической схеме С.Н.Алексейчика (1954), далее к востоку авторы сводок выделяли Центральное-Сахалинский синклинорий и Восточно-Сахалинский антиклинорий, также состоящие из ряда тектонических районов (или зон). Остров в целом рассматривался как единое структурное образование — Сахалинский мегантиклинорий (Алексейчик, 1959). С.Н.Алексейчик (1962) считал, что крупные структуры такого типа являются основными элементами третичной геосинклинальной области и кроме Сахалина могут быть выделены в Японии, на Курильских островах, Камчатке и на территории Охотского моря.

Из тектонических выводов в этих сводках наиболее интересен вывод о возрасте складчатых структур: "Третичные породы только в конце третичного времени охваче-

ны более или менее заметной интенсивной складчатостью, и процесс складчатости здесь еще не закончен, а продолжается и в настоящее время, вследствие чего третичные породы в пределах Сахалина смяты в складки, характер строения которых носит пока промежуточные черты между платформенным и геосинклинальным типом складчатости" (Алексейчик, 1959, стр. 78).

В дальнейшем для обоснования принятой тектонической схемы геологи ВНИГРИ привлекли помимо геологических также геофизические и геоморфологические данные (Алексейчик и др., 1963). Рассмотрение особенностей рельефа Сахалина (преимущественно в северных районах) привело авторов к заключению о прямом соответствии форм рельефа тектоническим формам. На детальном материале в работе было показано, что рельеф Сахалина отвечает элементам новейшей тектоники и современному структурному плану. Однако формы рельефа не могут служить индикатором истории развития структур и их морфологии, поэтому нет оснований для выделения на Сахалине синклинория и двух антиклинорий.

На основе сопоставления геологических и геофизических материалов по Сахалину в работе был сделан вывод, что "региональные гравитационные аномалии связываются в основном с плотностной неоднородностью верхней части разреза земной коры, и в частности с глубиной залегания регионально метаморфизованных (палеозойских) пород. Обычно гравитационные максимумы отображают крупные антиклинальные поднятия; прогибы отмечаются зонами относительно пониженных значений аномалий силы тяжести" (там же, стр. 263). Однако этот вывод был четко обоснован только для Северного Сахалина и отчасти для Центрально-Сахалинской низменности, где подобное соответствие наблюдается как для крупных, так и для мелких форм. Как отмечает П.М.Сычев, "в районе Восточно-Сахалинских гор в ряде случаев не удается подметить прямой зависимости между геологическим строением района и аномалиями силы тяжести" (Алексейчик и др., 1963, стр. 32). Участок распространения палеозойских пород, соответствующий ядру предполагаемого Восточно-Сахалинского антиклинория, характеризуется пониженными значениями аномалий силы тяжести. Относительно Западно-Сахалинских гор П.М.Сычев замечает: "максимумы аномалий силы тяжести приурочены не к выходам на поверхность меловых пород, обнажающихся в своде антиклинория, а к палеогеновым и неогеновым отложениям, обнажающимся на его западном крыле" (Сычев, 1962, стр. 34). Только для отдельных мелких структур наблюдается соответствие аномалиям силы тяжести. Согласно геофизическим расчетам, современные мощности третичных отложений в пределах Западного Сахалина и соседних участков Татарского пролива достигают 5 км или более (Сычев, 1962). В Сусунайской и Тымь-Поронайской низменностях, отвечающих предполагаемому синклинорию, мощности редко превышают 2-3 км. Проведенный анализ геофизических материалов представляет большой интерес, но не дает подтверждения тектонической схемы С.Н.Алексейчика.

Помещенные в работе (Алексейчик и др., 1963) геологические профили и описания также не служат обоснованием принятого тектонического районирования Сахалина. Новый геологический материал не укладывался в существовавшую простую схему. Намечавшиеся противоречия видны уже и при внимательном чтении рассматриваемой работы С.Н.Алексейчика и его соавторов.

В 1960-х годах на Сахалине были завершены многие важные геологические работы. Для всей территории Западного Сахалина были составлены геологические карты в масштабе 1:200 000. Съемки отдельных районов были проведены геологами созданного на Сахалине Геологического управления - Ю.М.Ковтуновичем, Д.Ф.Семеновым и другими, но основные съемочные работы выполнили сотрудники Второго гидрогеологического управления Г.С.Ведерников, В.П.Мытарев, А.Л.Освальдт, А.К.Салдугеев, А.А.Трепалина, В.П.Феликс, А.С.Шуваев и другие под руководством С.А.Саллуна. Они дали подробные и точные описания стратиграфических разрезов Западно-Сахалинских гор с фаунистическим обоснованием возраста свит и их петрографической характеристикой. Морфология структур в ряде отчетов описана кратко из-за недостаточности наблюдений. При этом характеристика единой складки или группы складок дается по частям, которые авторы относят к разным структурным ярусам

¹ Сводная геологическая карта была составлена В.Н.Верещагиным.

в тексте углового несогласия между такими ярусами, в частности несогласия в по-доше палеогена. Точно составленные карты восполняют и некоторые другие недо-статки текста. На них видна и форма складок, и их положение в общей структуре. Особенно нужно отметить успехи в картировании верхнемеловых отложений, произве-денном впервые. На значительной части площади они были изучены В.П.Мыгаревым и А.С.Шуваевым. Биостратиграфические исследования верхнемеловых отложений про-водились геологами ВСЕГЕИ.

В.Н.Верещагиным (1963) и его сотрудниками была составлена сводка по страти-графии верхнемеловых отложений Сахалина. Свиты¹ опорного разреза по р. Найбе были прослежены на юг и север. На основе картирования и палеонтологических дан-ных они сопоставлялись со свитами северных районов иначе, чем ранее предлагал А.А.Капица. Свиты верхнего мела Сахалина сопоставлялись с одновозрастными от-ложениями Японии.

В эти же годы З.П.Потапова (1960, 1962) получила интересные данные о вещест-венном составе пород из верхов мелового разреза. Т.Д.Зонова (1965) на основе изу-чения иноцерамов провела биостратиграфическое расчленение верхнемеловых отложе-ний в средней части Западно-Сахалинских гор. А.С.Шуваев (1969а,б) обосновал со-поставление разобобщенных разрезов верхнего мела, проследил распространение выде-ленных горизонтов в пределах Сахалина и сделал ряд палеогеографических выводов. Сотрудники ВНИГРИ И.А.Теплов (1966) и Ю.С.Мавринский (1966) рассмотрели геоло-гию верхнемеловых отложений в связи с вопросами их перспективности для поисков нефти и газа.

Одновременно было получено много новых данных по стратиграфии третичных от-ложений (Жидкова, 1962; Жидкова и др., 1969; Криштофович, 1961а, 1964; Ратнов-ский, 1969, и др.), по их литологии (Бродская, Захарова, 1960; Захарова и др., 1961; Жидкова, Тодоровская, 1963; Шилов, 1957, 1958а, б, 1962; Ерохов, Шилов, 1966, и т.д.) и угленосности (Сальников, Сальникова, Ажгиревич, 1963; Сальников, Сальникова, Штемпель и др., 1963). При анализе палеонтологического материала по третичным отложениям Сахалина Л.В.Криштофович (1961а, б) была установлена определенная сменяемость комплексов моллюсков по разрезу. На этой основе ею были выделены "ярусы" и "подъярусы", прослеживающиеся достаточно четко на всей дальневосточной территории СССР. По комплексам моллюсков "ярусы" и горизонты дальневосточной провинциальной шкалы сопоставлялись с соответствующими слоями Северной Америки и Японии.

Сводка данных по стратиграфии третичных отложений была составлена в 1963 г. И.И.Ратновским (1969). В ней на основе подробной характеристики дано сопоставле-ние третичных свит Западного Сахалина и других районов; отмечены одновозрастные им отложения Хоккайдо, Камчатки и Южного Приморья; рассмотрены перспективы нефтегазоносности. Иногда методические ошибки работы мешают использованию ее выводов для тектонического анализа. Так, в отдельных случаях автор распростра-няет на несколько структурных зон заключения, сделанные для небольшой площади, полагая, что "Сахалин - это небольшой регион и, несомненно, все основные движе-ния земной коры, происходившие в третичное время, проявились более или менее одновременно на всей его площади" (Ратновский, 1961, стр. 126). Однако такие до-пущения редки в детальных и точных исследованиях И.И.Ратновского. Большой инте-рес представляют материалы В.Н.Шилова, изучившего образования трех фаз неогено-вого вулканизма на Сахалине. Проследив изменения фаций и мощностей в туфогенных толщах нижнего и среднего миоцена, он установил расположение ряда вулканических центров в пределах Татарского пролива, недалеко от побережья острова.

Работы по четвертичной геологии и геоморфологии Сахалина показали большую роль неотектонических движений в формировании его современной структуры (Алек-сандров, 1962; Александров, Леонтьев, 1969; Гальцев-Безюк, 1964 и др.; Ганешин, 1959; Лавров, 1963 и др.; Медведев, 1961; Рудич, Скиба, 1959; Рудич, 1961). Общая сводка по геологии Сахалина дана в XXXIII томе "Геологии СССР" (1970).

¹ Выделены свиты: айская (верхи альба-сеноман), найбинская (сеноман), быковская (турон - нижний кампан) и красноярковская (от верхнего кампана до дания). Опреде-ление их возраста близко к установленному Т.Мацумото.

кие исследования. На всей территории острова уже выполнены региональные гравиметрическая, наземная и воздушная магнитные съемки; в ряде районов проведены сейсмические работы методом преломленных волн. Результаты этих исследований были разобраны П.М.Сычевым (1966), ряд данных имеется и в других работах. Магнитное поле Сахалина всеми исследователями оценивается как спокойное слабо отрицательное, ограниченное с востока и запада зонами интенсивных положительных аномалий (Соловьев, Гайнанов, 1963, и др.). Как показал П.М.Сычев, особенности магнитного поля связаны в основном с содержанием ферромагнитных минералов в породах верхней части земной коры. Западная зона положительных аномалий, проходящая в краевой части Сихотэ-Алиня и на западе Татарского пролива, совпадает с полосой распространения эффузивных и интрузивных пород вулканического пояса, пограничного с мезозоидами.

Для гравитационного поля Сахалина характерны положительные значения аномалий Буге. В.С.Волхонин и Э.Н.Лишневецкий (1960) впервые показали здесь крупные зоны гравитационных максимумов и минимумов и отметили их прямое соответствие тем зонам, которые рассматривались С.Н.Алексейчиком как Западно- и Восточно-Сахалинский антиклинорий и Тымь-Поронайская депрессия. Подобное прямое соответствие было установлено на Сахалине и для ряда мелких форм и стало приниматься за правило (Алексейчик и др., 1963; Лившиц, 1963; Милашин, 1960, и др.). Выше было показано, что такое соответствие наблюдается далеко не всегда, а районирование Сахалина, предложенное С.Н.Алексейчиком, весьма дискуссионно. Объяснения природы гравитационных аномалий, данные разными авторами, пока еще мало обоснованы¹. Представляют большой интерес факты связи максимумов силы тяжести с эпицентрами землетрясений и зонами новейших поднятий (Сычев, 1966). Структурные формы, для которых отмечается совпадение с аномалиями силы тяжести, обычно хорошо выражены в рельефе и продолжают сейчас свое формирование. Для гравитационных ступеней наблюдается связь с зонами молодых разломов, в частности с зоной Центрально-Сахалинского разлома.

Протяженные сейсмические профили имеются пока только для Северного Сахалина (Сычев, 1966). Кроме того, недавно были опубликованы данные по профилям МОВ через Татарский пролив, очень интересные для нашей работы (Милашин и др., 1970). Несколько профилей ГСЗ пересекли южную часть острова и прилегающие акватории ("Глубинное...", 1971). Для некоторых участков имеются более детальные сейсмические материалы, полученные в последние годы сотрудниками Сахалинского геологического управления и Тихоокеанской экспедиции ВНИИМОРГЕО.

При сейсмотектоническом районировании все исследователи считают наиболее сейсмичной западную семибалльную зону острова (Дибров, 1957; Ферчев, 1960, и др.). Установлено, что эта зона захватывает всю территорию Западно-Сахалинских гор, кроме перешейка Поясок и окрестностей м. Крильон, и соседние участки Центрально-Сахалинской низменности (Соловьев и др., 1967). Существование зоны семибалльных землетрясений намечается также в крайней северо-восточной части острова. В пределах острова отмечается различная глубина очагов землетрясений. Преобладают поверхностные землетрясения.

Анализ геологических и геофизических материалов, собранных в 1960-е годы, привел многих геологов к отказу от существовавших представлений о тектонике Сахалина. Был предложен ряд новых тектонических схем (см. рис. 1), построенных по разным принципам и вносивших те или иные поправки в схему С.Н.Алексейчика. В основу тектонических схем А.П.Милашина (1960) и М.Х.Лившица (1963) положены преимущественно данные гравиметрии. А.П.Милашин выделил пятнадцать зон с относительно повышенными и пониженными значениями аномалий силы тяжести. Эти зоны трактовались соответственно как антиклинории и синклинории (с некоторыми исключениями). В ряде случаев разобщенные поля аномалий силы тяжести были необоснованно объединены в одну зону. В других случаях единые геологические структуры

¹ Предполагается связь гравитационных максимумов с массивами палеозойских пород, залегающих под третичными отложениями в приподнятых блоках или в погребенных древних поднятиях (Сычев, 1962, 1966), с интрузивными телами (Милашин, 1960) или с выступами "базальтового слоя" (Лившиц, 1963).

оказались раздробленными, и отдельные небольшие складки рассматривались как самостоятельные синклинали и антиклиналии. Схема М.Х.Лившица также вызывает возражения. На ней в средней части Сахалина вкрест простирания выделяются четыре положительных элемента: Западно-Сахалинский третичный антиклинорий, Западно-Сахалинский меловой антиклинорий, Срединный палеозойский массив и Восточно-Сахалинский меловой антиклинорий. Выделение подобных элементов не имеет геологических оснований. В схеме, однако, интересно противопоставление строения северной и южной частей Сахалина, выдвигаемое и другими исследователями.

Д.Ф.Русаковым (1963) была сделана попытка районирования Сахалина по характеру складок. Предложенная классификация складок слабо аргументирована. Тем не менее схема Д.Ф.Русаква, отражающая прежде всего конкретные тектонические структуры острова, представляет значительный интерес. В отличие от схемы С.Н.Алексеичика на ней не видно крупных зон, проходящих через весь Сахалин. Определенно обособляется северная часть Сахалина, изображенная как область преимущественного развития брахиантиклиналей в третичных отложениях. На юге острова видно различие восточной и западной областей: в пределах Восточно-Сахалинских гор, Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова отмечены главным образом глыбово-складчатые структуры, а в Западно-Сахалинских горах - складчатые формы. В то же время Западный Сахалин искусственно разделен автором на две зоны, образованные меловыми и третичными отложениями (см. также Русаков и др., 1967).

Другие схемы были составлены по комплексу геологических данных. В этих схемах для нас интересна прежде всего трактовка структуры Западно-Сахалинских гор. А.В.Соловьев (1958) кроме Западно-Сахалинского антиклинория выделял здесь прогиб Татарского пролива - примерно в тех же границах, что и на схеме П.Н.Кропоткина (1954), только без северного участка. Западную и восточную зоны Южного Сахалина он рассматривал как структуры различного типа, а северную часть острова считал сильно отличающейся от южной. Это отличие представлялось А.В.Соловьеву столь существенным, что он на схеме показал Северный Сахалин как область, переходную к платформе и отчасти даже платформенную, несмотря на огромные мощности, характер третичных отложений и распространение здесь складчатых форм. С.А.Салун (1965) также подчеркивал геологические различия Северного и Южного Сахалина. Однако, следуя тектонической схеме П.Н.Кропоткина, он протягивал выделенные структурные элементы через всю территорию острова. На основании съемочных данных вдоль побережья Татарского пролива С.А.Салуном выделялась синклиноральная структура, формирование которой продолжается и сейчас. За ее восточное ограничение принимался глубинный разлом, протягивающийся якобы меридионально через Александровск, а остальная часть моноклинали Западно-Сахалинских гор рассматривалась как антиклинорий. И синклиноральная, и Западно-Сахалинский антиклинорий считались унаследованными в отличие от наложенных структур восточной части острова.

Мододой, неогеновый, возраст поднятия Западно-Сахалинского хребта был справедливо отмечен Е.М.Рудичем (1958, 1962) и позднее О.А.Мельниковым (1962, 1968). Образование поднятия О.А.Мельников связывает с проявлением "неполной частной инверсии" в восточной зоне прогиба позднемелового и третичного времени. По его мнению, новообразованная структура представляет собой антиклинорий, протягивающийся меридионально до северной оконечности острова и отвечающий западной части Сахалинского мегантиклинория¹. Для мезозойского структурного плана на западе Сахалина О.А.Мельниковым были выделены три кулисно расположенных синклинория северо-западного простирания. Два из них без достаточного геологического обоснования и без характеристики ограничений выделены в пределах Западно-Сахалинских гор. Предложенное О.А.Мельниковым районирование не соответствует ряду известных геологических фактов, однако очень важно его указание на сочетание в современном структурном плане Сахалина разновозрастных элементов.

Подобно О.А.Мельникову А.А.Капица (1963) считал, что поднятие Западно-Сахалинского хребта образовалось сравнительно поздно, как и лежащие восточнее наложенные прогибы. Моноклираль Западно-Сахалинских гор он рассматривал как запад-

¹ На юге, в пределах Крильонского полуострова, видна также периклираль Западного антиклинория Хоккайдо.

ное крыло крупного Сахалинского антиклинория, сочленяющегося с Японским синклиниорием. Для западной области Сахалина ("интрагеосинклинальной") А.А.Капица отмечал наиболее полный, мощный и последовательный разрез верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений и подчеркивал ее существенные отличия от восточной ("интрагеоантиклинальной") области.

Анализ геологических особенностей и различий западных и восточных районов Сахалина был проведен И.Я.Зытнером, Ю.М.Ковтуновичем и другими (1964), которые показали, что уже в верхнемеловое время здесь существовали два различных прогиба. Восточный прогиб отличался от западного наличием вулканогенных и кремнистых пород, проявлением предпалеогеновой интенсивной складчатости, метаморфизма и магматизма. Новые прогибы заложились здесь только в неогене, а вся территория отличалась весьма контрастными движениями. В западном прогибе опускание почти непрерывно продолжалось в течение палеогена и неогена и завершилось интенсивной складчатостью конца плиоценового времени. На основе таких различий авторы выделили на Сахалине восточную, западную и разделяющую их центральную структурно-фациальные зоны. Предполагалось, что эти зоны протягиваются до северной оконечности острова и образуют единую структуру - мегантиклинорий.

Ю.М.Пушаровский (1964б) дал эскиз новой тектонической схемы Сахалина, показавшей прежде всего разнородность и фрагментарность установленных на острове структур. Северо-Сахалинская складчатая зона, складчато-блоковый участок п-ова Шмидта, Восточно-Сахалинская блоковая зона, Сахалинский горстовый массив, Срединный грабенообразный прогиб, Южно-Сахалинская блоковая зона и Западно-Сахалинский синклиниорий различаются по особенностям стратиграфического разреза, магматизму и характеру тектонических нарушений. Многие признаки этих структур отмечались и другими исследователями Сахалина (см., например: Капица, 1963; Русаков, 1963, и др.). Однако прежде они не получали должной оценки и не привели к коренному пересмотру сложившихся тектонических представлений. Теперь Ю.М.Пушаровский дал новую трактовку крупных элементов острова. Он показал, что Западно-Сахалинские горы ни морфологически, ни исторически не являются антиклинорием, а отвечают восточному крылу и осевой части крупного Западно-Сахалинского синклинория. Синклиниорий выполнен верхнемеловыми и третичными толщами, дислоцированными в плиоценовое время. Восточным его ограничением является Центрально-Сахалинский разлом, западное крыло лежит в пределах Татарского пролива. В настоящей работе зона Западно-Сахалинского синклинория рассматривается в том виде, как она была выделена на схеме Ю.М.Пушаровского. Представляется только, что эта зона не обладает сложной складчатой структурой, обычно характерной для синклинориев, и должна рассматриваться скорее как прогиб, осложненный складчатостью.

Тектоническая схема Ю.М.Пушаровского, основанная на новых геологических данных, была быстро принята многими геологами-съемщиками и получила поддержку в литературе (Рождественский, 1966; Русаков и др., 1967; Меланхолина, 1968). В то же время ряд сахалинских геологов (С.Н.Алексейчик, С.Д.Гальцев-Безюк и др.) придерживаются прежних представлений, сложившихся в 1950-х годах. В сводной работе по геологии Сахалина они опубликовали свою известную тектоническую схему, сделав к ней некоторые дополнения ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970; см. рис. 1). Схема выглядит весьма противоречиво, так как изображенные контуры структурных ярусов не соответствуют представлению о синклинории и двух сахалинских антиклинориях. Некоторые крупные участки в результате сделанных дополнений получили два взаимоисключающих толкования. Так, Тымь-Поронайская и Сусунайская низменности рассматриваются одновременно как части "Центрально-Сахалинского синклинория" и как "наложенные кайнозойские впадины с относительно неглубоким залегающим срединного массива". Значительные площади на Тонино-Анивском полуострове, в Сусунайских и Восточно-Сахалинских горах, выделенные как части "Восточно-Сахалинского антиклинория", трактуются также как "срединные массивы кайнозойской складчатости"¹.

Таким образом, тектоническое районирование Сахалина до настоящего времени проводится исследователями различно. Возраст складчатости всеми исследователями

¹ Ошибочно выделение здесь узких (порядка 20 км) зон, сложенных породами разного возраста, в качестве "мезозоид" и "герцинид".

начиная с Н.Н.Тихоновича и П.И.Полевого (1915) определяется как кайнозойский. При этом вначале вся кайнозойская область Дальнего Востока включалась в систему альпид; позднее ее стали понимать как молодую складчатую область, еще не завершившую своего развития ("Объяснительная...", 1957). В последнее время М.С.Марковым территория Сахалина была отнесена к мезозоидам, а кайнозойские структуры трактовались как орогенные (Марков и др., 1967). Эти взгляды, однако, не были доказаны автором и не нашли сторонников. Тектоническое положение Сахалина внутри кайнозойской области понималось по-разному. Он рассматривался как краевой прогиб кайнозойской складчатой области (Алексейчик, 1954), как мегантиклинорий в складчатой системе (Алексейчик и др., 1963; Мельников, 1962, и др.), как часть Японо-Сахалинской островной дуги (Капица, 1963), как останец бывшей суши, состоящий из фрагментов кайнозойских складчатых структур (Пушаровский, 1964б). Такое разнообразие точек зрения связано в значительной мере с островным положением Сахалина, не позволяющим далеко проследить его структуры и выяснить их взаимоотношения с соседними структурными зонами. Анализ материалов по геоморфологии и геофизике прилежащих участков морского дна тоже не дает окончательного решения спорных вопросов и требует проверки геологическими методами.

Обзор материалов по тектонике других приматериковых районов

Кайнозойские структуры других районов Советского Дальнего Востока также изучены достаточно полно. Материалы исследований последнего времени частично отражены в нескольких крупных сводках ("Строение...", 1964; Кропоткин, Шахварстова, 1965; "Тектоника Евразии", 1966; "Геологическое строение...", 1966). Важным геологическим обобщением явилась карта всей территории востока СССР масштаба 1:1 500 000, составленная под редакцией Л.И.Красного ("Геологическая карта...", 1964).

Наиболее важные геологические исследования на Камчатке связаны с послевоенными годами, когда здесь были широко развернуты геологическая съемка и тематические работы стратиграфов и вулканологов. Сейчас уже достаточно детально изучены верхнемеловые и особенно третичные отложения Западной Камчатки, богатые фауной и несложно дислоцированные. Работы А.П.Ильиной, Л.В.Криштофович, Б.Ф.Дьякова, В.П.Вдовенко, Г.М.Власова, Е.П.Кленова, Н.М.Маркина и других геологов дали материал для создания унифицированной стратиграфической схемы палеогена и неогена Западной Камчатки. Специально изучалась угленосность отложений и нефтепроявления в меловых и третичных слоях. На ряде участков закартированы структуры в третичных толщах. Г.М.Власовым и В.А.Ярмолюком составлена сводная геологическая карта Камчатки. Для некоторых районов получены геофизические данные. Результаты этих работ отражены в сводке, вышедшей под редакцией Г.М.Власова ("Геология СССР", т. XXXI, 1964), и в ряде специальных статей (см., например, сборник "Геология и перспективы...", 1967). Обычно весь полуостров рассматривается в составе Курило-Камчатской островной дуги. Вместе с тем сейчас уже определенно выявлены структурные и формационные различия восточной и западной зон Камчатки. В восточной зоне широко распространены верхнемеловые и третичные эффузивные образования большой мощности и интенсивно дислоцированные. Для крайних северо-западных районов в верхнемеловом разрезе отмечаются появление мелководно-морских и континентальных отложений, исчезновение кремнистых и резкое сокращение количества вулканогенных пород. Третичные толщи Западной Камчатки (мощностью до 10 км) характеризуются распространением осадочных и туфогенно-осадочных пород и пологими дислокациями, часто с развитием брахискладок.

На территории Корякского нагорья наиболее значительные геологические исследования проведены за последние двадцать лет. В результате работ геологов СВГУ и НИИГА здесь были выявлены крупные структурные элементы (Белый, 1963; Тарасенко и др., 1969; "Геология и полезные...", 1965, и др.). Получены данные о распространении вулканогенных пород, о структурных взаимоотношениях Корякской кайнозойской области и Восточно-Азиатского вулканического пояса. Сравнительно детально разработана стратиграфия мезозойских отложений, по крайней мере на западе области (Авдейко, 1968, и др.). В восточных зонах для них установлено широкое

развитие офиолитовой формации (Белый, 1963; Гладенков, 1964). Для кайнозойских прогибов определены различные время заложения, разный характер и полнота разреза, выявлены некоторые особенности структур. Третичные отложения Олюторского прогиба сопоставлены с развитыми на Восточной Камчатке; разрезы Паропольского и Пенжинского прогибов были прослежены на Западную Камчатку ("Геология и полезные...", 1965). В некоторых районах проведены наблюдения по нефтегазоносности отложений (Иванов, 1967). Многие вопросы геологии Корякского нагорья остаются еще не решенными. Среди геологов существуют разногласия относительно ограниченных основных структур, возраста и распространения вулканогенно-кремнистых толщ, времени основных складчатых дислокаций, однако материалы по тектонике Корякского нагорья представляют очень большой интерес. Структуры приматериковой зоны расположены здесь полностью в пределах суши, что позволяет изучить детали их строения и взаимоотношения с прилегающими тектоническими зонами.

На о-ве Хоккайдо и в других районах Японии широко поставлены геологические работы разных направлений. Вся территория Хоккайдо уже покрыта геологической съемкой масштаба 1:250 000 и 1:500 000 ("Geological map of Hokkaido", 1965). Для значительной его части изданы также карты более крупного масштаба (Matsui a.o., 1965; Matui a.o., 1967; Nagao a.o., 1959, и др.). Наиболее полно изучены меловые и третичные отложения ("Геология и минеральные...", 1961; Matsumoto, 1942, 1943, 1959; Uozumi, 1962; "Geology of Japan", 1963, и др.). Разработано зональное деление третичных отложений по пелагическим фораминиферам. Следует отметить, однако, что толщи, изученные на соседних планшетах, нередко описываются под разными формационными названиями и плохо сопоставляются. Изучение морфологии структур проведено лишь на ограниченных площадях в связи с разведкой угольных и нефтяных месторождений. Работы по тектонике обычно имеют весьма общий характер; наиболее интересна сводка, выпущенная в 1965 г. под редакцией М.Минато, М.Горай и М.Фунахаси ("Геологическое развитие...", 1968). При тектоническом районировании на Хоккайдо с запада на восток выделены три зоны. Юго-западная зона Хоккайдо, как и северная часть о-ва Хонсю, характеризуется распространением неогеновых вулканических пород, перекрывших с несогласием складчатый комплекс до третичного возраста. На востоке Хоккайдо меловые и третичные отложения смяты в складки курильского простирания, а линия четвертичных вулканов лежит на продолжении вулканической зоны Курил. Меридиональные структуры Центрального Хоккайдо принадлежат к той же зоне, что и структуры о-ва Сахалин. Моноклинал на западе Центрального Хоккайдо, как и на Сахалине, образована слоями мела, палеогена и неогена, дислоцированными в конце плиоцена и в плейстоцене; в ряде мест с этими толщами связаны месторождения угля и нефти.

Среди островов Юго-Восточной Азии лучше всего изучен Тайвань. Обобщения по тектонике Тайваня были сделаны Ч.Биком (Biq, 1960) и позднее К.Хо (Ho, 1967). В работе К.Хо показаны различия третичных отложений и структур в прогибах на западе и востоке острова. По его мнению, восточный прогиб имеет эвгеосинклинальный характер и заложен в начале неогена. Западный прогиб¹ выполнен терригенными отложениями неогена, палеогена и, возможно, мела, дислоцированными в плейстоценовое время. Северная часть прогиба хорошо изучена при разведочных работах на уголь и нефть (Chang, 1963, 1964, 1965; Chiu, 1965; Chiu, Hsu, 1963; Chou, 1963, 1964; Chung, 1963; Elishewitz, 1963; Hsiao, 1964; Huang, 1963; Meng, 1963, 1965; Pan, 1965; Sun, 1963, 1964, 1965; Tang, 1964). На прибрежной равнине северо-западного Тайваня проведены большие буровые работы и сейсмические исследования. Их результаты опубликованы в ряде статей геологов-нефтяников и в сводной работе А.Шрайбера (Schreiber, 1965). Однако даже в районах, перспективных на нефть и газ, детальные исследования проводились только на антиклинальных структурах. Обоснованные геологические профили составлены для отдельных антиклиналей, а более крупные структурные формы изображаются очень схематично. Геологическая карта северо-западного Тайваня масштаба 1:250 000 была опубликована Ч.Менгом (Meng, 1965).

¹ По терминологии китайских геологов - "краевой прогиб Алишань" ("Основы...", 1962).

Восточной Суматры и Северо-Западного Калимантана (б. Борнео) выполнено нефтеносными третичными толщами большой мощности, обычно полого дислоцированными. По характеру разреза и структурных форм они существенно отличаются от смежных зон кайнозойского пояса, более близких к океану. В последнее время геологами нефтяных компаний в пределах этих прогибов проводятся достаточно детальные работы, но их данные нередко остаются неопубликованными. Наиболее интересные материалы и геологическая карта масштаба 1:2 000 000 приведены в сборнике по геологии Северо-Западного Калимантана (Fitch, 1963; Haile, 1963, и др.). Геологические особенности Суматры отражены на карте Индонезии ("Geologic map of Indonesia", 1965, масштаб 1:2 000 000). Кайнозойские структуры Бирмы рассмотрены в статье Г.А. Кудрявцева и других (1968), отметивших их большое сходство со структурами Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. На островах Новая Гвинея и Новая Зеландия значительная часть территории уже закартирована в масштабе 1:250 000. Ряд геологических данных отражен в сводных работах (Вуд и др., 1963; Браун и др., 1970). Отмечается, что по структурным особенностям эти острова сходны с другими районами приматериковой полосы (Пушаровский, 1965б).

На восточной окраине Тихого океана кайнозойские структурные зоны лучше всего изучены в пределах США. В Калифорнии геологические исследования связаны в значительной мере с разведкой и разработкой нефтяных месторождений. Поэтому они проводятся главным образом во впадинах Береговых хребтов и в прогибе Грейт-Вэлли (Большой долины) - крупных нефтяных бассейнах. При этом детальные буровые и геофизические работы ставятся на антиклинальных структурах, а характер соседних синклиналей часто остается невыясненным. При такой неравномерной изученности очень редко составляются профили через крупные геологические структуры. Так, поперечный профиль через прогиб Грейт-Вэлли удается найти только в двух-трех работах ("Geologic formations...", 1943; Safonov, 1962), а для Береговых хребтов почти единственными остаются до сих пор профили, составленные Н.Талиаферро (Taliaferro, 1943). Вопросы стратиграфии разработаны значительно лучше, особенно детально изучены третичные отложения. Сотрудниками Геологической службы США для всей территории составлены геологические карты масштаба 1:250 000 ("Geologic map of California ...", 1960-1966). Для ряда районов опубликованы геологические сводки. Многие материалы по геологии Калифорнии рассмотрены нами ранее (Пушаровский, Меланхолина, 1963). В последние годы особенно интересные данные получены относительно отложений францисканского комплекса (верхнеюрско-мелового) Береговых хребтов. А.Бейли и другие геологи (Бейли, Елейк, 1969; Bailey a.o., 1964) показали, что эти эвгеосинклинальные отложения одновозрастны миогеосинклинальному комплексу прогиба Грейт-Вэлли. В результате были выявлены существенные различия структурных зон Береговых хребтов и Большой долины. Последняя сводка по геологии Береговых хребтов была составлена Б.Пейджем (Page, 1966), по геологии Большой долины - О.Хэзелом (Haskell, 1966).

В пределах штатов Орегон и Вашингтон кайнозойские структуры изучены слабее. Детальные исследования проводились преимущественно в угленосных районах бассейна Пуджет-Саунд (Snively a.o., 1958; Roberts, 1958, и др.), по остальной территории опубликованы весьма отрывочные данные (см. Меланхолина, 1964). Основное внимание уделено изучению стратиграфических разрезов, причем отдельные горизонты третичных отложений обычно сопоставлены по фауне с лучше изученными отложениями Калифорнии. Важным обобщением геологических материалов являются карты западного Орегона и Вашингтона масштаба 1:500 000 ("Geologic map of Oregon...", 1961; "Geologic map of Washington", 1961). Геологическая история этой зоны описана П.Снейвли и Х.Вагнером, которые показали развитие здесь крупного третичного прогиба и его взаимоотношения с вулканической областью Каскадных гор (Snively, Wagner, 1963, 1964).

Еще меньше сведений имеется по геологии юго-восточной Аляски (Миллер и др., 1961; Dutro, Payne, 1957, и др.). Однако на основании геологических съемок Д.Миллера и некоторых стратиграфических исследований (Mac Neil a.o., 1961, и др.) здесь выявляются элементы крупного третичного прогиба Якатага. По обнажениям и скважинам описан его разрез, в ряде мест отмечены небольшие структурные формы - надвиги, складки и пр. Установлено, что образование этих форм связано с концом

(Тейтс, Грик, 1967; Stonely, 1967). Данные по юго-восточной Аляске сведены на геологической карте Г.Плафкера масштаба 1:500 000 (Plafker, 1967). Специальное изучение структурных форм и составление профилей проводилось Р.Стоунли (Stonely, 1967). Мезо-кайнозойские структуры более западных районов изучены и закартированы К.Барком.

Кайнозойский прогиб на западе Калифорнийского полуострова изучен значительно хуже, чем смежные районы США. Однако по ряду работ можно судить о характере его разреза, о некоторых структурных особенностях, о взаимоотношениях со складчатым комплексом мезозой на востоке (Allison, 1964; Beal, 1948; Durham, Allison, 1960; Silver а.о., 1963; Пушаровский, Меланхолина, 1963). Северная часть прогиба, лежащая в пределах Калифорнии, покрыта достаточно детальной геологической съемкой. Для мексиканской территории имеются только карты мелкого масштаба ("Geologic map of North America", 1965, и др.).

В Андийской области крупные кайнозойские прогибы располагаются в прибрежной части Колумбии и Эквадора, возможно, и на крайнем западе Чили. В целом для этой площади составлены лишь мелкомасштабные геологические карты ("Carte géologique...", 1964, масштаб 1:5 000 000). Геологические описания Колумбии и Эквадора имеют довольно общий характер. Работы Г.Герта, А.Олссона, Х.Чойпа с соавторами, вышедшие в русском переводе в 1959 г., сохраняют и сейчас свое значение. Некоторые новые данные изложены в докладах на симпозиуме американских геологов-нефтяников (Джакобс и др., 1967).

Приведенный обзор показывает, что многие приматериковые районы изучены с большой детальностью. Расхождение во взглядах на тектонику этих районов связано не с недостатком геологических данных. Как видно на примере Сахалина, различные точки зрения скорее всего можно объяснить фрагментарностью сохранившихся на острове структур и отсутствием геологических материалов об их подводном продолжении. Анализ геофизических данных оказывается недостаточным для расшифровки частей структур, расположенных под водой, он может использоваться только в сочетании с геологическими исследованиями.

Для дополнения и проверки имеющихся данных был начат сравнительно-тектонический анализ приматериковых структур, в разной степени сохранившихся в различных районах (Меланхолина, 1968). Наметилось удивительное сходство ряда структур, расположенных в Тихоокеанском кольце на больших расстояниях одна от другой. Такое сходство создает основу для типизации приматериковых структур. Оно позволяет "установить тектонические гомологи, иногда и сильно отличающиеся в деталях, но сходные по происхождению, ... глубже и подробнее выяснить процесс развития структур" (Шатский, 1945, стр. 24). Вместе с тем это сходство помогает и при решении некоторых вопросов региональной тектоники, особенно важных в связи с нефтегазоносностью многих участков приматериковой полосы. В ряде случаев сходство сохранившихся частей структур позволяет судить также и об их элементах, лежащих под водой. Особенное значение приобретают данные по районам, где все структуры расположены в пределах суши и полностью доступны для изучения (Корякское нагорье, Калифорния).

Сходные и тождественные черты, выявленные при сравнении структурных элементов Сахалина, Хоккайдо, Тайваня, Калифорнии и других районов с одинаковым тектоническим положением, по-видимому, не случайны. Они показывают перспективность дальнейшего изучения этих территорий с помощью сравнительно-тектонического метода.

Наиболее значительным обобщением по геологии островов Индонезийского архипелага остается работа Р. Ван Беммелена (1957). Описанные в ней прогибы Северо-Восточной Суматры и Северо-Западного Калимантана (б. Борнео) выполнены нефтеносными третичными толщами большой мощности, обычно полого дислоцированными. По характеру разреза и структурных форм они существенно отличаются от смежных зон кайнозойского пояса, более близких к океану. В последнее время геологами нефтяных компаний в пределах этих прогибов проводятся достаточно детальные работы, но их данные нередко остаются неопубликованными. Наиболее интересные материалы и геологическая карта масштаба 1:2 000 000 приведены в сборнике по геологии Северо-Западного Калимантана (Fitch, 1963; Haile, 1963, и др.). Геологические особенности Суматры отражены на карте Индонезии ("Geologic map of Indonesia", 1965, масштаб 1:2 000 000). Кайнозойские структуры Бирмы рассмотрены в статье Г.А. Кудрявцева и других (1968), отметивших их большое сходство со структурами Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. На островах Новая Гвинея и Новая Зеландия значительная часть территории уже закартирована в масштабе 1:250 000. Ряд геологических данных отражен в сводных работах (Вуд и др., 1963; Браун и др., 1970). Отмечается, что по структурным особенностям эти острова сходны с другими районами приматериковой полосы (Пушаровский, 1965б).

На восточной окраине Тихого океана кайнозойские структурные зоны лучше всего изучены в пределах США. В Калифорнии геологические исследования связаны в значительной мере с разведкой и разработкой нефтяных месторождений. Поэтому они проводятся главным образом во впадинах Береговых хребтов и в прогибе Грейт-Вэлли (Большой долины) — крупных нефтяных бассейнах. При этом детальные буровые и геофизические работы ставятся на антиклинальных структурах, а характер соседних синклиналей часто остается невыясненным. При такой неравномерной изученности очень редко составляются профили через крупные геологические структуры. Так, поперечный профиль через прогиб Грейт-Вэлли удается найти только в двух-трех работах ("Geologic formations...", 1943; Safonov, 1962), а для Береговых хребтов почти единственными остаются до сих пор профили, составленные Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943). Вопросы стратиграфии разработаны значительно лучше, особенно детально изучены третичные отложения. Сотрудниками Геологической службы США для всей территории составлены геологические карты масштаба 1:250 000 ("Geologic map of California...", 1960—1966). Для ряда районов опубликованы геологические сводки. Многие материалы по геологии Калифорнии рассмотрены нами ранее (Пушаровский, Меланхолина, 1963). В последние годы особенно интересные данные получены относительно отложений францисканского комплекса (верхнеюрско-мелового) Береговых хребтов. А. Бейли и другие геологи (Бейли, Блейк, 1969; Bailey a.o., 1964) показали, что эти эвгеосинклинальные отложения одновозрастны миогеосинклинальному комплексу прогиба Грейт-Вэлли. В результате были выявлены существенные различия структурных зон Береговых хребтов и Большой долины. Последняя сводка по геологии Береговых хребтов была составлена Б. Пейджем (Page, 1966), по геологии Большой долины — О. Хэкелом (Hackel, 1966).

В пределах штатов Орегон и Вашингтон кайнозойские структуры изучены слабее. Детальные исследования проводились преимущественно в угленосных районах бассейна Пюджет-Саунд (Snively a.o., 1958; Roberts, 1958, и др.), по остальной территории опубликованы весьма отрывочные данные (см. Меланхолина, 1964). Основное внимание уделено изучению стратиграфических разрезов, причем отдельные горизонты третичных отложений обычно сопоставлены по фауне с лучше изученными отложениями Калифорнии. Важным обобщением геологических материалов являются карты западного Орегона и Вашингтона масштаба 1:500 000 ("Geologic map of Oregon...", 1961; "Geologic map of Washington", 1961). Геологическая история этой зоны описана П. Снэйвли и Х. Вагнером, которые показали развитие здесь крупного третичного прогиба и его взаимоотношения с вулканической областью Каскадных гор (Snively, Wagner, 1963, 1964).

Еще меньше сведений имеется по геологии юго-восточной Аляски (Миллер и др., 1961; Dutro, Payne, 1957, и др.). Однако на основании геологических съемок Д. Миллера и некоторых стратиграфических исследований (Mac Neil a.o., 1961, и др.) здесь выявляются элементы крупного третичного прогиба Якатага. По обнажениям и скважинам описан его разрез, в ряде мест отмечены небольшие структурные формы — надвиги, складки и пр. Установлено, что образование этих форм связано с концом

третичного – началом четвертичного времени, а местами продолжается и сейчас (Гейтс, Грик, 1967; Stonely, 1967). Данные по юго-восточной Аляске сведены на геологической карте Г.Плафкера масштаба 1:500 000 (Plafker, 1967). Специальное изучение структурных форм и составление профилей проводилось Р.Стоунли (Stonely, 1967). Мезо-кайнозойские структуры более западных районов изучены и закартированы К.Барком.

Кайнозойский прогиб на западе Калифорнийского полуострова изучен значительно хуже, чем смежные районы США. Однако по ряду работ можно судить о характере его разреза, о некоторых структурных особенностях, о взаимоотношениях со складчатым комплексом мезозой на востоке (Allison, 1964; Beal, 1948; Durham, Allison, 1960; Silver а.о., 1963; Пушаровский, Меланхолина, 1963). Северная часть прогиба, лежащая в пределах Калифорнии, покрыта достаточно детальной геологической съемкой. Для мексиканской территории имеются только карты мелкого масштаба ("Geologic map of North America", 1965, и др.).

В Андийской области крупные кайнозойские прогибы располагаются в прибрежной части Колумбии и Эквадора, возможно, и на крайнем западе Чили. В целом для этой площади составлены лишь мелкомасштабные геологические карты ("Carte géologique...", 1964, масштаб 1:5 000 000). Геологические описания Колумбии и Эквадора имеют довольно общий характер. Работы Г.Герта, А.Олссона, Х.Чояпа с соавторами, вышедшие в русском переводе в 1959 г., сохраняют и сейчас свое значение. Некоторые новые данные изложены в докладах на симпозиуме американских геологов-нефтяников (Джакобс и др., 1967).

Приведенный обзор показывает, что многие приматериковые районы изучены с большой детальностью. Расхождение во взглядах на тектонику этих районов связано не с недостатком геологических данных. Как видно на примере Сахалина, различные точки зрения скорее всего можно объяснить фрагментарностью сохранившихся на острове структур и отсутствием геологических материалов об их подводном продолжении. Анализ геофизических данных оказывается недостаточным для расшифровки частей структур, расположенных под водой, он может использоваться только в сочетании с геологическими исследованиями.

Для дополнения и проверки имеющихся данных был начат сравнительно-тектонический анализ приматериковых структур, в разной степени сохранившихся в различных районах (Меланхолина, 1968). Наметилось удивительное сходство ряда структур, расположенных в Тихоокеанском кольце на больших расстояниях одна от другой. Такое сходство создает основу для типизации приматериковых структур. Оно позволяет "установить тектонические гомологи, иногда и сильно отличающиеся в деталях, но сходные по происхождению, ... глубже и подробнее выяснить процесс развития структур" (Шатский, 1945, стр. 24). Вместе с тем это сходство помогает и при решении некоторых вопросов региональной тектоники, особенно важных в связи с нефтегазоносностью многих участков приматериковой полосы. В ряде случаев сходство сохранившихся частей структур позволяет судить также и об их элементах, лежащих под водой. Особенное значение приобретают данные по районам, где все структуры расположены в пределах суши и полностью доступны для изучения (Корякское нагорье, Калифорния).

Сходные и тождественные черты, выявленные при сравнении структурных элементов Сахалина, Хоккайдо, Тайваня, Калифорнии и других районов с одинаковым тектоническим положением, по-видимому, не случайны. Они показывают перспективность дальнейшего изучения этих территорий с помощью сравнительно-тектонического метода.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН
И ИХ МЕСТО НА КАРТЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Структуры Сахалина располагаются в северо-западной части Тихоокеанского кайнозойского кольца. Здесь кайнозойские тектонические структуры обрамляют мезозойские или более древние (?) складчатые области материковой части Восточной Азии. Они образуют широкую переходную зону между величайшим континентом и величайшим океаном Земли. В последнее десятилетие в пределах переходной зоны выявлено неоднородное строение земной коры и весьма сложное сочетание тектонических элементов ("Строение...", 1964; Пушаровский, 1964а, и др.). По границе с ложе Тихого океана протягиваются современные геосинклинальные системы глубоководных желобов и островных дуг, с глубокими котловинами с тыловой стороны. В приматериковой полосе видны только фрагменты крупных структур, выступающие на островах. Таковы структурные формы Сахалина и Центрального Хоккайдо, располагающиеся на фланге Японской тектонической зоны.

Как уже указывалось, о-в Сахалин не является цельным тектоническим элементом. Структурные формы Восточного Сахалина, по данным геофизики и геоморфологии, прослеживаются в прилегающей части Охотского моря (Марков и др., 1967). В Татарском проливе выявляются элементы Западно-Сахалинского прогиба. Этот прогиб располагается вдоль границы со складчатой областью мезозойского прогиба, выделенные в приматериковой полосе (Меланхолина, 1968; рис. 2). К северу от 48-й параллели Западно-Сахалинский прогиб непосредственно примыкает к мезозойским складчатым структурам Сихотэ-Алиня. Вулканический пояс, протянувшийся вдоль сихотэалиньского побережья, представляет пограничное образование между этими тектоническими областями.

Складчатая область Сихотэ-Алиня - самая молодая из областей мезозойского Восточной Азии. В ее восточной части, в пределах Главного Сихотэ-Алиньского синклиория, распространены преимущественно дислоцированные толщи мезозоя, возраст завершающей складчатости определяется серединой сенона. На западе, в центральной части Главного Сихотэ-Алиньского антиклиория, развиты преимущественно палеозойские отложения; дислокации начались здесь раньше, чем в синклиории, и продолжались до конца мезозоя. В целом геосинклинальный комплекс охватывает отложения от среднего палеозоя до середины верхнего мела. Внутри его на разных уровнях отмечались перерывы и угловые несогласия, не прослеживающиеся, однако, в пределах всей складчатой области. На ряде участков наблюдаются согласные взаимоотношения различных горизонтов палеозоя и мезозоя ("Геология СССР", т. XIX, 1966). В южной части антиклиория, на детально изученной территории между речья Нотто и Аввакумовки, были закартированы согласно залегающие толщи от каменноугольных до среднеюрских ("Геологическая карта...", 1964).

Разрез геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня имеет характер, промежуточный между типичным эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным. Вулканогенные и кремнистые пачки распространены почти исключительно в палеозойских отложениях ("Геологическое строение...", 1966; "Геология СССР", т. XIX, 1966). Но даже и среди палеозойских толщ только нижнекаменноугольная и нижнепермская имеют па-

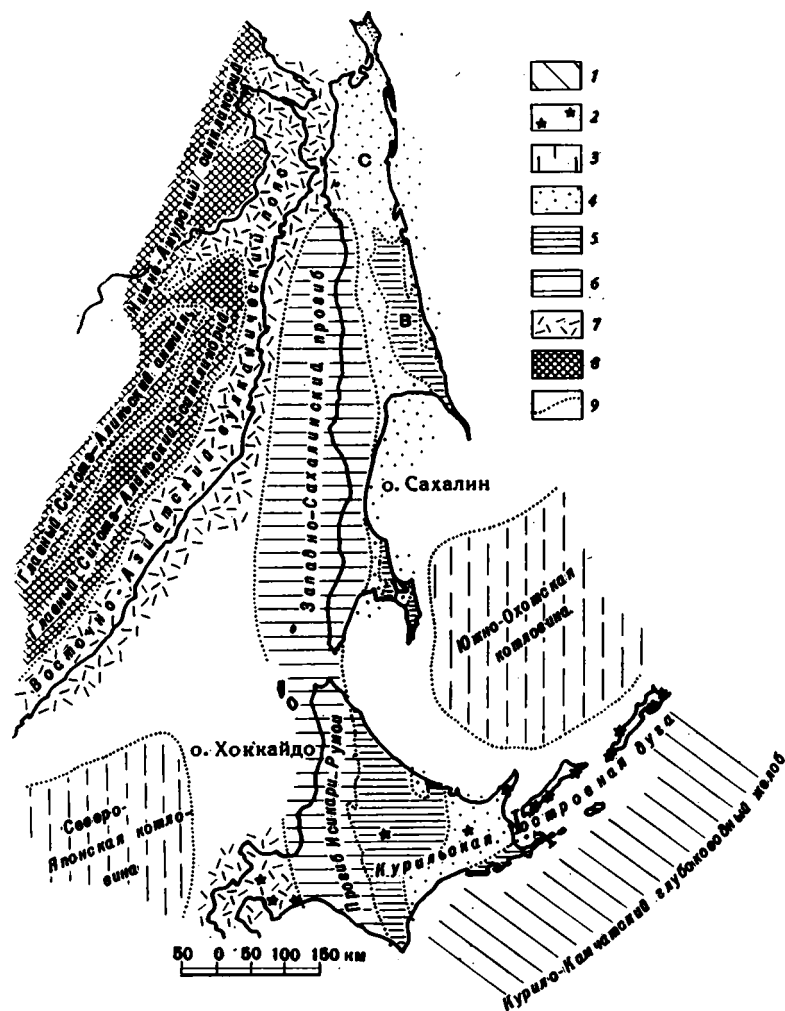


Рис.2. Схема основных структурных элементов Дальнего Востока и о. Хоккайдо. Современные геосинклинальные структуры: 1 – глубоководный желоб; 2 – вулканическая островная дуга; 3 – глубоководные котловины. Мезо-кайнозойские геосинклинальные структуры: 4 – наложенные впадины и прогибы, выполненные позднекайнозойскими отложениями; 5 – поднятия с выходами верхнепалеозойско-мезозойского эвгеосинклинального комплекса; 6 – мезо-кайнозойские миогеосинклинальные прогибы; 7 – мезо-кайнозойский вулканический пояс. 8 – складчатая область мезозойского периода. 9 – границы структурных элементов. В – Восточная область Сахалина, С – Северо-Сахалинский прогиб

рагенез пород, типичный для зеленокаменной формации. Вверх по разрезу и отчасти по простиранию они сменяются терригенными и глинистыми отложениями с отдельными прослоями известняков, порфиритов, спилитов, туфогенных и кремнистых пород.¹ Общая мощность палеозойских отложений Главного антиклинория более 15 км; кремнисто-вулканогенные толщи составляют менее половины разреза. На юге складчатой области из-под мезозойских отложений юго-восточного борта Главного синклинория

¹ Палеозойский разрез Сихотэ-Алиня напоминает разрез палеозойского переходного комплекса в южной части североамериканских мезозойских (Меланхолина, 1967).

выступают палеозойские толщи того же характера, что и отмеченные в Главном антиклинории. Мезозойские образования в пределах антиклинория распространены локально и представлены терригенными породами невыдержанного состава и мощности. В юрских отложениях отмечается присутствие щелочных базальтоидов и их туфов, а в нижнемеловых – прослой кислых и средних эффузивов (Берсенев, 1968). Мезозойские отложения Главного синклинория представлены терригенными и глинистыми породами общей мощностью до 15 км или больше. По формационному составу и степени измененности они близки к одновозрастным отложениям верхоянского комплекса мезозойского Северо-Востока СССР. Диабазы, спилиты и кремнистые породы встречаются редко, и только триасово-юрская толща северных районов составляет исключение.

Верхи геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня одновозрастны нижним горизонтам разреза Западного Сахалина (верхний мел) и близки к ним территориально. Поэтому для целей настоящей работы они представляют наибольший интерес. В результате специального изучения меловых отложений автором (Меланхолина, 1965) было показано, что в Главном синклинории они образуют единую серию (до 6 км и более), которая может рассматриваться как морская сероцветная терригенная формация, близкая к флишоидам. Все отложения – от валанжинских до нижнесенонских – представлены пачками алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников, пачками песчаников (полимиктовых и туфогенных) с прослоями алевролитов, пачками переслаивания этих пород, иногда с присутствием гравелитов и конгломератов. Эти пачки сменяют одна другую как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Пачки переслаивания более часты, чем однородные пачки. Отмеченные породы присутствуют в них в разных сочетаниях. Переслаивание то грубое (слои в 1 м и больше), то довольно частое (слои от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров), обычно незакономерное. Встречаются пачки ритмичного характера, но строение ритмов в них никогда не бывает таким правильным, как во флишевых толщах.

При общем однообразии меловой серии можно все же отметить, что в низах разреза (валанжин, а на севере также апт-альб) сравнительно велика роль алевролитов и аргиллитов, которые нередко образуют крупные монотонные пачки. В апт-альбских отложениях южных районов резко возрастает роль песчаников, появляются пласты гравелитов и конгломератов; нередко пачки груборитмичного переслаивания гравелитов, песчаников и алевролитов; иногда отмечаются линзы известняков. В верхних слоях серии¹ (сеноман-турон, местами нижний сенон) чередуются пачки различного строения, часто с общим преобладанием песчаников. Местами отмечается присутствие гравелитов и конгломератов и пачек ритмичного строения, так же как в апт-альбских отложениях. В верхней части меловой серии на разных стратиграфических уровнях (от альба до турона) появляются прослой и бомбы диабазовых пород, иногда туфы того же состава. Они известны как в южных, так и в северных районах синклинория. К югу от Тетюхе, на участке юго-восточного борта синклинория, роль вулканогенных пород в составе серии сильно увеличивается. Кроме порфиритов (спилитов) в верхнемеловой толще присутствуют также кварцевые порфириты, кварцевые порфиры и туфы разного состава, которые переслаиваются с типично морскими осадочными породами. Вверх по разрезу они сменяются верхнесенонской континентальной толщей лав и туфов кварцевых порфиритов, принадлежащей уже вулканическому поясу.

Все меловые отложения Главного синклинория интенсивно дислоцированы, изменены и прорваны интрузиями гранитоидов – позднемеловых или палеогеновых. Они образуют узкие и крутые линейные складки северо-восточного простирания, ориентированные под острым углом к Центральному Сихотэ-Алинскому шву – западной границе синклинория. Складки протягиваются на многие десятки километров при ширине от нескольких до 20 км. Они имеют наклон крыльев 60–70° или больше и нередко сочетаются с продольными разломами. При плохой обнаженности трудно судить

¹ Ларгасинская и удоминская свиты северных районов Сихотэ-Алиня. Ларгасинская свита соответствует по возрасту побединской и тымовской свитам смежных районов Сахалина, удоминская – верблюжегорской свите и, возможно, низам жонкьерской (Шуваев, 1969б).

о морфологии структур. Обычно можно наблюдать лишь мелкие осложняющие нарушения или моноклинали – крылья крупных складок. На моноклиналях иногда улавливаются замки изоклинальных складок, но при отсутствии маркирующих горизонтов величину и распространенность этих складок установить не удастся. Несмотря на интенсивную складчатость нескольких порядков, в целом зеркало складок в синклинии довольно пологое. На протяжении нескольких десятков километров вкостростиания выходят одни и те же толши (мощностью несколько километров), смятые в складки и разбитые разломами.

Верхам геосинклинального комплекса синклинория соответствуют по возрасту отложения орогенного комплекса, известные на южной периклинали Сихотэ–Алиня. Это континентальные молассовые толши (мощностью около 2 км, апт–турон) с незакономерным чередованием обломочных пород, в низах – сероцветных угленосных, в верхах – пестроцветных туфогенно–терригенных. В верхних слоях породы становятся особенно грубыми, появляются туфы и туфобрекчии. Дислокации отложений орогенного комплекса обычно пологие с преобладанием брахискладок.

Вдоль восточной границы складчатой области Сихотэ–Алиня на протяжении более 1500 км виден отрезок Восточно–Азиатского вулканического пояса, где распространены сенон–датские и третичные континентальные эффузивы, экструзивные и интрузивные образования, составляющие сложные вулканоплутонические комплексы. При переходе от геосинклинального комплекса вверх к вулканогенному местами наблюдаются постепенные изменения мелового разреза и структурных форм. Однако в целом вулканический пояс является наложенным образованием по отношению к складчатым структурам мезозойд. К западу от него толши молодых эффузивов слагают небольшие обособленные покровы. На востоке образования пояса прослеживаются по данным магнитной съемки в прибрежной зоне Татарского пролива (Сычев, 1966). Далее на восток они сменяются отложениями Западно–Сахалинского прогиба, протянувшегося параллельно северному участку пояса.

Верхнемеловые эффузивные образования распространены на всем протяжении вулканического пояса и всегда отличаются преимущественным развитием пород кислого состава, с преобладанием пирокластов ("Геологическое строение...", 1966; Салун, 1969, и др.). Эффузивы среднего состава развиты меньше. Интрузивные образования представлены породами от диоритов или габбро до лейкократовых гранитов, наиболее распространены нормальные биотитовые граниты (сенон–даний).

Эффузивные и интрузивные породы палеогена на южном участке вулканического пояса по составу мало отличаются от верхнемеловых пород. В ряде районов Приморья была установлена тесная связь всех этих пород с крупными вулканотектоническими структурами, развивавшимися независимо друг от друга в течение длительного времени – нередко с позднего сенона до палеогена (Бураго и др., 1968). Такие структуры представляют кальдеры проседания до 50 км в поперечнике, с руинами вулканических построек в центральной части. Интересно, что вулканы, расположенные внутри одной структуры и действовавшие примерно одновременно, нередко различаются по составу вулканических продуктов. Вулканотектонические структуры верхнего мела–палеогена и образуют весь южный участок вулканического пояса. На территории к югу от бассейна р. Кхуцин разрез вулканогенных образований заканчивается породами палеогена.

Северный участок пояса, включающий эффузивные образования неогена, имеет более сложное строение. К северу от бассейна р. Самарги палеогеновые эффузивные породы исчезают из разреза (Ахметьев, 1965)¹. Породы верхнего сенона встречаются только в изолированных покровах² и представлены в низах лавами и пирокластами андезитовых порфиритов (мощностью до 300 м)³, а в верхах – лавами и туфами

¹ Палеогеновыми могут оказаться только маломощные эффузивные пачки (кузнецовская и кхуцинская свиты), распространенные на очень ограниченных площадях.

² Еще севернее, в районах Нижнего Приамурья, сенонские образования развиты более широко.

³ Возрастной аналог жонкьерской свиты Сахалина (Шуваев, 1969б).

фельзитов и кварцевых порфиров с прослоями туфогенно-осадочных пород (до 500 м)¹ На большей части площади разрез вулканогенного комплекса начинается маастрихт-датскими отложениями². Их нижняя толща (самаргинская свита, маастрихт-даний) образована андезитами, андезито-дацитами и дацитами с увеличением роли последних вверх по разрезу. В восточном направлении наблюдается увеличение содержания туфогенно-осадочных пород в составе толщи и ее общей мощности (до 1 км). Верхняя толща (тахобинская свита, даний и отчасти палеоцен) сложена фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, их туфами и туфолавами, реже дацитами и андезитами. К югу от Советской Гавани отложения толщи особенно широко распространены и достигают мощности более 1 км. Существенные дислокации вулканогенных толщ наблюдаются только в прибрежной полосе. Это брахискладки северо-восточного простирания с плоскими днищами и сводами, с крыльями, наклоненными до 15–20° и осложненными разломами. В ядрах некоторых крупных брахиантиклиналей располагаются интрузивные массивы. Интрузивы относятся по возрасту к концу мела – началу палеогена. Они тесно связаны с эффузивными образованиями и сложены породами от габбро до гранитов. Часть интрузивных массивов, относящихся, по-видимому, к позднему палеогену, включает помимо гранитов разности с повышенной щелочностью.

Эффузивные толщи неогена, в отличие от более древних, имеют преимущественно базальтовый состав. Они залегают выше датских с перерывом и несогласием, заметно обособляются территориально. На северном, меридиональном участке пояса неогеновые эффузивы образуют сплошную полосу вдоль побережья (шириной 50–100 км) а южнее прослеживаются в виде отдельных полей до бассейна р. Кхуцин. Преимущественно распространены эффузивные образования верхнего олигоцена – нижнего миоцена, кизинская свита (Ахметьев, 1965). В ряде районов они слагают хорошо сохранившиеся вулканические постройки с широкой кальдерой, стратовулканы конусовидной формы, увенчанные экструзивными куполами, шитовые вулканы и шлаковые конусы. Нижние слои вулканических построек образованы в основном пирокластическими породами, верхние – лавами базальтов, андезито-базальтов, андезитов, долеритов, трахандезитов и трахидолеритов³. В восточном направлении лавовые образования замещаются пирокластическими (до 50% толщи), мощность отложений увеличивается до 1 км. Экструзивные породы по составу соответствуют эффузивным. Наиболее поздние из них, слагающие дайки, некки и купола, близки по составу дацитам и липаритам, но отличаются большей щелочностью. На р. Ботчи с базальтовой толщей верхнего олигоцена – нижнего миоцена ассоциируются туфогенные и кремнистые породы среднего-верхнего миоцена (толща озерного происхождения мощностью до 200 м). Все миоценовые отложения нарушены очень незначительно. Местами отмечаются сбросы, флексуры и небольшие брахискладки с наклоном крыльев в несколько градусов.

Вблизи Советской Гавани, к северу от р. Самарги и в верховьях р. Бикина, отложения кизинской свиты перекрыты плиоцен-плейстоценовыми базальтами (совгаванская свита), образовавшими обширные базальтовые плато, полого наклоненные к побережью. Базальты и андезито-базальты слагают ряд очень однородных лавовых покровов, с отдельными прослоями рыхлых песчано-глинистых пород (до 400 м). В подошве свиты залегают горизонт (до 100 м) грубообломочных пород, глин и диатомов плиоцена. Залегание близко к горизонтальному.

Таким образом, породы верхнемеловой и неогеновой серий существенно различны. Образования верхнего мела, вероятно, могут рассматриваться как орогенный комплекс мезозоя (в понимании А.А. Моссаковского, 1965). По характеру и положению в разрезе верхнемеловые породы могут быть отнесены к порфировой формации, соответствующей этапу горообразования в складчатой области. Их накопление началось одновременно в разных зонах после формирования молассовых толщ (нижней молассы

¹ Возрастной аналог низов красноярковской свиты Сахалина (Шуваев, 1969б).

² Возрастной аналог верхов красноярковской свиты Сахалина (Шуваев, 1969б).

³ Основные эффузивы распространены повсеместно. Породы среднего состава и разности с несколько повышенной щелочностью известны только в северных районах между мысами Невельского и Хой, а также на междуречье рек Коппи и Ботчи.

на южной периклинали Сихотэ-Алиня и после замыкания остаточного геосинклинального прогиба в пределах Главного синклиория. Базальтовые толщи неогена напоминают, вероятно, наземную базальтовую формацию постгеосинклинального этапа.

При всех различиях верхнемеловые и неогеновые эффузивы связаны с развитием одной крупной структуры - Восточно-Азиатского вулканического пояса, протянувшегося между мезозойской складчатой областью и кайнозойской геосинклиналию Сахалина. Заложение пояса было вызвано контрастными движениями в этих областях: складчатостью и горообразованием в Сихотэ-Алине и оттеснением геосинклинального прогиба в пределы Сахалина. Формирование пояса происходило одновременно и в тесной связи с развитием Западно-Сахалинского прогиба. Как будет показано ниже, отрезки вулканического пояса сочетаются с подобными миеосинклинальными прогибами еще в ряде случаев, образуя как бы парные структуры, напоминающие отчасти сочетание современных островных дуг и глубоководных желобов.

При изучении геологии Сахалина определенно выявляется, что остров не представляет единой структуры и не может рассматриваться как мегантиклинорий. На большей части его территории (примерно до широты Александровского и Луньского заливов на севере) прежде всего видно различие Восточной и Западной областей.

Восточная область Сахалина сильно расчленена и приподнята. В крупных горстовых массивах Восточно-Сахалинских гор (протяженностью около 200 км), Сусунайского хребта и Тонино-Анивского полуострова выступают палеозойские и нижнемезозойские образования, не обнажающиеся нигде на западе (Марков и др., 1967; "Метаморфические...", 1969; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970). Нижние горизонты разреза (вальзинская серия, верхний палеозой - триас, мощностью до 2,5-3 км) в Сусунайском хребте представлены метаморфическими породами зеленосланцевой фации¹, образованными при изменении глинисто-кремнистых и спилито-диабазовых толщ, основных и ультраосновных интрузивов. Метаморфические образования Восточно-Сахалинских гор имеют тот же характер, но отличаются подчиненной ролью измененных вулканогенных пород в разрезе. Отложения метаморфического комплекса интенсивно дислоцированы с образованием разрывов и складок различной морфологии и размера (вплоть до микроплойчатости). В целом Сусунайский хребет и Восточно-Сахалинские горы представляют, по мнению А.Е.Егорова ("Метаморфические...", 1969), антиклинории с оборванными западными крыльями. Однако общая структура метаморфических толщ изучена еще недостаточно. Лучше известны складки средней величины (протяженностью до 10-15 км), обычно узкие и линейные, в Сусунайском хребте часто сжатые и опрокинутые. Простирание складок преимущественно северо-западное, на юге также меридиональное или северо-восточное. Среди разломов отмечаются как продольные, так поперечные и диагональные.

В пределах Восточно-Сахалинских гор восточнее зоны зеленых сланцев А.Е.Егоровым и другими геологами был прослежен постепенный переход от пород метаморфического комплекса к более молодым неметаморфизованным породам (набильская серия, юра - нижний мел). Переходная толща, распространенная в бассейнах рек Вальзы, Лангери и Житницы, отличается от нижележащих слоев более слабой степенью метаморфизма (в пренит-пумпеллиитовой фации), но очень близка к ним по составу исходных образований. Те же состав и характер дислокаций сохраняют и отложения юры - нижнего мела, известные в Восточно-Сахалинских горах (набильская серия, до 6 км), в Таулан-Армуданской гряде (часть далдаганской серии, около 2 км) и на Тонино-Анивском полуострове (новиковская свита, до 3 км). Количество спилитов и диабазов уменьшается в них вверх по разрезу, заметно возрастает роль песчаников. На Тонино-Анивском полуострове помимо основных эффузивов отмечены кератофиры. Все образования - от верхнепалеозойских до нижнемеловых - в разных районах Восточного Сахалина залегают без существенных несогласий и отвечают длительному эвгеосинклинальному осадконакоплению в этой зоне² (Богданов, 1965; "Метаморфические...", 1969; Рождественский, 1966).

¹ В крайней западной части Сусунайского хребта и в ряде мест вблизи зон нарушения и массивов серпентинитов установлено распространение глаукофановых, лавсонитовых и эпидот-амфиболитовых сланцев, а также эклогитов.

² По своим особенностям они напоминают одновозрастные образования эвгеосинклинального комплекса Кордильер (Меланхолина, 1967, и др.).

Вдоль крупного субмеридионального разлома отмеченные толщи соприкасаются с толщами верхнего мела, распространенными в восточных отрогах Восточно-Сахалинских гор и на п-ове Терпения (Зытнер и др., 1964; Марков и др., 1967; Шуваев, 1969¹). Верхнемеловые отложения (сантон - даний) одновозрастны известным на западе Сахалина, но отличаются от них составом, большими мощностями (до 8-10 км) существенным уплотнением пород. Помимо терригенных и глинистых пород среди них присутствуют эффузивы, кремнистые образования и известняки, особенно развитые в слоях верхнего кампана - маастрихта (в богатинской и раkitинской свитах, по А.С.Шуваеву). Значительную часть разреза слагают алевролиты и аргиллиты; нередко они переслаиваются с песчаниками. Иногда отмечаются пачки ритмичного переслаивания. Во многих местах в пачках переслаивания наблюдаются такие характерные образования, как гиероглифы в подошве слоев песчаников, волнистая слоистость, мелкие подводно-оползневые нарушения. В средней и верхней частях разреза (в раkitинской, учирской и туровской свитах, по А.С.Шуваеву) существенная роль принадлежит песчаникам - полимиктовым и туфогенным. В южных районах известны также угли и углистые аргиллиты (в туровской свите). На разных стратиграфических уровнях встречаются линзы конгломератов. Для многих свит верхнего мела прослеживается увеличение роли грубообломочного материала в западном направлении. Радиоариты, красные яшмы и пелитоморфные известняки описаны преимущественно в северных районах, где они образуют прослои, линзы и реже мощные пласты. Окремненные алевролиты и аргиллиты распространены очень широко. Основные, средние и изредка кислые эффузивы, их туфы, туфобрекчи и туффиты или встречаются в отдельных пластах и прослоях в осадочной толще, или чередуются с осадочными образованиями. На междуречье рек Богатой и Песковской эти породы особенно распространены и часто образуют толщи существенно вулканогенного состава. Породы верхнего мела весьма напоминают более древние образования. В ряде разрезов, например по рекам Богатой, Мелкой, Лангери, Венгери, верхнемеловые отложения настолько сходны с более древними, что при картировании прежде принимались за набильскую серию. Химические анализы диабазов и спилитов из верхнемеловых, юрско-нижнемеловых и метаморфических образований показали их большую близость и родство с толеитовыми базальтами ("Метаморфические...", 1969). Сходный характер имеют верхнемеловые отложения п-ова Шмидта на севере Сахалина, где помимо верхненесенонских обнажены и более древние слои (сеноман-коньяк), также включающие пласты вулканогенных и кремнистых пород.

По мнению ряда геологов, верхнемеловые толщи дислоцированы слабее, чем более древние, но и для них обычны крутые линейные складки северо-северо-западного простирания, нарушенные многочисленными разломами и местами запрокинутые к востоку. Особенно значительны нарушения в пределах Восточно-Сахалинских гор.

Все отмеченные толщи, включая и верхнемеловые, рассечены телами гипербазитов, которые известны только на востоке Сахалина (Гальцев-Безюк, 1963б; "Метаморфические...", 1969; Рождественский, 1971). Одни тела образованы только гипербазитами, обычно превращенными в серпентиниты, другие состоят из пород от дунитов до габбро и плагиоклазитов. Приконтактные изменения вмещающих пород незначительны (рассланцевание, эпидотизация, хлортизация). Все тела имеют небольшие размеры и распространены в общем ограниченно, часто в связи с разломами. Судя по данным магнитной съемки, на глубине 1-2 км массивы основных и ультраосновных пород имеют большие размеры и распространение (Сычев, 1966, и др.).

Особенно крупные магнитовозмущающие тела установлены на востоке, в прибрежной полосе Охотского моря. Они протягиваются в северо-северо-западном направлении на 200 км и более, кулисообразно подставляя друг друга и выходя на севере на п-ов Шмидта. По мнению ряда исследователей, среди гипербазитовых тел присутствуют образования разного возраста. Самые молодые из них должны быть отнесены к верхам верхнего мела или скорее к палеогену. Иногда гипербазиты дислоцированы вместе с вмещающими породами, а местами образуют крупные глыбы в

¹ Наиболее полные описания и обоснование возраста свит приведены в работе А.С.Шуваева.

тектонической брекчии. Изредка тела гипербазитов прорываются интрузиями гранитоидов.

Гранитоиды распространены в общем незначительно. На Тонино-Анивском полуострове, в Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Шмидта известны отдельные небольшие штоки и дайки, вытянутые вдоль простирания складчатых структур. Они сложены породами от кварцевых диоритов и диоритов до биотитовых гранитов и обладают рядом особенностей, характерных для гипабиссальных тел (Гальцев-Безюк, 1963а). Во всех районах отмечается сходство интрузивных тел по форме залегания, составу и характеру приконтактовых изменений, что свидетельствует, по-видимому, об общности и одновременности их происхождения. Время внедрения гранитоидов определяется скорее всего как палеоген. Есть упоминание об их интрузивных контактах с породами холмской свиты; породы верхнедуйской свиты перекрывают гранитные тела (Гальцев-Безюк, 1963а). Для гранитоидов Тонино-Анивского полуострова известны определения абсолютного возраста в 28,5, 30 и 32 млн. лет, отвечающие олигоцену (К-аргоновый метод; Фирсов, 1964).

Границы горстовых массивов проходят под углом к структурным формам палеозоя и мезозоя. В современной структуре горстовые массивы сочетаются с грабен-синклиналями и небольшими наложенными впадинами субмеридионального простирания: Тунайчинской к востоку от Сусунайского хребта, Луньской и Пограничной у восточных отрогов Восточно-Сахалинских гор. На острове видны сейчас лишь части этих впадин протяженностью до 70 км при ширине не более 30 км, обрезанные береговой линией Охотского моря. На западные участки горстовых массивов Сусунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор наложен узкий грабенообразный прогиб, протягивающийся меридионально на расстояние более 500 км по Сусунайской низменности, вдоль западного побережья залива Терпения и далее по Тымь-Поронайской низменности. Все структурные элементы Восточного Сахалина погружаются в северном направлении.

Грабенообразный прогиб и впадины Восточного Сахалина выполнены неоген-четвертичными отложениями, разные горизонты которых с несогласием перекрывают складчатые формы и интрузивные тела, сформировавшиеся в конце мела и палеогене. Особенно широко распространены самые верхние горизонты разреза. Внутри впадин отмечаются быстрые фациальные изменения отложений, выклинивание отдельных толщ и появление местных несогласий. В целом, однако, разрезы разных впадин Восточного Сахалина близки между собой и во многом напоминают неогеновый разрез западной части острова. Как известно, отложения Тунайчинской впадины, Сусунайского и Тымь-Поронайского прогибов настолько сходны с одновозрастными отложениями Западного Сахалина, что они рассматриваются обычно в составе одних и тех же свит: аракайской, или гастелловской, и холмской (нижний миоцен); невельской, чеховской и верхнедуйской (средний миоцен); сертунайской и курасийской, или окобыкайской на севере (верхний миоцен); маруямской, или нутовской на севере (верхний миоцен - плиоцен)¹.

В разрезе преобладают песчано-глинистые породы морского происхождения, иногда и континентального, с углями (Новиков, 1969; Ратновский, 1969; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970). Как и на западе, известны пачки вулканогенных пород, но их распределение по разрезу несколько иное. В нижнемиоценовых толщах здесь сохраняются только отдельные пласты туфогенных пород, выклинивающиеся в восточном направлении. Вулканогенные образования среднего миоцена - туффиты, туфы, туфобрекчии, отдельные покровы базальтов (чеховская свита) - установлены тоже только в западных районах. Значительно чаще встречаются вулканогенные образования верхнего миоцена - нижнего плиоцена, представленные туфами, туффитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями из обломков андезитов и базальтов, а также лавами среднего, реже основного состава с подчиненными осадочными прослоями, с дайками пород среднего и субшелочного состава (лиманская свита; Ковтунович, 1969; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970). Характерны миоценовые толщи кремнистых аргиллитов и алевролитов, очень однообразных на больших площадях (холмская и курасийская

¹ Возрастные датировки всех свит в настоящее время пересматриваются; возраст нижних слоев определяется как олигоценный (Гладенков, 1971, и др., см. ниже).

свиты западных районов, мутновская и пиленгская свиты на востоке и их аналоги на севере Сахалина). Местами в пиленгской свите наблюдается частое переслаивание кремнистых аргиллитов с глинами, обогащенными тонким вулканогенным материалом (слои по 1–3 см через каждые 10–20 см; Ратновский, 1969). Все неогеновые толщи залегают без существенных несогласий, мощность их 3 км и более.

Четвертичные толщи трансгрессивно перекрывают разные горизонты неогена и подстилающих образований, но с отложениями верхов неогенового разреза не образуют больших несогласий. Четвертичные отложения представлены преимущественно континентальными терригенными породами. На большей части территории их мощность не превышает нескольких десятков метров, но в ряде мест Тымь-Поронайского прогиба увеличивается до 300–400 м.

Дислокации неогеновых отложений пологие, усложняющиеся только около разломов. Широко распространены брахискладки, известны и линейные формы (20–30 км × × несколько километров) субмеридионального и северо-северо-западного простирания. Синклинали обычно более широкие и пологие, чем антиклинали, с почти горизонтальным залеганием слоев в центральной части и наклоном крыльев не больше 20–30°. Антиклинали куполовидные, сундучные или гребневидные, нередко сочетаясь с разломами. Наиболее детально изучены структурные формы Тымь-Поронайского прогиба: продольные зоны горст-антиклинальных поднятий и грабен-синклинальных прогибов, развивавшиеся конседиментационно (Новиков, 1969; Русаков, 1963). Конседиментационное развитие установлено и для ряда более мелких структур. Возраст основных дислокаций в грабенообразном прогибе и во впадинах Восточного Сахалина плиоцен-четвертичный. Возможно, рост складок продолжается и сейчас: нередко наблюдается их прямое соответствие формам современного рельефа и аномалиям гравитационного поля (Сычев, 1966). Подобное соответствие устанавливается и для крупных элементов структуры: горстовых массивов и грабенообразных впадин;

В Восточно-Сахалинских горах границы неоген-четвертичных впадин и отдельных грабен-синклиналей часто проходят вдоль крупных субмеридиональных разломов. В ряде мест для этих разломов имеются доказательства смещений по типу правого сдвига; неоднократно повторяется их сочетание со сбросами северо-восточного простирания и надвигами или взбросами северо-западного простирания (Рождественский, 1971). Предполагается, что все разломы образуют единую систему, существовавшую с миоцена. Для некоторых разломов устанавливаются значительные перемещения в плиоцен-плейстоценовое время. Так, при бурении в подошве Первомайского надвига ниже мезозойской толщи были обнаружены породы верхнего миоцена – плиоцена. Вдоль надвига В.С.Рождественским наблюдались линзовидные тела гипербазитов, превращенных в серпентиниты, крупные бескорневые глыбы габброидов, мезозойских спилитов и яшм, образующие тектоническую брекчию. Существование подобной системы разломов, активных в позднемезозойское время, намечается и для п-ова Шмидт.

В отличие от сложно построенной и сильно расчлененной Восточной области, Западная область Сахалина представляет единую структуру. Здесь расположена протяженная (около 600 × 50 км) моноклираль субмеридионального простирания, отвечающая восточному борту Западно-Сахалинского прогиба. Значительная часть прогиба лежит под водами Татарского пролива, и только эта моноклираль может быть детально изучена геологическими методами. В ее строении участвуют отложения верхнего мела, палеогена и неогена, обнаженные в Западно-Сахалинских горах. Морские терригенные и глинистые толщи, замещающие их континентальные угленосные отложения, туфогенно-терригенные и кремнисто-глинистые пачки чередуются в разрезе и на площади. Свиты разного возраста сходны по составу и залегают без существенных перерывов и региональных несогласий, образуя единую серию пород мощностью до 10–15 км.

Особенности строения западного борта прогиба выявляются при анализе сейсмических данных по осадочной толще Татарского пролива (Милашин и др., 1970) и при сопоставлении разрезов его восточного и западного побережий. Устанавливаются значительные изменения вкрест простирания Западно-Сахалинского прогиба, показывающие его резкую асимметрию. На западном борту (в западной части пролива) общая мощность отложений сокращается примерно вдвое. При этом палеогеновые слои, вероятно, выклиниваются почти полностью. В слоях верхов верхнего мела и неогена

сильно возрастает роль континентальных образований; терригенные породы сменяются вулканическими, выходящими на поверхность вдоль сихотэалиньского побережья. Эти отложения на западном борту прогиба образуют моноклинал, почти не осложненную мелкими нарушениями и значительно более пологую, чем на восточном борту. В пределах сихотэалиньского шельфа моноклинал западного борта смыкается со структурами вулканического пояса. Восточный борт прогиба оборван Центрально-Сахалинским разломом, вдоль которого протягивается наложенный грабенообразный прогиб, упоминавшийся выше. В современной структуре Центрально-Сахалинский разлом служит границей Восточной и Западной областей острова.

На север от Луньского залива Восточная, а затем и Западная области Сахалина резко погружаются, и далее больше чем на 300 км протягивается Северо-Сахалинская область с широким распространением мощных неогеновых толщ (до 8 км). По характеру отложения сходны с отмеченными для Восточного Сахалина и дислоцированы также в плиоцен-четвертичное время. В структурном плане здесь выделяется ряд крупных антиклинальных и синклинальных форм, нередко осложненных разломами. Их простирания субмеридиональные или северо-западные. Как видно на картах, структурные элементы Северного Сахалина не являются непосредственным продолжением структур Восточной и Западной областей.

СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО САХАЛИНА

Стратиграфические разрезы верхнемеловых и третичных отложений Западно-Сахалинского прогиба и обоснование возраста толщ уже не раз приводились в литературе (Matsumoto, 1942, 1943, 1959; Верещагин, 1963, 1971; Шуваев, 1969а, б; Пергамент, 1966, 1971; Криштофович, 1964; Ратновский, 1969; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970; Гладенков, 1971, и др.). Это позволяет нам ограничиться кратким изложением стратиграфических данных как своих, так и ряда других исследователей. Возрастные датировки верхнемеловых толщ даются в соответствии с выводами М.А.Пергамента, А.С.Шуваева и др. (табл. 1). Расчленение третичного разреза в общем соответствует схеме, разработанной Л.В.Криштофович. Однако определение возраста толщ, их привязка к западноевропейскому стандарту даны с учетом новых биостратиграфических исследований (Гладенков, 1971; табл. 2). Строение отдельных разрезов меловых и третичных отложений показано на колонках. В тексте основное внимание обращено на литологические особенности толщ, их фациальные изменения и тектонические условия осадконакопления.

В разрезе Западно-Сахалинского прогиба преобладают морские терригенные и глинистые отложения суммарной мощностью более 15 км. Как будет показано ниже, максимальные мощности разных толщ наблюдаются в различных участках прогиба. Поэтому общая мощность отложений в каждом отдельном месте всегда бывает значительно меньше суммарной. Для всех горизонтов верхнего мела наблюдается увеличение мощности в северном направлении. Для третичных отложений, наоборот, прослеживается сокращение мощности в северных районах. В широтном направлении – вкост простираения Западно-Сахалинского прогиба – происходят быстрые изменения мощностей толщ и местами выявляется их линзовидный характер. Литологический состав отложений довольно хорошо выдерживается на больших площадях.

Верхнемеловые отложения

На восточном борту прогиба нижние горизонты разреза оборваны Центрально-Сахалинским разломом и нигде не выходят на поверхность¹. Представление об их характере дает изучение разновозрастных отложений Центрального Хоккайдо, принадлежащих той же структурной зоне и обнажающихся в 100–200 км дальше по простираению. В Западно-Сахалинских горах разрез начинается сеноманскими слоями (отчасти, возможно, альбскими). Они образованы нормально морскими отложениями, существенно не отличающимися от разновозрастных отложений Сихотэ-Алиня (рис. 3).

В южной части прогиба нижние слои сеноманских отложений – айская свита – обнажены по рекам Аю, Фирсовке и Найбе, а дальше по простираению срезаются

¹ Единственное исключение составляет, возможно, участок в верховьях рек Арково и Рождественки (см. ниже).

Таблица 1

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Западно-Сахалинского прогиба и смежных зон, по Шуваеву (1969б)

Западный Сахалин		Север Хоккайдо	Северный Сихотэ-Алинь
Южная часть	Северная часть		
Красноярковская свита	Верхняя подсвита (или снегорские слои) с <i>Asia</i> sp., <i>Modiolus</i> sp., <i>Rhynchonellidae</i> и др.		Тахобинская свита
	Нижняя подсвита с <i>Inoceramus schmidtii</i> , <i>Patella (Helcion) gigantea</i> var. <i>depressa</i> , <i>Canadoceras kossmati</i> , <i>C. sachalinensis</i> , <i>Pachydiscus</i> cf. <i>neubergericus</i> , <i>P. subcompressus</i>	Нижняя подсвита с <i>Inoceramus schmidtii</i> , <i>Patella (Helcion) gigantea</i> var. <i>depressa</i> , <i>Canadoceras sachalinensis</i> , <i>Pachydiscus</i> cf. <i>gollevilensis</i> и др.	Группа Хакобучи" с <i>Canadoceras kossmati</i> и др.
Быковская свита	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus naumanni</i> , <i>Anapachydiscus naumanni</i> , <i>A. sutneri</i> , <i>A. fascicostatus</i> и др.	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus orientalis</i> , <i>I. naumanni</i> и др., <i>Nilssonina yukonensis</i> , <i>Platanus newberryana</i> , <i>Magnolia</i> sp. и др.	Ольгинская свита
			Синанчинская свита
	Средняя подсвита с <i>Inoceramus nagaoui utilis</i> , <i>Anapachydiscus naumanni</i> , <i>A. fascicostatus</i> и др.	Средняя подсвита с <i>Inoceramus nagaoui utilis</i> , <i>Anapachydiscus naumanni</i> , <i>A. fascicostatus</i> и др.	Свита IIIc с <i>Inoceramus orientalis</i> , <i>Damesites damesi</i> и др.
Средняя подсвита с <i>Inoceramus michoensis</i> , <i>Iuwajimensis</i> , <i>Iteshicensis</i> и др.	Нижняя подсвита с <i>Inoceramus</i> cf. <i>michoensis</i> , <i>Callista pseudoplana</i> и др. <i>Asplenium dicksonianum</i> , <i>Nilssonina serotina</i> , <i>Sassafras polevoli</i> и др.	Свита IIIc с <i>Inoceramus naumanni</i> , <i>I. japonicus</i> , <i>Anapachydiscus naumanni</i> , <i>A. sutneri</i> и др.	Удоминская свита с <i>Inoceramus</i> cf. <i>uwajimensis</i> , <i>Kosmaticeras</i> cf. <i>bhavani</i> , <i>Nilssonina serotina</i>

Таблица 1 (окончание)

Ярус	Западный Сахалин		Север Хоккайдо	Северный Сихотэ-Алинь	
	Южная часть	Северная часть			
Коньяк	Бывовская свита	Средняя подсвита	"Группа Верхнее Иезо"	Удоминская свита	
		Нижняя подсвита с <i>Inoceramus iburiensis</i> , <i>I.nipponicus</i> , <i>I.hobetsensis</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> , <i>Jimboiceras planulatiforme</i> , <i>Nipponites mirabilis</i> и др.			Верблюжегорская свита с <i>Inoceramus uwajimensis</i> , <i>I.teshioensis</i> и др., <i>Nilssonina serotina</i> , <i>Asplenium dicksonianum</i> и др. Тымовская свита с <i>Inoceramus iburiensis</i> , <i>I.nipponicus</i> , <i>Anagaudryceras cf. sacya</i> , <i>Jimboiceras planulatiforme</i> и др.
Турон	Бывовская свита	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.repressius</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> и др.	"Группа Среднее Иезо"	Ситогинская свита: <i>Inoceramus ahobetsensis</i> , <i>I.nipponicus</i> , <i>I.amakensis</i> и др.	
		Нижняя подсвита с <i>Inoceramus aff. crippsi</i> , <i>I.dunveganensis aiensis</i> и др.			Свита IIIa с <i>Inoceramus uwajimensis</i> и др.
		Айская свита с <i>Inoceramus aff. crippsi</i> и др.			Свита Саку с <i>Inoceramus teshioensis</i> , <i>I.hobetsensis</i> , <i>I.iburiensis</i> , <i>Jimboiceras planulatiforme</i> и др.
Сеноман (альб?)	Найбинская свита	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.repressius</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> и др.	"Группа Среднее Иезо"	Горнопротокская свита с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>Anagaudryceras cf. sacya</i> и др.	
		Нижняя подсвита с <i>Inoceramus aff. crippsi</i> , <i>I.dunveganensis aiensis</i> и др.			Свита IIa, IIb, IIc с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.yabei</i> , <i>I.aff. crippsi</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> , <i>Turritites cf. costatus</i> и др.
Сеноман (альб?)	Найбинская свита	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.repressius</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> и др.	"Группа Среднее Иезо"	Ларгасинская серия	
		Нижняя подсвита с <i>Inoceramus aff. crippsi</i> , <i>I.dunveganensis aiensis</i> и др.			Свита IIa, IIb, IIc с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.yabei</i> , <i>I.aff. crippsi</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> , <i>Turritites cf. costatus</i> и др.
Сеноман (альб?)	Найбинская свита	Верхняя подсвита с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.repressius</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> и др.	"Группа Среднее Иезо"	Ларгасинская серия	
		Нижняя подсвита с <i>Inoceramus aff. crippsi</i> , <i>I.dunveganensis aiensis</i> и др.			Свита IIa, IIb, IIc с <i>Inoceramus nipponicus</i> , <i>I.yabei</i> , <i>I.aff. crippsi</i> , <i>Anagaudryceras sacya</i> , <i>Turritites cf. costatus</i> и др.

Стратиграфическая схема третичных отложений Западного Сахалина и других районов севера Тихоокеанской области

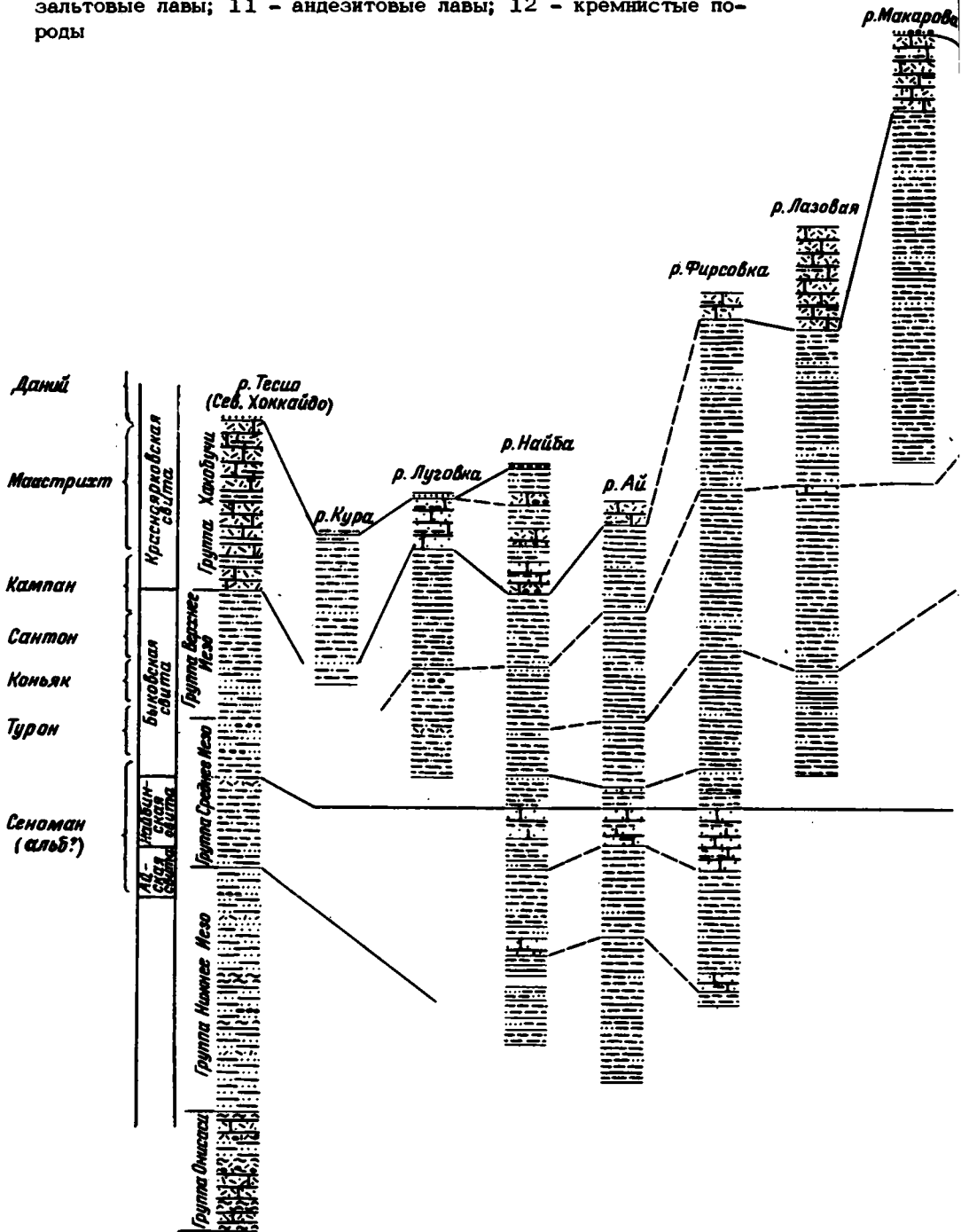
Возраст		Периодальные стратиграфические схемы		
Система	Отдел	Северная Япония	Сахалин	
Неоген	Плиоцен	"Верхний"	IV горизонт марьямской свиты	
		"Нижний"	III горизонт марьямской свиты	
		Такикава	Этегойн Якаитос	
		Ваканай	Нероли Лиербо	
	Миоцен	Верхний	Кавабата	Брайонес
		Средний	Такиное	Тембор
		Нижний	Асахи	Вакевос
	Палеоген	Олигоцен	Поронаи	Мачгарский Холмский
			Исикари	Лесгорский
		Средний	Брекли	Брекли
Брекли			Брекли	

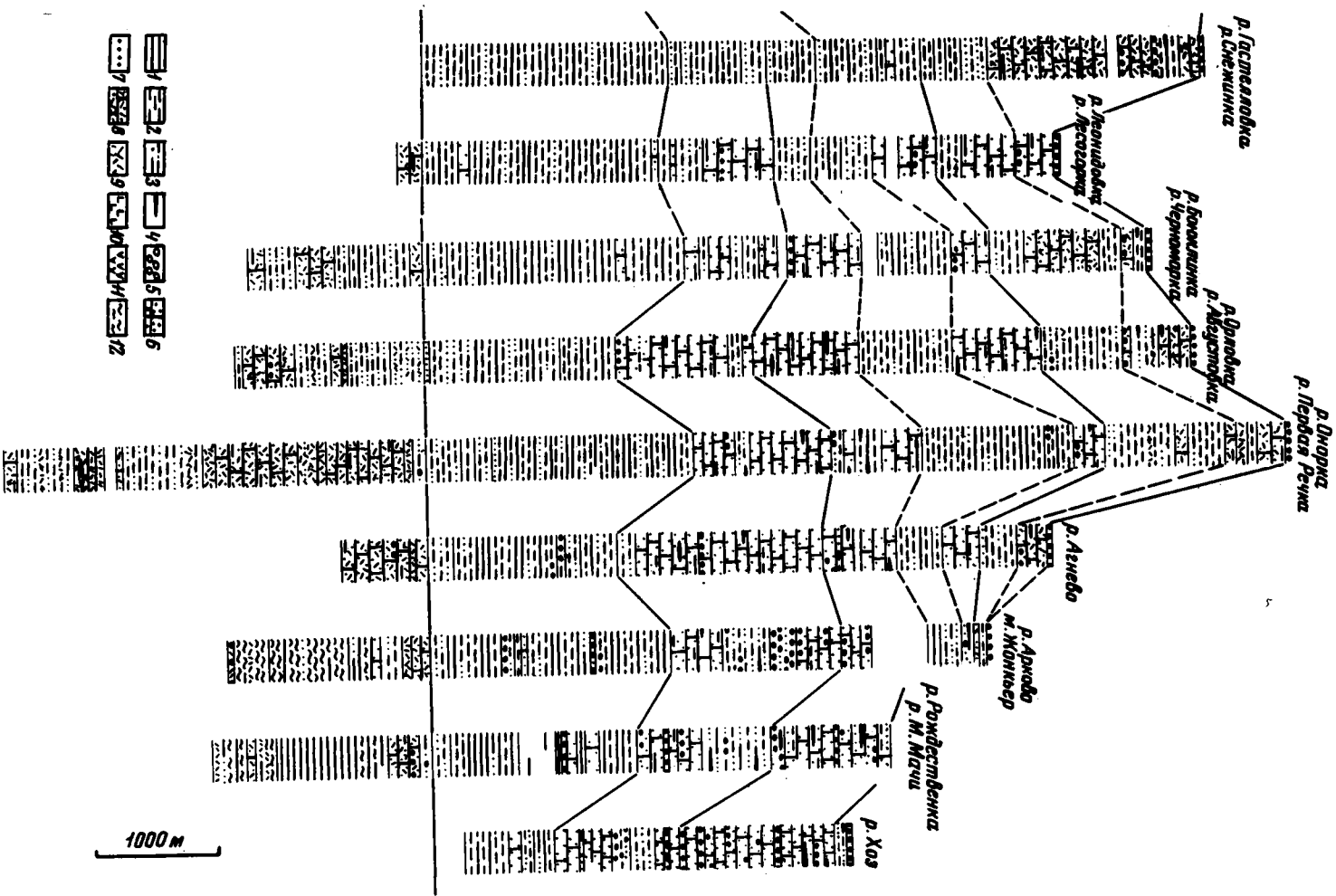
Знаками отмечены: шш - комплекс с *Astare*; +. +. - комплекс с *Pecten takahashi*; *Costibensis heterodonta*; хх - комплекс с *Iolida longissima*, *Paryndea hartmani* и др.; оо - верхний стратиграфический предел лесгорский

Центрально-Сахалинским разломом. Они представляют однообразный темноселитровый алевролитам и аргиллитам с точками прослойки мелкозернистых полимиктовых песчанников, местами с пачками ритмично переслаивающихся песчанников и алевролитов. На р. Ай это отделившиеся маломощные пачки. На р. Наюбе мощность таких пачек увеличивается (до 100 м и более), и они становятся значительную часть раз-

Рис. 3. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений Западно-Сахалинского прогиба (по материалам В.Н.Верещагина, Т.Мацумото, В.П.Мытарева, А.С.Шуваева и автора)

1 - аргиллиты; 2 - алевролиты; 3 - песчаные алевролиты; 4 - углистые породы; 5 - конгломераты; 6,7 - полимиктовые песчаники; 8 - туфогенные песчаники; 9 - туфы; 10 - базальтовые лавы; 11 - андезитовые лавы; 12 - кремнистые породы





Победимская свита. | Тышобская свита | Верблюзовгор-ская свита | Жоньерская свита. | Красноярковская свита.

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

1000 м

В алевролитах и аргиллитах обычны карбонатные конкреции, шарообразные и крупные каравеобразные (иногда с текстурой "конус в конус"). Встречаются мелкие стяжения пирита, обугленный растительный детрит. В отдельных случаях видны тонкие туфогенные прослои. Мощность отложений по р. Аю достигает 1200 м, подошва свиты не обнажена.

Выше в согласном разрезе наблюдаются отложения найбинской свиты, образующие Долинский хребет. В бассейнах рек Ая и Лебязьей их нижняя толща не отличается по составу от айской свиты. Южнее, по р. Найбе, и севернее, в бассейне р. Фирсовки, в основании этой толщи появляется горизонт полимиктовых песчаников мощностью до 140–150 м. Песчаники светло-серые, от мелкозернистых до грубозернистых, с рассеянной мелкой галькой кремнистых пород и эффузивов, угловатыми обломками алевролитов и обугленным растительным детритом. Иногда они содержат шарообразные стяжения с карбонатным цементом, линзы (до 1 м) мелкогалечных конгломератов и отдельные прослои алевролитов. На поверхности слоев песчаников часто видны следы волновой ряби, скопления глинистого материала и растительного детрита. Вверх по разрезу песчаники сменяются ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов (100 м по р. Найбе), которые затем переходят в толщу алевролитов (около 450 м по р. Найбе). В целом мощность отложений нижней части найбинской свиты изменяется от 700 м в разрезах по рекам Найбе и Лебязьей до 1000 м в разрезе р. Фирсовки.

В составе верхней толщи найбинской свиты преобладают песчаники, полимиктовые и иногда туфогенные, мелко- и среднезернистые, сходные с залегающими в низах свиты.

По рекам Аю и Фирсовке песчаники слагают всю толщу мощностью до 500 м, с 20-метровой пачкой алевролитов в верхней части. При прослеживании толщи по простиранию на север и на юг наблюдается увеличение роли алевролитов. Так, на р. Найбе в средней части толщи появляется 200-метровая пачка алевролитов с карбонатными конкрециями и отдельными прослоями мелкозернистых песчаников. В низах толщи среди песчаников увеличивается количество прослоев алевролитов. В обнажениях обычно видно переслаивание песчаников с алевролитами или глинистыми алевролитами (слои от 1–2 до 30 см, иногда до 1 м и больше). Переслаивание обычно незакономерное, но в отдельных частях разреза оно приобретает ритмичный характер. В подошве слоев песчаников иногда видны гироглифы. В основании некоторых ритмов появляются пласты (1–3 м) конгломератов, разногалечных, плохо сортированных, из гальки яшм, кварца, песчаников, алевролитов, основных и средних эффузивных пород и карбонатных конкреций с песчаным цементом. Мощность верхней толщи составляет на р. Найбе 500–550 м, несколько уменьшается на реках Лебязьей и Аю (около 300 м) и снова возрастает в разрезах по рекам Фирсовке и Дудинке (до 500 м). Южнее р. Найбы и севернее р. Дудинки отложения срезаются Центрально-Сахалинским разломом, как и все нижележащие слои.

Дальше по простиранию сеноманские слои известны только через 170 км, севернее пос. Гастелло. Это отложения побединской свиты. Они выходят в прерывистой полосе к западу от Центрально-Сахалинского разлома, образуя хребты Славянский, Поронайская цепь и Онорский. В бассейне р. Ельной отложения побединской свиты достигают наибольшей мощности (4000 м) и включают в низах толщу алевролитов с прослоями и пачками песчаников (700 м). Более высокие слои во всех разрезах представлены туфогенными песчаниками и туфами с линзами конгломератов и гравелитов, с подчиненными пачками алевролитов (иногда аргиллитов) или переслаивания их с песчаниками. Отдельные пачки разреза не прослеживаются далеко по простиранию. По рекам Матросовке Нижней, Бюклинке, Ельной алевролиты и пачки переслаивания их с песчаниками (до 500 м и больше) составляют существенную часть свиты. Севернее в разрезах свиты часто наблюдается увеличение количества песчаников и туфогенных пород. Песчаники, туффиты и туфы образуют здесь крупные пачки (мощностью много сотен метров), разделенные пачками переслаивания песчаников и алевролитов (от нескольких до 200–300 м), изредка пачками алевролитов. Переслаивание песчаников и алевролитов обычно частое (слои от нескольких до 10–20 см), реже довольно грубое, всегда незакономерное. Песчаники туфогенные и полимиктовые, серые и зеленовато-серые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые, обычно плотные, массивные или грубослоистые, с тонкими прослоя-

ми алевролитов. В кровле слоев песчаников часто видны знаки волновой ряби, глинистые примазки, растительный детрит, мелкая галька, следы ползания донных организмов. В верхах свиты среди песчаников появляются пласты гравелитов и конгломератов, состоящих в основном из гальки эффузивов и перемытых карбонатных конкреций. Туфы по внешнему виду близки к песчаникам. Они имеют обычно средний или основной состав и представлены разностями с различной грубостью пирокластического материала. Местами, например по р. Матросовке Нижней, туфы отсутствуют. В других разрезах, особенно по рекам Побединке и Онорке, туфы широко распространены, отмечены также пластовые тела диабазов (до 3–5 м).

На р. Северной Хондсе в низах побединской свиты среди аргиллитов появляются прослои кремнистых пород. Далее к северу роль кремнистых пород, по-видимому, увеличивается. В бассейнах рек Арково и Рождественки в очень плохих обнажениях известны кремнистые и кремнисто-глинистые породы, чередующиеся с филлитовидными аргиллитами (толща около 1200–1400 м). Кремнисто-глинистые породы – плотные, темно-серые, кремнистые породы – кремнево-серые или различных зеленых тонов, иногда полосчатые, нередко содержат остатки радиолярий. Туфогенные песчаники, конгломераты и туфы образуют прослой и пачки среди кремнистых пород и согласно сменяют их вверх по разрезу (толща до 450 м, с сеноманскими ископаемыми). Тесная связь кремнистых пород с туфогенными и терригенными отложениями побединской свиты дает основание считать туфогенно-кремнистую толщу сеноманской или альбской (Капица, 1961; Шуваев, 1969б). Вместе с тем породы этой толщи существенно отличаются от других меловых пород Западного Сахалина. Они напоминают скорее образования далдаганской или набильской серий Восточного Сахалина и поэтому рассматриваются рядом исследователей как их возрастной аналог (см., например, геологическую карту в т. XXXIII "Геологии СССР", 1970). Вопрос о возрасте толщи пока еще не может быть окончательно решен. Однако ясно, что отмеченные туфогенные и кремнистые образования залегают в основании разреза Западно-Сахалинского прогиба, а выше сменяются преимущественно терригенными породами. По положению в разрезе и характеру туфогенно-кремнистая толща должна сравниваться, вероятно, с образованиями "формации Сююбари" Центрального Хоккайдо (см. главу V).

Видимая мощность отложений побединской свиты всегда значительна. По рекам Матросовке Нижней, Ельной, Малой Орловке, Онорке мощность превышает 3000 м, в то время как в южных разрезах видимая мощность одновозрастных слоев не более 2000–2500 м.

Более высокие горизонты мелового разреза Западно-Сахалинского прогиба представлены однообразными алевролитами и аргиллитами морского происхождения. На южном отрезке восточного борта прогиба глинисто-алевролитовая толща включает слои от самых верхов сеномана до сантона или нижнего кампана – быковскую свиту. В обнажениях по рекам Найбе, Лебяжьей, Фирсовке и Атамановке наблюдается постепенный переход от найбинской свиты к быковской. Переходная пачка "мусорных алевролитов", выделяемая в основании быковской свиты, содержит те же виды верхнесеноманских аммонитов и иноцерамов, что и верхние слои найбинской свиты. Она представлена состоянистыми алевролитами (с глауконитом), зеленовато-серыми, а в выветренном состоянии – голубоватыми, неяснослоистыми, с обильным растительным детритом и карбонатными конкрециями. Вверх песчаные алевролиты сменяются алевролитами с отдельными прослоями мелкозернистых песчаников и крупными карбонатными конкрециями. Переходная пачка достигает мощности 250–300 м и перекрывается пластом "песчаников IV участка", полимиктовых, мелко- и среднезернистых, с плохой сортировкой зерен, светло-серых и зеленоватых, массивных или с отдельными тонкими прослоями алевролитов, обычно с шаровыми стяжениями плотно известковистого песчаника. Песчаники прослеживаются на значительном расстоянии между реками Найбой и Дудинкой (пласт от нескольких до 20, иногда 40 м) и являются надежным маркирующим горизонтом.

Выше всегда следуют отложения с туронскими ископаемыми. Это монотонная толща алевролитов и аргиллитов темно-серых, на выветренной поверхности – светлых, неяснослоистых, содержащих карбонатные конкреции как мелкие (по несколько сантиметров), так и крупные (до 1–2 м), караваеобразные. Крупные конкреции или однородны, или имеют оторочку из карбоната с текстурой "конус в конус". Характер-

хорошо сохранившиеся остатки иноцерамов и аммонитов, обугленный растительный детрит. В некоторых пачках видны тонкие прослои мергелистых аргиллитов. Изредка в тонких (по несколько сантиметров) прослоях встречается разрушенная туфогенная порода. В разных частях свиты распространены отдельные прослои (часто по несколько сантиметров) полимиктовых песчаников, мелко- и среднезернистых. Изредка встречаются нарушения песчаных прослоев - следы подводного оползания. Для некоторых районов характерны кластические дайки, образующие их песчаники совершенно аналогичны песчаникам в прослоях. Местами среди алевролитов и аргиллитов видны пачки ритмичного переслаивания их с песчаниками (до нескольких десятков метров), помогающие более дробному расчленению свиты. В разрезе по р. Найбе выделяются три такие пачки. Нижняя пачка (до 70 м) залегает в 580 м от подошвы свиты и содержит ископаемые верхнего турона. Средняя, преимущественно песчаная, пачка (около 20 м) следует через 500 м от кровли нижней и отвечает по возрасту низам сантона. Верхняя пачка (15-20 м) располагается в 360 м ниже кровли свиты среди отложений верхнего сантона - нижнего кампана. Севернее, по рекам Фирсовке, Дудинке, Лазовой, пачки ритмичного переслаивания и мощные (до 30 м) песчаные пласты появляются и на других стратиграфических уровнях; общее содержание песчаников несколько увеличивается. Наиболее песчаный разрез отмечен в бассейне р. Лазовой. В нем пачки переслаивания присутствуют как ниже нижней пачки песчаников, прослеженной с р. Найбы, так и выше средней пачки. Поэтому нижняя и верхняя части разреза представляют по существу чередование пачек аргиллитов (от 20-30 до 640 м) с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (по несколько десятков, иногда до 100-140 м).

Одновременно с увеличением песчаности общая мощность быковской свиты возрастает от 1800 м на р. Найбе до 4000 м на р. Фирсовке, а севернее снижается до 3000-3500 м. На р. Мануй и далее к северу нижние пачки быковской свиты местами перекрываются неогеновыми слоями или срезаются разломом. Севернее рек Лесно и Макарова под неогеновыми отложениями скрыты и верхние части быковской свиты. Таким образом, глинисто-алевролитовые отложения верхов сеномана - низов кампана распространяются вдоль восточного борта прогиба почти на 300 км.

Их возрастные аналоги выходят на поверхность в 50 км дальше по простиранию, в районе пос. Гастелло. Здесь наблюдается быстрое изменение характера отложений. Глинисто-алевролитовый состав сохраняется только в слоях верхов сеномана и турона (в тымовской свите). В более высоких горизонтах (верблюжегорской и жонкьерской свитах, от коньяка до нижнего кампана) появляются много песчаников и конгломератов, а также угленосные пачки континентального происхождения. Отложения разного состава залегают согласно, переслаиваются и взаимоклиниваются. Смена типично морских глинистых отложений прибрежными и континентальными прослеживается как вверх по разрезу, так и по простиранию.

Таким образом, границы литологических комплексов в различных районах проходят на разных стратиграфических уровнях. Поэтому составители геологических карт отказались от картирования литологических комплексов. Границы тымовской, верблюжегорской и жонкьерской свит проводились ими на основе палеонтологических данных и прослеживались на отдельных участках по маркирующим пластам (см. Шуваев, 1969б, и др.). В результате каждая из свит была выделена на площади от пос. Гастелло до р. Вяхту как близко одновозрастный, но фашиально изменчивый горизонт.

Отложения тымовской свиты (верхи сеномана - турон) представляют самый выдержанный горизонт, прослеженный с небольшими перерывами на расстояние более 250 км. По рекам Орловке, Онорке и другим виден постепенный переход между отложениями побединской и тымовской свит. Породы напоминают породы, известные в быковской свите. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, при выветривании осветляющиеся, слоистые и неяснослоистые, с отдельными мергелистыми прослоями и многочисленными карбонатными конкрециями (часто крупными караваяобразными типа септарий или с текстурой "конус в конус"). Полимиктовые песчаники образуют прослои и отдельные мощные пласты (по несколько десятков метров) в алевролитах. Обычно они мелкозернистые, реже более грубые, серые или зеленовато-серые, довольно плотные, часто грубослоистые, иногда с косою слоистостью, со знаками вол-

ковинами устриц. Алевролитам подчинены также пачки их переслаивания с песчаниками (от 20 до 150 м и больше). Иногда эти пачки имеют ритмичное строение. Местами в них появляются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов из обломков эффузивов, кварца, кремнистых пород, алевролитов. Пачка переслаивания, выделяемая в основании свиты, прослеживается во многих разрезах; некоторые другие пачки распространяются также достаточно далеко и могут служить маркирующими горизонтами. Наибольшую роль в разрезе такие пачки играют по рекам Онорке и Северной Хондасе. Мощность отложений тымовской свиты составляет обычно 2000–2100 м и несколько уменьшается в разрезах по рекам Южной Хондасе (до 1800 м), Побединке (до 1700 м), Орловке (до 1550 м).

Отложения верблюжегорской свиты (коньяк) характеризуются преимущественно песчаным составом. В самых южных выходах, по р. Гастелловке, они отличаются от отложений тымовской свиты только несколько большим содержанием песчаников. В северном направлении и снизу вверх по разрезу количество песчаников быстро увеличивается, кроме типично морских появляются породы прибрежного происхождения. По рекам Матросовке Нижней, Бюклинке, Малой Орловке свита образована чередующимися пачками песчаников (100–200 м и больше) и пачками переслаивания их с алевролитами (50–100 м), иногда пачками алевролитов. На р. Орловке песчаники слагают уже всю свиту и содержат лишь редкие пачки переслаивания и один горизонт (80 м) алевролитов в верхах свиты. Песчаники полимиктовые и изредка туфогенные, серые, зеленовато-серые и желтоватые, различной зернистости, массивные и грубослоистые (нередко с косою слоистостью), в отдельных пачках – плитчатые, с рассеяной мелкой галькой, растительным детритом, следами ползания донных организмов и знаками волновой ряби на поверхности слоев, с отдельными прослоями алевролитов. Местами в верхах свиты встречаются прослои (1–2 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов из гальки кварца, кремнистых пород, реже эффузивов, песчаников или алевролитов. В верхах разреза по р. Орловке появляются также прослои углистых аргиллитов. Севернее грубообломочные породы, углистые аргиллиты и угли распространяются по всему разрезу.

По рекам Агнево, Арково и далее к северу, вплоть до р. Вяхту, существенную часть верблюжегорской свиты составляют грубозернистые песчаники; в чередовании с песчаниками и в отдельных мощных пластах в верхах свиты встречаются конгломераты; в прослоях среди алевролитов и в пачках переслаивания известны углистые аргиллиты и каменные угли (иногда рабочей мощности). Свита представлена прибрежно-морскими (в низах) и континентальными¹ отложениями и по характеру близка к вышележащей жонкьерской свите. Недаром все угленосные отложения северных районов часто рассматривались в составе единой свиты (арковской, по А.А.Капице, В.П.Мытареву и другим, местами – дучунской, по А.А.Капице).

Мощность отложений верблюжегорской свиты на участке между реками Гастелловкой и Орловкой составляет 800–1000 м. Севернее мощность увеличивается до 1650 м по р. Агнево и до 1400 м по р. Арково, далее несколько уменьшается.

Жонкьерская свита (верхний коньяк-нижний кампан) по характеру разреза во многом напоминает верблюжегорскую, но отличается повсеместным распространением угленосных пачек. Она образована фашиально изменчивыми отложениями континентального, прибрежного и отчасти морского происхождения. На р. Гастелловке значительная часть описываемой свиты близка по составу к быковской свите южных районов и только в верхней подсвите появляются угленосные пачки. Севернее угленосные отложения известны также и в нижней подсвите жонкьерской свиты, а к северу от р. Агнево они появляются уже в слоях, относимых к верблюжегорской свите.

В разрезе нижнежонкьерской подсвиты по р. Гастелловке преобладают алевролиты, по р. Леонидовке – переслаивающиеся алевролиты и песчаники, а далее к северу – песчаники с линзами конгломератов, с пластами и пачками (до 200 м) алев-

¹ Именно из этих слоев, имеющих коньякский возраст, была собрана большая часть ископаемых растений, описанных А.Н.Криштофовичем как гилляцкая флора и считавшихся прежде сеноманскими (Вахрамеев, 1966).

ны также конкреции типа септарий и стяжения пирита. В конкрециях встречаются хорошо сохранившиеся остатки иноцерамов и аммонитов, обломки древесины, обугленный растительный детрит. В некоторых пачках видны тонкие прослой мергелистых аргиллитов. Изредка в тонких (по несколько сантиметров) прослоях встречается разрушенная туфогенная порода. В разных частях свиты распространены отдельные прослой (часто по несколько сантиметров) полимиктовых песчаников, мелко- и среднезернистых. Изредка встречаются нарушения песчаных прослоев - следы подводного оползания. Для некоторых районов характерны кластические дайки, образующие их песчаники совершенно аналогичны песчаникам в прослоях. Местами среди алевролитов и аргиллитов видны пачки ритмичного переслаивания их с песчаниками (до нескольких десятков метров), помогающие более дробному расчленению свиты. В разрезе по р. Найбе выделяются три такие пачки. Нижняя пачка (до 70 м) залегает в 580 м от подошвы свиты и содержит ископаемые верхнего турона. Средняя, преимущественно песчаная, пачка (около 20 м) следует через 500 м от кровли нижней и отвечает по возрасту низам сантона. Верхняя пачка (15-20 м) располагается в 360 м ниже кровли свиты среди отложений верхнего сантона - нижнего кампана. Севернее, по рекам Фирсовке, Дудинке, Лазовой, пачки ритмичного переслаивания и мощные (до 30 м) песчаные пласты появляются и на других стратиграфических уровнях; общее содержание песчаников несколько увеличивается. Наиболее песчанистый разрез отмечен в бассейне р. Лазовой. В нем пачки переслаивания присутствуют как ниже нижней пачки песчаников, прослеженной с р. Найбы, так и выше средней пачки. Поэтому нижняя и верхняя части разреза представляют по существу чередование пачек аргиллитов (от 20-30 до 640 м) с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (по несколько десятков, иногда до 100-140 м).

Одновременно с увеличением песчаности общая мощность быковской свиты возрастает от 1800 м на р. Найбе до 4000 м на р. Фирсовке, а севернее снижается до 3000-3500 м. На р. Мануй и далее к северу нижние пачки быковской свиты местами перекрываются неогеновыми слоями или срезаются разломом. Севернее рек Лесной и Макарова под неогеновыми отложениями скрыты и верхние части быковской свиты. Таким образом, глинисто-алевролитовые отложения верхов сеномана - низов кампана распространяются вдоль восточного борта прогиба почти на 300 км.

Их возрастные аналоги выходят на поверхность в 50 км дальше по простиранию, в районе пос. Гастелло. Здесь наблюдается быстрое изменение характера отложений. Глинисто-алевролитовый состав сохраняется только в слоях верхов сеномана и турона (в тымовской свите). В более высоких горизонтах (верблюжегорской и жонкьерской свитах, от коньяка до нижнего кампана) появляются много песчаников и конгломератов, а также угленосные пачки континентального происхождения. Отложения разного состава залегают согласно, переслаиваются и взаимоклиниваются. Смена типично морских глинистых отложений прибрежными и континентальными прослеживается как вверх по разрезу, так и по простиранию.

Таким образом, границы литологических комплексов в различных районах проходят на разных стратиграфических уровнях. Поэтому составители геологических карт отказались от картирования литологических комплексов. Границы тымовской, верблюжегорской и жонкьерской свит проводились ими на основе палеонтологических данных и прослеживались на отдельных участках по маркирующим пластам (см. Шуваев, 1969б, и др.). В результате каждая из свит была выделена на площади от пос. Гастелло до р. Вахты как близко одновозрастный, но фациально изменчивый горизонт.

Отложения тымовской свиты (верхи сеномана - турон) представляют самый выдержанный горизонт, прослеженный с небольшими перерывами на расстоянии более 250 км. По рекам Орловке, Онорке и другим виден постепенный переход между отложениями побединской и тымовской свит. Породы напоминают породы, известные в быковской свите. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, при выветривании осветляющиеся, слоистые и неяснослоистые, с отдельными мергелистыми прослоями и многочисленными карбонатными конкрециями (часто крупными караваеобразными типа септарий или с текстурой "конус в конус"). Полимиктовые песчаники образуют прослой и отдельные мощные пласты (по несколько десятков метров) в алевролитах. Обычно они мелкозернистые, реже более грубые, серые или зеленовато-серые, довольно плотные, часто грубослоистые, иногда с косою слоистостью, со знаками вол-

новой ряби, местами с рассеяной мелкой галькой, растительным детритом или раковинами устриц. Алевролитам подчинены также пачки их переслаивания с песчаниками (от 20 до 150 м и больше). Иногда эти пачки имеют ритмичное строение. Местами в них появляются линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов из обломков эффузивов, кварца, кремнистых пород, алевролитов. Пачка переслаивания, выделяемая в основании свиты, прослеживается во многих разрезах; некоторые другие пачки распространяются также достаточно далеко и могут служить маркирующими горизонтами. Наибольшую роль в разрезе такие пачки играют по рекам Онорке и Северной Хондасе. Мощность отложений тымовской свиты составляет обычно 2000–2100 м и несколько уменьшается в разрезах по рекам Южной Хондасе (до 1800 м), Побединке (до 1700 м), Орловке (до 1550 м).

Отложения верблюжегорской свиты (коньяк) характеризуются преимущественно песчаным составом. В самых южных выходах, по р. Гастелловке, они отличаются от отложений тымовской свиты только несколько большим содержанием песчаников. В северном направлении и снизу вверх по разрезу количество песчаников быстро увеличивается, кроме типично морских появляются породы прибрежного происхождения. По рекам Матросовке Нижней, Бююклинке, Малой Орловке свита образована чередующимися пачками песчаников (100–200 м и больше) и пачками переслаивания их с алевролитами (50–100 м), иногда пачками алевролитов. На р. Орловке песчаники слагают уже всю свиту и содержат лишь редкие пачки переслаивания и один горизонт (80 м) алевролитов в верхах свиты. Песчаники полимиктовые и изредка туфогенные, серые, зеленовато-серые и желтоватые, различной зернистости, массивные и грубослоистые (нередко с косою слоистостью), в отдельных пачках – плитчатые, с рассеяной мелкой галькой, растительным детритом, следами ползания донных организмов и знаками волновой ряби на поверхности слоев, с отдельными прослоями алевролитов. Местами в верхах свиты встречаются прослои (1–2 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов из гальки кварца, кремнистых пород, реже эффузивов, песчаников или алевролитов. В верхах разреза по р. Орловке появляются также прослои углистых аргиллитов. Севернее грубообломочные породы, углистые аргиллиты и угли распространяются по всему разрезу.

По рекам Агнево, Арково и далее к северу, вплоть до р. Вяхту, существенную часть верблюжегорской свиты составляют грубозернистые песчаники; в чередовании с песчаниками и в отдельных мощных пластах в верхах свиты встречаются конгломераты; в прослоях среди алевролитов и в пачках переслаивания известны углистые аргиллиты и каменные угли (иногда рабочей мощности). Свита представлена прибрежно-морскими (в низах) и континентальными¹ отложениями и по характеру близка к вышележащей жонкьерской свите. Недаром все угленосные отложения северных районов часто рассматривались в составе единой свиты (арковской, по А.А.Капице, В.П.Мытареву и другим, местами – дучунской, по А.А.Капице).

Мощность отложений верблюжегорской свиты на участке между реками Гастелловкой и Орловкой составляет 800–1000 м. Севернее мощность увеличивается до 1650 м по р. Агнево и до 1400 м по р. Арково, далее несколько уменьшается.

Жонкьерская свита (верхний коньяк-нижний кампан) по характеру разреза во многом напоминает верблюжегорскую, но отличается повсеместным распространением угленосных пачек. Она образована фашиально изменчивыми отложениями континентального, прибрежного и отчасти морского происхождения. На р. Гастелловке значительная часть описываемой свиты близка по составу к быковской свите южных районов и только в верхней подсвите появляются угленосные пачки. Севернее угленосные отложения известны также и в нижней подсвите жонкьерской свиты, а к северу от р. Агнево они появляются уже в слоях, относимых к верблюжегорской свите.

В разрезе нижнежонкьерской подсвиты по р. Гастелловке преобладают алевролиты, по р. Леонидовке – переслаивающиеся алевролиты и песчаники, а далее к северу – песчаники с линзами конгломератов, с пластиками и пачками (до 200 м) алевро-

¹ Именно из этих слоев, имеющих коньякский возраст, была собрана большая часть ископаемых растений, описанных А.Н.Криштофовичем как гияцкая флора и считавшихся прежде сеноманскими (Вахрамеев, 1966).

ролитов, содержащих прослой углистых аргиллитов и каменных углей. Песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые, серые, желтовато- и зеленовато-серые, различной зернистости, от массивных до тонкослоистых, с признаками прибрежно-морского накопления: косою слоистостью, знаками волновой ряби и ходами илоедов на поверхности слоев, с растительным детритом, мелкой галькой, иногда с остатками раковин устриц и других пелеципод. Во многих разрезах в основании свиты наблюдается переслаивание песчаников с мелкогалечными конгломератами из гальки кремнистых пород, кварца и эффузивов. Прослой конгломератов встречаются и выше по разрезу. На территории к северу от р. Арково грубозернистые песчаники и конгломераты слагают значительную часть подсвиты. Количество алевролитов и аргиллитов в составе подсвиты возрастает в западных районах, особенно у бухты Казакевича. Оно изменяется и по простиранию. Местами с возрастанием роли алевролитов увеличивается и угленасыщенность отложений. Наибольшее количество угленосных пород отмечается в верховьях р. Амбы, в бассейнах рек Китоуси и Чернолесенки; некоторые пласты имеют рабочую мощность. Мощность отложений увеличивается в северном направлении от 300-400 до 800-900 м, а на р. Хоэ, возможно, и больше. Некоторое увеличение мощности наблюдается также в западных разрезах, ближе к осевой части прогиба.

Среднежонкьерская подсвита представляет выдержанный горизонт типично морских пород, залегающих среди угленосной толщи и очень сходных с породами тымовской и быковской свит. Среди них преобладают однообразные алевролиты и аргиллиты, которым подчинены прослой и пачки песчаников и ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов; в редких прослоях встречаются гравелиты, мелкогалечные конгломераты, угли и углистые аргиллиты. Переслаивающиеся песчаники и алевролиты большей частью образуют одну мощную (до 200 м) пачку в верхах разреза. В восточных выходах мощность отложений достигает 500-600 м, в западных - 800 м; большая мощность отмечена только в верховьях Первой Речки (до 1200 м). В самых северных разрезах - у м. Жонкьер и по р. Агнево - мощность подсвиты сокращается до 400 м.

Верхнежонкьерская подсвита подобно нижнежонкьерской образована полимиктовыми песчаниками с признаками прибрежно-морского отложения. Наиболее грубозернистые разности песчаников и пласты конгломератов (иногда до 40-50 м) связаны с нижней частью подсвиты. Континентальные угленосные слои обычно встречаются в верхней части подсвиты. Количество грубообломочных пород сокращается в верхах разреза, а также в самых западных и южных выходах. В верховьях рек Гастелловки, Нитуи и Лесогорки большая часть песчаных пород замещается алевролитами, а углистые образования исчезают из разреза. Мощность отложений в западных выходах достигает 600-700 м. На востоке, в прибортовой части прогиба, мощность составляет 300-400 м в южных районах и около 500 м к северу от р. Августовки. В самых северных выходах мощность сокращается до 300 м в бассейне р. Агнево и до 100 м на м. Жонкьер.

Верхние горизонты мелового разреза - красноярковская свита (верхи кампана - даний) залегают согласно на подстилающих, но заметно отличаются от них по составу, особенно в южной части прогиба. Для свиты характерны песчаники и алевролиты, слагающие хребты Шренка, Южно-Камышовый и др. Алевролиты темно-серые и зеленоватые, нередко песчанистые, иногда туфогенные, со скорлуповатой отдельностью, с крупными карбонатными конкрециями и отдельными песчаными прослоями. Песчаники полимиктовые, часто туфогенные (с глауконитом), темные зеленовато-серые, различной зернистости, нередко с плохой сортировкой материала, местами с гравием и галькой, с растительным детритом, обычно плотные, массивные или грубослоистые, с отдельными пластами тонкослоистых песчаников, алевролитов, туффитов и туфов. В подошве свиты почти на всей площади прослежен горизонт (2-10 м) глауконитовых песчаников, грубозернистых, с рассеянной мелкой галькой и многочисленными обломками радиально-ребристых иноцерамов, гигантских пателл, аммонитов и наутилоидей.

В южных районах, по рекам Найбе, Сусуе и Владимировке, алевролиты и песчаники образуют мощные (по 100-250 м) пачки, чередующиеся в разрезе. Севернее, вплоть до р. Лазовой, преобладают песчаники, иногда появляются линзы конгломератов из обломков эффузивов, яшмовидных и кварцитовидных пород. Далее к северу в

низах свиты снова возрастает роль алевролитов и аргиллитов. Почти на всей площади междуречья рек Лазовой и Августовки в составе нижней подсвиты выделяются толщи: преимущественно алевролитовая (от 300 до 800 м) и преимущественно песчаниковая (от 200 до 900 м). В составе верхней подсвиты здесь преобладают туфогенные песчаники с прослоями туфоалевролитов, туфоконгломератов, туффитов и туфов среднего и кислого состава. В отдельных глинистых пачках или в пачках переслаивания их с алевролитами, песчаниками и гравелитами встречаются прослой углистых аргиллитов и углей – преимущественно в средней части или в верхах подсвиты. К северу от р. Августовки роль алевролитов в нижнекрасноярковской подсвите еще более возрастает, а верхнекрасноярковская подсвита сложена туфогенными песчаниками с отдельными прослоями и пачками алевролитов.

Характер отложений свиты и фаунистические остатки свидетельствуют о морском и прибрежно-морском осадконакоплении. Однако отложения верхней подсвиты северных районов (или бошняковской свиты), включающие пласты углистых пород и содержащие только остатки флоры, имеют частично континентальное происхождение. По предварительному определению, здесь были установлены верхнемаастрихтский и датский флористические комплексы (Вахрамеев, 1966; Жидкова и др., 1969; Шуваев, 1969а). В южных районах отложения верхней подсвиты, или синегорских слоев, содержат чешую и зубы рыб, остатки морской фауны кораллов, брахиопод и мелких моллюсков, переходных по морфологии раковин от мела к палеогену (Калишевич, 1970). Кроме того, в них был установлен датско-палеоценовый комплекс фораминифер (Василенко, 1965).

Мощность отложений красноярковской свиты в бассейне р. Найбы составляет около 1100 м и увеличивается в северном направлении, до 2000 м по р. Мануй. Наибольшие мощности обеих подсвит отмечаются в ядрах синклиналей. На междуречье рек Мануй и Лесной отложения верхней подсвиты местами размыты, однако севернее наблюдается полный разрез обеих подсвит. Их общая мощность в бассейне р. Макарова составляет уже более 2500 м, а в бассейне р. Углегорки – более 2800 м. Севернее мощность сокращается до 1200–1400 м на междуречье рек Лесогорки и Первой Речки, и до 550 м в бассейне р. Агнево. При этом уменьшается мощность обеих подсвит. Далее к северу мощность сокращается еще и за счет предпалеогенового размыва: на р. Васькина размыва часть, а на р. Бродяжке и вся верхняя подсвита; в разрезе у м. Жонкьер отсутствуют и верхние слои нижней подсвиты, так что вся ее мощность составляет только 110 м.

Таким образом, верхнемеловые отложения Западно-Сахалинского прогиба образуют непрерывный и мощный разрез, типичный для миогеосинклинальных зон, особенно на юге. В основании разреза залегают, вероятно, туфогенные и кремнистые породы нижнего мела, обнаженные на северном участке восточного борта прогиба – в верховьях рек Арково и Рождественки. Они близки по характеру к разновозрастным (?) породам Восточного Сахалина и, возможно, отвечают части палеозойско-мезозойского эвгеосинклинального комплекса¹. Если это предположение окажется правильным, то можно будет говорить о заложении прогиба (или его восточной части) на месте раннемезозойской эвгеосинклинали, располагавшейся к востоку от Сихотэ-Алиньской области, где формировались преимущественно миогеосинклинальные толщи (рис. 4).

Обособление Западно-Сахалинского прогиба от эвгеосинклинальной области произошло в сеномане или несколько раньше (в южных районах). В это время в прогибе началось накопление глинистых и терригенных отложений с приносом обломочного материала из района Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта (Шуваев, 1969б). Для позднесеноманского времени устанавливается также размыв краевой части восточного борта прогиба с переотложением карбонатных конкреций, обломков песчаников и алевролитов. В сеноманских слоях южных районов (в айской и найбинской свитах) преобладают алевролиты и аргиллиты, в которых вверх по разрезу и по простиранию появляются прослой и пачки песчаников, в самом верху происходит переход к преимущественно песчаниковой толще. На севере сеноманские отложения (побединская свита) имеют существенно песчаниковый состав, содержат туфогенный

¹ Именно такие взаимоотношения наблюдаются на Центральном Хоккайдо (см. главу V).

Туронская толща (низы быковской свиты на юге, тымовская свита на севере) сложена очень однообразными алевролитами и аргиллитами, прослеживаемыми на всем протяжении прогиба.

Морской бассейн Западного Сахалина протягивался на юг в пределы Хоккайдо, а на западе соединялся с бассейном Восточного Сихотэ-Алиня. Сравнение сеноман-

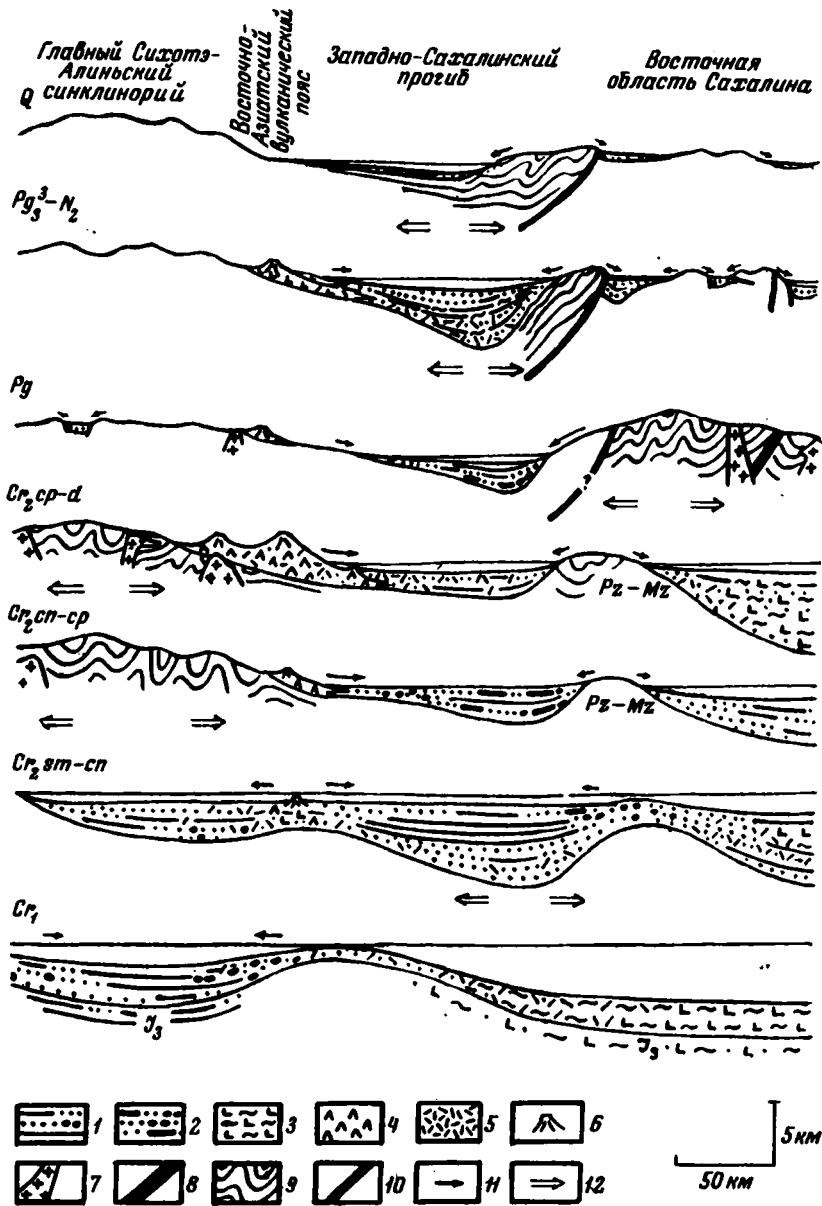


Рис. 4. Схема геологического развития Западно-Сахалинского прогиба и смежных зон
 1 - морские песчано-глинистые отложения, иногда грубообломочные; 2 - паралические угленосные отложения, нередко грубообломочные; 3 - морские кремнистые и вулканогенные (основного состава) отложения; 4 - континентальные образования кислого и среднего состава; 5 - пирокластические породы; 6 - вулканы; 7 - гранитоидные интрузии; 8 - тела гипербазитов; 9 - дислоцированные толщи; 10 - разломы; 11 - направление сноса обломочного материала; 12 - направление сжатия и растяжения (изменение ширины структурных зон на разрезах не показано)

2-3 раза больше, чем на Сихотэ-Алине, и содержат значительно больше глинистых пород (особенно в туронских слоях). Однако территориальная близость, сходство положений по фауне, характеру разреза и составу терригенных пород, а также по наличию туфоженных образований основного и среднего состава свидетельствуют об общности условий осадконакопления во всей миогеосинклинальной области, существовавшей в сеноман-туронское время. Таким образом, в это время Западно-Сахалинский прогиб и структуры Главного Сихотэ-Алиньского синклиория входили в состав одной обширной зоны.

В сеноманское время в Сихотэ-Алине произошла крупная структурная перестройка, связанная с формированием складчатого сооружения мезозойд. Меловые толщи (до туронских и нижнесеноманских включительно) были дислоцированы, изменены, прорваны гранитными интрузиями и образовали тот комплекс, который выходит на поверхность в пределах Главного Сихотэ-Алиньского синклиория, а возможно, распространяется и восточнее, представляя складчатое основание смежной части Западно-Сахалинского прогиба.

Одновременно со складчатостью и поднятием в области мезозойд в Западно-Сахалинском геосинклинальном прогибе погружение проходило без перерывов. В южных районах в коньякский, сантонский века и в начале кампанского века без изменения продолжалось накопление морских глинисто-алевролитовых осадков, отвечающих верхам быковской свиты. В северной части прогиба, приближенной к Сихотэ-Алиню, характер осадконакопления изменился. Здесь глинисто-алевролитовые образования быковской свиты фашиально замещаются песчаными породами, нередко грубообломочными и угленосными, накопившимися в прибрежно-морских и континентальных условиях (рис. 5). Изучение этих пород (верблюжегорской и жонкьерской свит) показывает постепенное сокращение морского бассейна и увеличение площади континентального осадконакопления в северной части прогиба. В коньякских слоях появление континентальных образований с углями устанавливается севернее р. Агнево, в сантонских слоях - севернее р. Леонидовки, в кампанских - уже в бассейне р. Гастелловки (см. рис. 3). Только верхнему сантону - низам кампана отвечает выдержанный горизонт глинисто-алевролитовых пород морского происхождения. Другие горизонты образованы фашиально изменчивыми отложениями с общим увеличением грубости материала в северном направлении, вдоль простирания прогиба. Подобные изменения наблюдаются также и вкрест простирания, с запада на восток. Эти изменения и состав обломочного материала свидетельствуют о существовании восточных источников сноса¹. Определенно устанавливаются и западные источники сноса, располагавшиеся в пределах Сихотэ-Алиня. В целом отложения верблюжегорской и жонкьерской свит напоминают по своему характеру образования орогенного комплекса. Однако они не могут рассматриваться как орогенные образования Западно-Сахалинского прогиба, так как имеют аллохтонное происхождение, связанное с тектоническими движениями в соседней области сихотэалиньских мезозойд. Накопление этих грубообломочных континентальных образований проходило только в районах, близких к Сихотэ-Алиню, одновременно с завершающей складчатостью и поднятием в области мезозойд. Вдоль простирания прогиба и вверх по разрезу они сменяются нормально-морскими отложениями миогеосинклинального типа.

Верхние слои мелового разреза (красноярковская свита) повсеместно представлены песчаниками и алевролитами с большим количеством туфоженного материала среднего и кислого состава. Они отлагались в конце кампанского века и в маастрихтском веке в морском бассейне, занимавшем всю территорию прогиба. В конце маастрихта и в дании морское осадконакопление продолжалось только в южной части прогиба, где были образованы синегорские слои. На севере морские условия часто сменялись континентальными, как это устанавливается при изучении бошняковской свиты (Шуваев, 1969а; Жидкова и др., 1969). Восточная граница прогиба к этому времени была несколько смещена на запад по сравнению с прежним ее положением.

¹ Снос материала из района Тымь-Поронайской изменности и Восточно-Сахалинских гор устанавливается как для Западного, так и для Восточного прогибов Сахалина (Шуваев, 1969б).

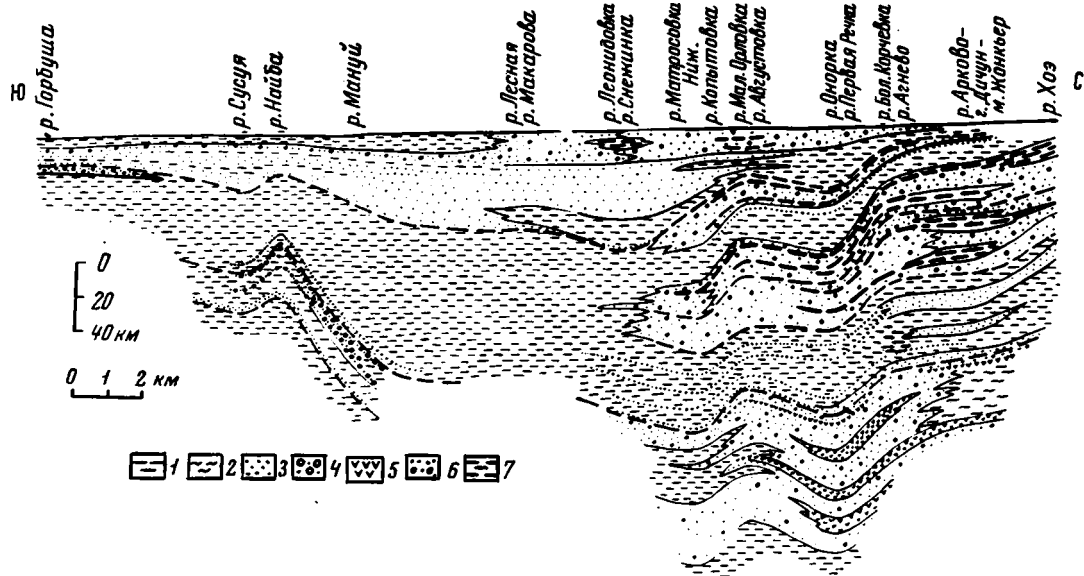


Рис. 5. Фациальная схема верхнемеловых отложений Западно-Сахалинского прогиба (Шуваев, 1969б)

Морские отложения: 1 - алевроито-глинистые породы; 2 - кремнистые породы; 3 - песчаники; 4 - переслаивание глинистых и терригенных пород с присутствием конгломератов; 5 - базальтовые лавы и туфы. Континентальные отложения: 6 - переслаивание песчаников, конгломератов и алевроито-глинистых пород; 7 - угленосные пачки

Обломочный материал поступал как с запада, так и с востока, частично за счет размыва отложений в краевой части восточного борта прогиба.

Туфогенный материал маастрихтских и датских отложений по составу отвечает одновозрастным вулканогенным породам восточного Сихотэ-Алиня. По-видимому, он поступал в прогиб в результате наземных извержений в зоне Восточно-Азиатского вулканического пояса, т.е. образование туфогенных пород в пределах Западно-Сахалинского прогиба в конце мелового периода было связано не с местным вулканизмом, а с латеральным влиянием соседней вулканической зоны, как это правильно отметила З.П.Потапова (1962)¹. В северной части прогиба количество туфогенных пород особенно значительно.

Таким образом, многие особенности позднемелового осадконакопления в Западно-Сахалинском прогибе объясняются влиянием процессов, происходивших в смежной области сихотэалиньских мезозойд². В южной части прогиба отложения имеют многоэпиклиналиный характер и образуют простой, довольно однообразный разрез. В северных районах, с приближением к Сихотэ-Алиню, происходят существенные изменения характера отложений. Во всех горизонтах разреза в северном направлении прослеживается постепенное увеличение грубости обломочного материала пород. В отложениях верблюжегорской, жонкьерской и верхов красноярковской свит наблюдается появление континентальных образований. В побединской и красноярковской свитах возрастает роль туфогенных пород. Одновременно в северном направлении прослеживается увеличение мощности всех слоев. Правда, их максимальные мощности установлены в разных разрезах (см. рис. 3). Общая мощность меловых отложений в

¹ См. также статью Е.М.Смехова и Б.Ф.Дьякова (1940).

² Отчасти также в восточной области Сахалина.

южных разрезах составляет 5 км, как это видно на р. Найбе. В северных разрезах, например в пересечении по рекам Онорке и Первой Речке, мощность увеличивается до 10 км.

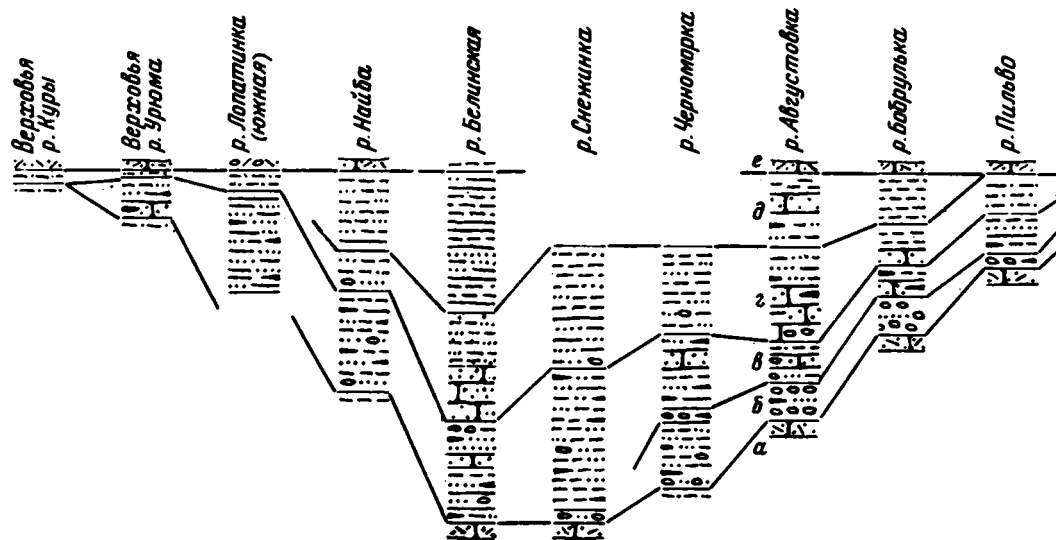
Палеогеновые отложения

Палеогеновые отложения обнажаются западнее выходов меловых толщ, протягиваясь непрерывной полосой вдоль простирания прогиба. На севере они распространяются до Александровска. На юге палеогеновые отложения прослеживаются в полном объеме до рек Лопатинки и Шebuнинки, а далее к югу и юго-востоку постепенно выклиниваются, залегая все более высокими своими горизонтами на верхнемеловых породах. У южного окончания прогиба, по рекам Горбуше и Могучи, на верхнемеловых слоях залегают непосредственно верхнеолигоценая, а еще южнее - и миоценовая толща.

В основании палеогеновых отложений на восточном борту прогиба повсеместно наблюдаются следы размыва. От Александровска до района Углегорска, более чем на 200 км по простиранию, прослеживается горизонт базальных конгломератов - каменная, или конгломератная, свита. Конгломераты залегают по неровной, с карманами, границе, срезая иногда отдельные слои верхнемеловых отложений, как это видно, например, в обрывах у мысов Аспит и Жонкьер. По направлению к северу от р. Августовки конгломераты перекрывают все более низкие горизонты красноярковской свиты верхнего мела (см. выше). Размыв особенно значителен в самых северных районах, где из разреза выпадает большая часть красноярковской свиты. Однако даже и здесь мы нигде не обнаружили признаков углового или азимутального несогласия, которое отмечалось прежде А.А.Капицей, Ю.М.Ковтуновичем, И.И.Ратновским и некоторыми другими исследователями. И в отдельных обнажениях, и при картировании на западе Сахалина всегда устанавливается согласное залегание палеогеновых и верхнемеловых толщ (Криштофович, 1924; Мавринский, 1963; Бахтеева и Шуваев, 1969, и др.). К югу от р. Августовки Л.С.Жидковой, Л.С.Маргулисом и В.О.Савицким был изучен почти непрерывный разрез этих толщ, с присутствием слоев дания и палеоцена (Жидкова и др., 1969; Савицкий и др., 1969). Согласно данным этих исследователей и материалам Б.М.Штемпеля по более северным районам Сахалина, возраст конгломератной свиты устанавливается по флоре как палеоценовый.

Облик свиты определяется конгломератами, массивными и грубослоистыми, зеленовато-серыми или пестрыми, от валунных до мелкогалечных, в низах всегда более грубыми, чем в верхах. Они образованы галькой различной окатанности и сортировки, представленной довольно свежими породами. В составе гальки конгломератов, в обломочном материале их цемента и в материале песчаников преобладают эффузивы среднего и основного состава, яшмы, кварциты и зеленые сланцы, соответствующие мезо-палеозойским породам Восточного Сахалина. В значительном количестве присутствует галька осадочных пород, особенно в верхней части свиты. Они сходны с верхнемеловыми породами Западно-Сахалинского прогиба, а иногда содержат и остатки верхнемеловых иноцерамов. Кроме того, для северных разрезов характерны обломки фельзитов, кварцевых порфиров, андезитов и андезитовых порфиритов, а также гранитоидов, сходных с породами северо-восточного Сихотэ-Алиня. Особенно много гальки и валунов этих пород встречается в самых западных выходах свиты, например у мысов Аспит и Карниз. В разрезе по р. Августовке конгломераты достигают максимальной мощности и представлены наиболее грубыми разностями, вплоть до валунных (рис. 6). Гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты и углистые породы образуют только маломощные прослои в конгломератах. В средней части свиты выделяется пачка переслаивания этих пород (около 80 м), которая хорошо прослеживается по простиранию.

Мощность конгломератной свиты в разрезе по р. Августовке составляет около 300 м и сокращается к северу и югу. Одновременно уменьшаются размер гальки и насыщенность ею конгломератов, улучшаются ее окатанность и отсортированность. На широте Углегорска грубообломочные породы конгломератной свиты фациально замещаются более тонкими разностями, обычно относимыми к нижнедуйской свите



(Жидкова и др., 1969; Савицкий и др., 1969). Уже на реках Каме и Снежинке в разрезе преобладают гравелиты и грубозернистые песчаники (с прослоями мелкогалечных конгломератов), содержащие флору палеоцена. В бассейне р. Аральской они замещаются грубозернистыми песчаниками с подчиненным количеством гравелитов и конгломератов. Далее к югу, в верховьях рек Ильинки и Найбы, количество конгломератов в разрезе снова увеличивается, а еще южнее - быстро сокращается.

Ниже конгломератов, гравелитов и песчаников в районе Углергорска согласно залегает глинисто-алевролитовая толща (около 500 м). В этой толще, прежде всегда относившейся к нижнедуйской свите, был установлен комплекс флоры, переходный от дания к палеоцену (Савицкий и др., 1969). Флора этого возраста была встречена Б.А.Сальниковым и южнее, в угленосных отложениях бассейна р. Найбы, также относившихся к низам нижнедуйской свиты. Так было установлено, что переход от дания к палеоцену происходит внутри континентальной толщи, трансгрессивно залегающей на подстилающих слоях, маястрихтских или датских. Эта толща распространена, по-видимому, между реками Найбой и Августовкой, на северном и южном окончаниях прогиба она выпадает из разреза.

В южных районах нижнедуйская свита может включать не только эоценовые, но также палеоценовые и датские слои, фациально замещающие отложения конгломератной свиты и более древние. В северной части прогиба породы свиты залегают выше конгломератов и содержат только эоценовый комплекс флоры.

Как и в конгломератной свите, это отложения континентальные и угленосные, однако менее грубые, с чередованием слоев и пачек различных терригенных и глинистых пород. Алевролиты и аргиллиты серые с коричневатым или зеленоватым оттенком, местами очень темные, с обилием углистого детрита, тонкослойные или скорлуповатые, часто с конкрециями сидерита, с пластинами и линзами углистых аргиллитов и угля. Песчаники полимиктовые, различной зернистости, зеленовато-серые, то плотные, то довольно рыхлые с плотными известковистыми стяжениями, массивные или слоистые, нередко с криволинейной слоистостью, со следами волновой ряби и трещинами усыхания, местами со скоплением мелкой гальки, нередко с обильным растительным детритом. Конгломераты обычно мелкогалечные, того же состава, что и в конгломератной свите, на юге с преобладанием кварцевой и кремнистой гальки. Отдельные пачки разреза не выдерживаются по простиранию, относительное количество песчаных и алевролитовых пород изменяется от района к району (Ратновский, 1969; Бахтеева, Шуваев, 1969; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970, и др.).

В северных районах песчаники и глинисто-алевролитовые породы часто присутствуют примерно в равных количествах, как это видно, например, в разрезе по р. Августовке. Южнее количество песчаников возрастает, а в верховьях р. Красногорки вся

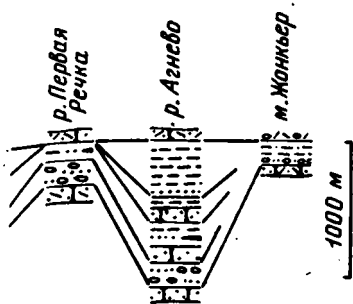


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов палеогеновых отложений Западно-Сахалинского прогиба (по материалам М.З.Бахтеевой, Л.С.Жидковой, Л.С.Маргулиса, И.И.Ратновского, В.О.Савицкого, А.С.Шуваева, автора и др.)

Условные обозначения см. на рис. 3.

- а - красноярковская свита (верхи кампана-даний);
- б - конгломератная свита (палеоцен); в - нижнедуйская свита (эоцен); г - краснопольевская свита (эоцен-олигоцен); д - такарадайская свита (или геннойшинская, олигоцен); е - аракайская свита (верхний олигоцен)

свита образована песчаниками с отдельными пластами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов, с прослоями углистых пород. Далее на юг в разрезе снова появляются более мощные пачки глинисто-алевролитовых пород или переслаивания их с песчаниками. Количество таких пачек увеличивается в южных районах.

В бассейне р.Найбы глинисто-алевролитовые породы уже преобладают в разрезе, чередуясь с пачками песчаников, с пластами и линзами углистых аргиллитов и каменного угля (в районе Загорска - до 70 пластов, из них более 30 пластов рабочей мощности). В самых южных районах свита также имеет преимущественно глинисто-алевролитовый состав, однако местами она обогащена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками.

Таким образом, для нижнедуйской свиты, как и для конгломератной, в южных районах наблюдается увеличение роли тонкозернистых и глинистых пород. Одновременно улучшаются сортировка и окатанность обломочных зерен в породах, появляются прослой с морской фауной. Подобные изменения хорошо прослеживаются также с востока на запад, вкостр простираения прогиба, и снизу вверх по разрезу (Ратновский, 1969, и др.).

Мощность отложений нижнедуйской свиты в бассейне р. Августовки составляет 300 м и несколько увеличивается к северу и югу. Нередко мощность нижнедуйской свиты увеличена именно там, где мощность конгломератной свиты сокращена. В южных районах, где свита включает не только эоценовые, но и более древние слои, мощность достигает 1000 м. На самом севере и на юге территории отложения постепенно выклиниваются.

Вверх по разрезу континентальные отложения нижнедуйской свиты постепенно сменяются морскими, которые сходны по облику, но отличаются лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала, меньшей фациальной изменчивостью. Это отложения краснопольевской свиты (эоцен-олигоцен), представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, с отдельными пластами (0,1-5 м) устричников и конгломератов, на севере иногда встречаются углистые прослой. Характерны пачки довольно частого переслаивания песчаных и глинистых пород (слои по 5-20 см). Повсеместно наблюдаются признаки прибрежного образования отложений. В целом обычно преобладают полимиктовые песчаники, особенно в самых северных и южных разрезах. В западном направлении увеличивается роль тонкозернистых пород. Мощность отложений по р. Августовке составляет около 250 м, севернее она несколько уменьшается, а южнее увеличивается до 700-800 м, иногда и больше. У северного и южного окончаний прогиба свита отчетливо не выделяется.

Переход от краснопольевской к вышележащей такарадайской¹ свите (олигоцен) происходит постепенно, с дальнейшим улучшением сортировки и окатанности обломочного материала, увеличением роли тонкозернистых пород в разрезе и выделением более однородных пачек, лучше выдерживающихся на площади. В северных разрезах свиты, например по р. Агнево, преобладают однообразные алевролиты, нередко глинистые или песчанистые, темно-серые с голубоватым или коричневатым оттенком, неяснослоистые, с осколчатой или скорлуповатой отдельностью, с рассеянной мелкой галькой (преимущественно кварца, кремнистых и метаморфических пород), с карбонатными или пиритовыми конкрециями и крупными сростками кальцита — "геннойши", с отдельными пластами полимиктовых песчаников, в верхах также с тонкими туфогенными прослоями. В южном направлении породы становятся более песчанистыми, особенно в средней части свиты. В обнажениях по рекам Августовке, Черноморке и другим мелкозернистые песчаники, песчанистые алевролиты и алевролиты нередко образуют крупные однородные пачки. Местами, преимущественно в верхах свиты, появляются также пачки переслаивания, сходные с отмеченными для краснопольевской свиты. В верхних слоях иногда встречаются туффиты и туфы. Далее на юг, вплоть до перешейка Поясок, состав свиты остается тем же, только в восточных разрезах — в прибортовой части прогиба — несколько увеличивается количество песчаников. На участке от перешейка Поясок до Крильонского полуострова роль песчаников в составе свиты постепенно возрастает, в верхах ее появляется больше туфогенных песчаников и туфов основного и среднего состава. Песчанистые алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники слагают весьма монотонную толщу, довольно рыхлую, с неясно видимой слоистостью, с рассеянной мелкой галькой, карбонатными конкрециями и характерными сростками "геннойши", с отдельными слоями алевролитов, аргиллитов, плотных известковистых и глауконитовых песчаников, изредка конгломератов. На Крильонском полуострове эта толща очень напоминает по облику красноярковскую свиту верхнего мела и нередко отличается от нее только по фауне. Мощность отложений колеблется от 1000 до 400 м (преимущественно на севере), а в самых северных и южных выходах постепенно уменьшается до полного выклинивания.

Все отмеченные палеогеновые свиты образованы породами близкого состава и связаны постепенными переходами в разрезе и на площади. Их границы, вероятно, не занимают одного строго определенного стратиграфического положения во всех районах, поэтому при заметной изменчивости мощности отдельных свит общая мощность отложений более постоянна. В районе Красногорска она достигает 2,5 км и уменьшается к северу до 1,5 км на р. Августовке и 1 км на р. Агнево.

Накопление отложений проходило при продолжавшемся опускании в Западно-Сахалинском прогибе², одновременно с интенсивными дислокациями и поднятием на востоке Сахалина (см. рис. 4). Близость области поднятия и размыва определила особенности палеогенового осадконакопления. Основная масса материала палеогеновых пород была принесена из восточной области Сахалина (Жидкова, Тодоровская, 1963) и с поднятой краевой части восточного борта прогиба. Особенно грубый материал поступал в северную часть прогиба из района Восточно-Сахалинских гор. Свежесть обломков, нередко плохая окатанность и отсортированность свидетельствуют о быстроте поднятия и размыва в восточных районах. Одновременно продолжалось поступление обломочного материала с запада, из поднятой области северо-восточного Сихотэ-Алия (Потапова, 1960). Однако такой материал характерен в основном для самых западных разрезов в северной части прогиба. На остальной территории характер отложений определялся восточными источниками сноса. В краевой части восточного борта прогиба отложения всех свит представлены обычно более грубыми, хуже отсортированными отложениями, чем на западе. Несомненно, что континентальный характер, фаціальная изменчивость и грубость материала в конгломератной и нижнедуйской свитах были связаны именно с влиянием восточной области Сахалина,

¹ Или геннойшинской — для северных районов.

² Восточная граница прогиба располагалась, по-видимому, несколько западнее, чем в меловое время; протяженность прогиба была несколько меньшей.

а не с изменением тектонического режима в Западно-Сахалинском прогибе. Поэтому, несмотря на молассовый облик отложений, они не могут быть отнесены к орогенному комплексу, образуемому на завершающем этапе геосинклинального развития.

Вверх по разрезу и отчасти по простиранию (в южном направлении) континентальная угленосная толща низов палеогена постепенно сменяется морскими отложениями, грубообломочные породы исчезают из разреза, пачки переслаивания приобретают более правильное строение, выше появляются довольно однородные пачки, лучше выдерживающиеся на площади. В целом палеогеновые отложения составляют трансгрессивный комплекс, накопившийся при постепенном затухании поднятий в восточной области Сахалина.

Отложения верхнего олигоцена - неогена

Отложения верхов олигоцена отвечают максимальному развитию трансгрессии и распространены как на западе, так и на востоке Сахалина. Это отложение аракайской и холмской свит на юге территории и их аналоги в северных районах. Прежде они всегда считались нижнемiocеновыми, так как по спискам моллюсков сопоставлялись с соответствующими слоями североамериканской стратиграфической шкалы (Криштофович, 1961б, 1964; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970, и др.). Вместе с тем сходные толщи Хоккайдо, содержащие близкие фаунистические комплексы, относились японскими палеонтологами к верхнему олигоцену. Надежная основа для межрегиональных сопоставлений третичных слоев появилась только в самые последние годы, когда было выяснено стратиграфическое значение планктонной микрофауны. Некоторые из планетарных зон, выделенных по комплексам планктонных фораминифер, были протянуты в Японию и на Сахалин. Проводились также сопоставления по другим данным. В результате японские и сахалинские разрезы были привязаны к общей зональной шкале, и возрастные датировки некоторых толщ получили новое толкование (Гладенков, 1971). Отложения аракайской и холмской свит были сопоставлены с верхнеолигоценовыми слоями общей шкалы, а вышележащие толщи рассматривались как миоценовые (см. табл. 2).

Отложения аракайской свиты (и частично одновозрастной ей ахснайской на севере) без несогласия надстраивают палеогеновый разрез. При значительной фациальной изменчивости они обычно отличаются преобладанием песчаных пород и обилием туфогенного материала. Туфогенные породы появляются уже в отдельных прослоях в верхах такарадайской свиты, а в аракайской свите они слагают нередко большую часть разреза (рис. 7). В составе этих пород преобладает вулканический материал обычно преобладает над пирокластическим (Шилов, 1962 и др.).

Туфогенные песчаники образуют мощные (по несколько десятков метров) пачки или встречаются в переслаивании с полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Обычно они зеленовато-серые с присутствием пестрых зерен, иногда зеленые (обогашенные глауконитом), различной зернистости, массивные и грубослоистые, с плотными известковистыми стяжениями, местами с рассеянной галькой эффузивных и кремнистых пород, кварцитов, песчаников и алевролитов, с обломками древесины и остатками морской фауны. Туфогенные алевролиты по составу близки к песчаникам, но обычно более выветрены, отличаются бурым оттенком и наличием крупной скорлуповатой отдельности. Туфогравелиты, туфоконгломераты и туфобрекчии встречаются в прослоях и пачках (до 20-30 м) среди песчаников. Это массивные породы из плохо отсортированных обломков и глыб (до 1 м и больше) андезитов и дацитов, на севере - чаще базальтов, а также осадочных пород с цементом из туфогенного песчаника. Некоторые обломки представляют вулканические бомбы неправильной формы, с плохо раскристаллизованной периферической частью и окалиной на поверхности.

Собственно пирокластические породы распространены значительно меньше, чем переотложенные, большей частью в восточных разрезах. Они представлены пепловыми, литокластическими и кристаллокластическими туфами и туффитами преимущественно андезитового состава, различной размерности, зеленовато-серыми или лиловатыми, напоминающими отмеченные песчаники. Лавовые потоки характерны только для северных разрезов. На юге они встречаются лишь изредка, например близ пос. Неводское, на реках Запорожской, Водораздельной на Крильонском полуострове (пласты от 1 до 5 м); более часты дайки и силлы. В южных районах породы представлены

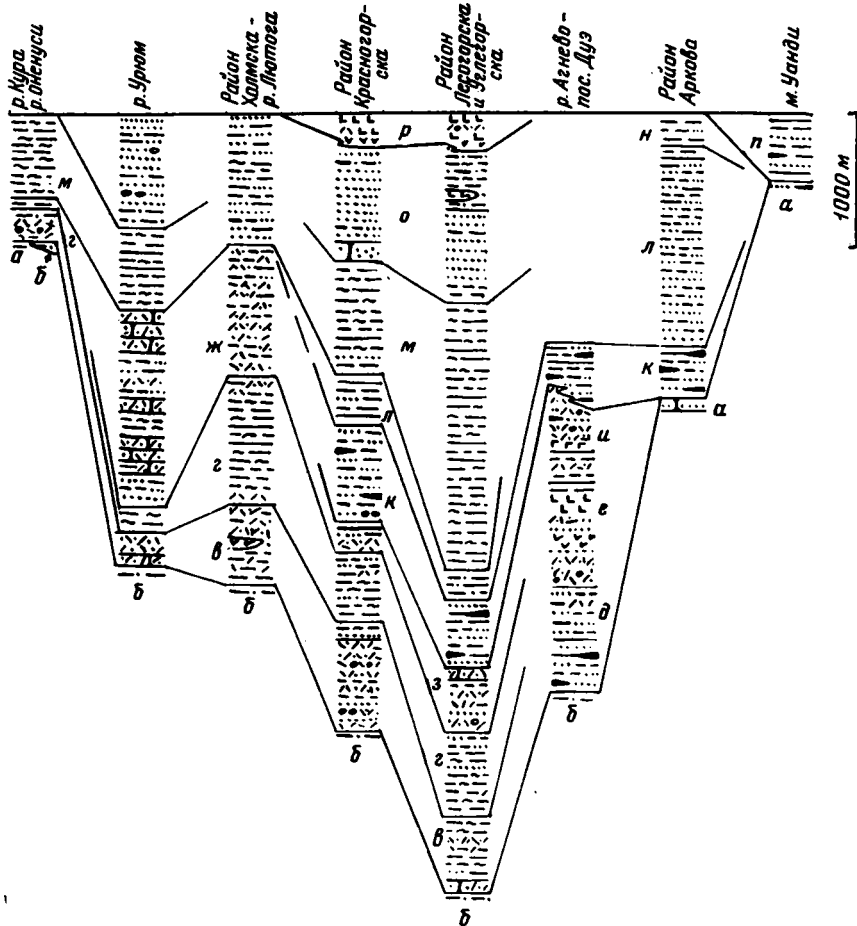


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов неогеновых отложений Западно-Сахалинского прогиба (по материалам Л.С. Жидковой, И.Н. Кузиной, В.П. Мытарева, И.И. Ратновского, А.С. Шуваева, автора и др.)

Условные обозначения см. на рис. 3

а - верхнемеловые отложения; б - палеогеновые отложения; в - аракайская свита (верхний олигоцен); г - холмская свита (верхний олигоцен); д - ахснайская свита (верхний олигоцен); е - свита хойнджо (верхний олигоцен); ж - невелинская свита (нижний миоцен); з - чеховская свита (нижний миоцен); и - агневская свита (нижний миоцен); к - верхнедуйская свита (нижний миоцен); л - сертунайская и аусинская свиты (средний миоцен); м - курасийская свита (верхний миоцен); н - окобькайская свита (верхний миоцен); о - маруямская свита (верхний миоцен - плиоцен); п - уандинская свита (плиоцен); р - орловская свита (плиоцен - плейстоцен?)

андезитами и дацитами, голубовато-серыми, довольно плохо раскристаллизованными, нередко с порфировой структурой; базальты и базальтовые порфириты (иногда спилитовые порфириты) развиты значительно меньше. К северу от р. Августовки все вулканогенные образования представлены андезитами и базальтами. В самых северных районах, например по р. Агнево, в лавах, лавобрекчиях и туфобрекчиях, относимых к низам свиты хойнджо и ахснайской свите, преобладают базальты и базальтовые порфириты.

Присутствие грубообломочных образований типа агломератов и иногда лав; большая мощность вулканогенных пород характерны для ряда разрезов у западного побережья Сахалина. Такие разрезы были описаны В.Н. Шидловым (1962 и более ранние работы) у м. Хойнджо, вблизи Агнева, Белкина и Лесогорска, севернее Красногорска, в районе Томари, Холмска и Шебунина. Во все стороны от этих участков, особенно в восточном направлении, наблюдается постепенное уменьшение количества

грубообломочных пород и их исчезновение из разреза, смена туфогенных пород терригенными¹ и появление непереотложенных лавовых туфов.

В пределах Крильонского полуострова, где выходы пород аракайской свиты многократно повторяются вкрест простирания прогиба, устанавливается более сложная картина фациальных изменений. Здесь грубообломочные породы встречаются не только в самых западных выходах – на Рифовых островах, но и значительно восточнее, например по рекам Оненуси и Водораздельной. Они представлены туфоконгломератами и конгломерато-брекчиями (несколько пластов от 5 до 20 м) из обломков и отдельных крупных глыб андезитов и дацитов; присутствуют также андезитовые лавы и лавобрекчии (два пласта мощностью 5 и 10 м). Как к востоку, так и к западу от этих выходов сокращается мощность и количество пластов туфоконгломератов, уменьшается размер обломков, улучшаются их окатанность и отсортированность, грубообломочные образования постепенно сменяются туфогенными песчаниками и алевролитами, обнаженными, например, по рекам Тамбовке и Урюму. По своему характеру туфогенные породы аракайской свиты Крильонского полуострова очень напоминают развитые здесь же породы красноярковской свиты верхнего мела, местами они различаются только по фауне.

Таким образом, для облика аракайской свиты наиболее характерны туфогенные породы. Нормально-осадочные породы переслаиваются с туфогенными и замещают их по простиранию. Полимиктовые песчаники и песчаные алевролиты обычно похожи на породы такарадайской свиты. Алевролиты нередко представлены кремнистыми разностями, очень напоминающими породы вышележащей холмской свиты. Иногда в отложениях видны пласты ракушняка (до 1 м). Местами, например в районе Холмска, в низах аракайской свиты встречаются тонкие (по несколько сантиметров) прослои и линзы углистых пород. На небольшой площади в бассейне р. Агнево в низах ахснайской свиты известна мощная (до 400–450 м) угленосная толща с несколькими рабочими пластами угля (от 3 до 24 м). Эта толща имеет континентальный характер. В остальной части рассмотренный горизонт представлен морскими и прибрежно-морскими отложениями.

Общая мощность отложений аракайской свиты и ее аналогов составляет от 400 до 800 м, в районе Углегорска – до 1000 м. Мощности изменяются довольно быстро как по простиранию, так и вкрест простирания прогиба. В краевой части восточного борта и на центриклиналих прогиба наблюдается уменьшение мощности отложений, иногда до полного выклинивания.

Породы холмской свиты залегают на образованиях аракайской свиты с постепенным переходом, местами фациально замещая ее верхние слои. Это однообразные кремнистые алевролиты, реже аргиллиты со значительным количеством тонкого лавового материала, серые с голубоватым или кремовым оттенком, при выветривании сильно осветляющиеся, по трещинам ожелезненные, оскольчато-плитчатые, массивные или слоистые, нередко с тонкими глинистыми прослоями или примазками между слоями. В алевролитах обычны карбонатные конкреции с остатками морской фауны и линзы (мощностью до 1 м и диаметром до 2–3 м) глинистых известняков, местами видна галька. Повсеместно встречаются отдельные пласты (от 0,2 до 2 м) туфов и туфогенных песчаников – таких же, как в аракайской свите. Во всех выходах – как на западе южной части Сахалина, так и на востоке (за пределами прогиба) – отложения холмской свиты имеют очень характерный облик и хорошо выделяются в разрезе. Однако на территории к северу от р. Августовки кремнистые алевролиты замещаются преимущественно грубообломочными туфогенными породами, которые большинством исследователей рассматриваются в составе свиты хойнджо (ее верхней части). Холмская свита здесь не может быть выделена.

Мощность отложений холмской свиты к югу от р. Августовки не превышает 350 м. Южнее перешейка Поясок она увеличивается более чем вдвое. На южной центриклинали прогиба мощность быстро уменьшается и в верховьях рек Урюма, Тамбовки и Куры составляет только 20–50 м.

Выше по разрезу в южных районах выделяются отложения невеличской свиты, залегающие с постепенным переходом на холмской и содержащие очень близ-

¹ Для одновозрастных отложений Восточного Сахалина туфогенные породы нехарактерны.

кий комплекс морских моллюсков. В районе Невельска, Горнозаводска и Анивы И.Г.Гринберг и В.Н.Киркинская отложения свиты расчленили на две подсвиты. Нижняя подсвита образована туфогенными песчаниками и отчасти туфами, темными, зеленовато-серыми, разнозернистыми, с галькой, плотными известковистыми стяжениями, массивными или грубослоистыми, с отдельными пластами (по несколько метров) туфоконгломератов, с прослоями (до 0,5 м) туфогенных алевролитов, иногда с пачками (до 2 м) частого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. В верхней подсвите преобладают аргиллиты, алевролиты и туфогенные песчаники того же облика, что и в холмской свите, но видные в частом переслаивании (слои от 2-5 до 50 см). Мощные (иногда до 10 и 25 м) песчаные пласты в низах подсвиты единичны, в верхах они становятся более частыми (в западных разрезах даже преобладающими). Общая мощность отложений составляет более 1000 м, причем для нижней подсвиты отмечается изменение мощности от 800 м на юге до 210 м на севере, а для верхней — от 250 м на юге до 750 м на севере (Ратновский, 1969). Возможно, такие изменения мощностей связаны с фациальными переходами на границе нижней и верхней подсвит.

Севернее Невельска и Анивы Б.П.Лучниковым и В.И.Богидаевой прослежено фациальное замещение нижних слоев невелиской свиты отложениями холмской свиты. В районе Холмска и Чехова невелиской свите отвечает только толща переслаивания (500-800 м), аналогичная верхней подсвите стратотипического разреза. Далее к северу, например в районе Томари, и эта толща частично замещается однообразными алевролитами верхов холмской свиты, содержащими лишь отдельные пачки (до 30 м) частого переслаивания, пласты туфогенных песчаников и туфов. Подобное замещение наблюдается и к югу от Кириллова, в низовьях р. Тамбовки. Эта картина фациальных замещений дополняется при изучении отложений чеховской свиты.

Туфогенные образования чеховской свиты (нижний миоцен) распространены непоследовательно. В южных разрезах, где отложения невелиской свиты наиболее мощные, чеховская свита не выделяется. Только на западе в самых верхах невелиской свиты появляются туфогенные песчаники (толща мощностью в несколько сотен метров), возможно, соответствующие чеховской свите. В месте стратотипа образования чеховской свиты залегают согласно выше-маломощной толще невелиской свиты. На участке между Томари и Ильинском они отсутствуют, а далее к северу залегают непосредственно на породах холмской свиты, фациально замещая верхние слои невелиской свиты, что отмечалось Е.М.Смеховым, И.Г.Гринбергом и другими исследователями.

В разрезах свиты преобладают грубообломочные туфогенные породы базальтового состава, темно-зеленые, почти черные, массивные, с плохой сортировкой обломков и глыб. В небольшом количестве в породах встречаются обломки андезитов и дацитов. Туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфогенные песчаники и алевролиты, изредка лавовые пласты, а также нормально-осадочные породы образуют фациально изменчивую толщу, очень сходную по строению с аракайской свитой. Большая мощность отложений, обилие грубообломочных пород типа агломератов и отдельные лавовые пласты были отмечены В.Н.Шиловым (1962 и др.) у побережья Татарского пролива на участках севернее Чехова, вблизи Новоселова, к югу от Красногорска, а также в районе Агнева (в агневской свите). При прослеживании туфогенной толщи по простиранию наблюдается сокращение ее мощности и содержания грубообломочных пород, которые замещаются туфогенными песчаниками и алевролитами с прослоями туфов. Вкост простирания в восточной части прогиба обнажены только слои древнее чеховской свиты; восточные выходы свиты располагаются вблизи Центрально-Сахалинского разлома, уже за пределами прогиба. В западном направлении в составе свиты, по-видимому, сильно возрастает роль лавовых образований, как это видно на о-ве Монерон — в 50 км к западу от побережья Сахалина ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970). В ряде пунктов отложения чеховской свиты охарактеризованы морской фауной; местами встречаются также флора и мелкие линзочки углистых пород.

Мощность отложений в разрезах к северу от Чехова (р. Арканзас) и вблизи Новоселова достигает 1000 м, с удалением от этих участков быстро сокращается до 500 м и затем до полного выклинивания. На севере, вблизи Агнева, мощность свиты порядка 200 м, на о-ве Монерон видимая мощность ее 350 м.

Угленосные отложения верхнедуйской свиты (нижний миоцен) распро-

странены повсеместно. Они отсутствуют, например, в разрезах по рекам Урюму, Лютюге, Ильинке. В северной части прогиба отложения распространяются дальше к востоку и северу, чем нижележащие слои, перекрывая местами образования верхнего мела. Обычно же породы верхнедуйской свиты залегают согласно на породах холмской свиты (на севере) и невеличской свиты (в южных разрезах). В районе Чехова, Новоселова и Углегорска они залегают выше чеховской свиты. Однако В.Н.Киркинкой было замечено, что увеличение мощности туфогенных образований здесь всегда сопровождается уменьшением мощности угленосной толщи. Предполагалось, что отложения невеличской, чеховской и верхнедуйской (или углегорской, по В.Н.Киркинкой) свит фациально замещают друг друга. Такое предположение может оказаться справедливым.

В нижней части свиты в небольшом количестве известны туфогенные породы. Но обычно она представлена песчаниками, полимиктовыми, голубовато- и зеленовато-серыми, различной зернистости, часто с плохой сортировкой материала, местами с рассеянной галькой или прослоями мелкогалечных конгломератов, со скоплениями растительного детрита на плоскостях напластования, по которым хорошо заметна тонкая волнистая или косая слоистость внутри мощных пластов. Нередко песчаники довольно рыхлые, с плотными стяжениями или прослоями, с известковистым цементом. Аргиллиты, алевролиты и песчаные алевролиты довольно светлые - серые с голубоватым, оливковым или бежевым оттенком, с хорошо выраженной или неявной слоистостью, нередко мягкие и пластичные, с отдельными карбонатными конкрециями, местами с растительным детритом. В отдельных пластах они сменяются углистыми аргиллитами.

Для разрезов свиты обычно чередование слоев и пачек песчаных и глинистых пород, с присутствием пластов углистых аргиллитов, каменных и бурых углей (в районе Дуэ - до 17 пластов рабочей мощности). Внутри угленосной толщи Б.А.Сальниковым (Сальников, Сальникова, Штемпель и др., 1963) выделялись ритмы нескольких порядков, крупные ритмы протягивались почти через всю территорию Западного Сахалина. Однако большей частью чередование имеет незакономерный характер, а отдельные пачки разреза не прослеживаются на большой площади. В северной части прогиба, например в районе Дуэ или на р. Августовке, в составе свиты преобладают глинистые породы, особенно в верхних слоях. Южнее р. Августовки в разрезе возрастает роль песчаников, в низах появляется мощная (150-190 м) пачка песчаников с прослоями алевролитов и иногда конгломератов. В районе Красногорска количество глинистых пород в свите значительно увеличивается, а вблизи Чехова снова сокращается. В самых южных разрезах, в районе Горнозаводска, в ее составе преобладают аргиллиты. Отложения свиты преимущественно континентальные, в ряде мест охарактеризованные флорой, в верхах известны также слои с морской фауной. Мощность отложений от 400 до 700 м, а на южном окончании прогиба она составляет всего несколько десятков метров.

Выше угленосной толщи согласно залегают безугольные отложения сертунайской свиты (средний миоцен), развитые преимущественно в северной части прогиба. В них также чередуются слои и пачки (до 40 м) полимиктовых песчаников, средне- и мелкозернистых, и алевролитов, с карбонатными конкрециями и сростками "геннойши", с отдельными прослоями гравелитов и конгломератов. Очень часто породы рыхлые, слабо сцементированные, с отдельными более плотными стяжениями. Встречаются раковины морских моллюсков и кости позвоночных ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970). В южной части прогиба разновозрастные песчано-глинистые отложения (аусинская свита) выделяются большей частью условно. Самые южные выходы последних известны вблизи Чехова. Мощность их составляет от нескольких десятков метров до 400 м. В северных районах мощность отложений изменяется от 500-700 м в месте стратотипа до 1000 м вблизи пос. Половинка.

Отложения верхов миоцена сохранились только в ядрах синклиналиных складок, преимущественно в осевой части прогиба. В северных районах, например вблизи Аркова, они представлены глинисто-алевролитовыми породами, сходными с породами сертунайской свиты и залегающими на них согласно (250-280 м, окобыкайская свита). Южнее, в основной части прогиба, распространены преимущественно кремнисто-глинистые породы, относимые к курасийской свите. В районе Бошнякова, Лесогорска и Углегорска это однообразные аргиллиты, обычно кремнистые и местами

битуминозные, темно-серые с коричневым ожелезнением по трещинам, при выветривании иногда осветляющиеся. Породы неслоистые, с мелкой скорлуповатой или удлиненно-оскольчатой отдельностью, с небольшими карбонатными конкрециями и сростками "геннойши", с кристаллами пирита, иногда гипса, нередко с налетом ярозита, с очень редкой галькой, с отдельными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Южнее Углегорска часто встречаются более светлые кремнистые разности аргиллитов и алевролитов. Особенно распространены такие породы к югу от перешейка Поясок. Они очень напоминают породы холмской свиты, но отличаются значительно меньшим содержанием пирокластического материала. В обнажении породы обычно становятся несколько более рыхлыми и пылеватыми, чем холмские, сильнее выбеленными, со светлым ярозитовым налетом или желтым ожелезнением (нередко в виде разнообразных пятен и колец Лизеганга). Преобладают тонкослоистые породы, с плитчатой или костыльчатой отдельностью, с конкрециями и крупными кремнисто-карбонатными линзами. В обнажениях у Пензенского и Новоселова встречаются линзы, прослой и изредка более мощные пласты (до 8-10 м) кремнистой породы, серовато-коричневой и тонкопослойчатой за счет переслаивания (слойки от долей миллиметра до 2-3 мм) более светлых и темных разностей.

На Крильонском полуострове отложения курасийской свиты имеют тот же облик, что и у Пензенского или Новоселова. Они видны в низовьях р. Лопатинки, в хороших обнажениях по рекам Урюму, Тамбовке, Куре, Оненуси и др. В низах свиты обычно выделяется пачка (10-20 м) массивных или грубослоистых кремнистых алевролитов. Выше следует характерная пачка (до 350 м) переслаивания более светлых кремнистых алевролитов и темных аргиллитов, с отдельными кремнисто-карбонатными линзами. Кремнистые алевролиты (или аргиллиты) - фарфоровидные, буровато-серые и иногда шоколадные, при выветривании сильно осветляющиеся, с ярко-желтым ожелезнением, образующие пятна и кольца Лизеганга, с мелкой костыльчатой щебенкой. Аргиллиты темно-серые, с красновато-бурным ожелезнением, всегда менее плотные, чем кремнистые разности, и рассыпающиеся в мелкооскольчатую щебенку. Кремнистые алевролиты образуют слои (от нескольких сантиметров до 10 см и больше) с раздувами и пережимками. Слои разделены тонкими (по несколько сантиметров) прослоями аргиллитов. В верхней пачке (до 300 м) кремнистые алевролиты становятся несколько более песчанистыми, грубослоистыми или массивными, с отдельными тонкими прослоями аргиллитов и крупными кремнисто-карбонатными линзами (до 3-4 м в диаметре). Такие характерные пачки часто переслаивания кремнистых и глинистых разностей, как в крильонском разрезе, встречаются также в районе Пензенского, у м. Маркевича (пачка около 20 м) и на востоке Сахалина (в пиленгской свите). В ряде мест известны сборы морской фауны.

Мощность курасийской свиты на Крильонском полуострове составляет 650-700 м, севернее она увеличивается до 1000 м и больше. Мощности окобыкайской свиты северных районов только около 250 м. Отложения находятся в согласных взаимоотношениях с образованиями сертунайской (когда она выделяется) или верхнедудьской свиты. В верховьях р. Урюма они залегают согласно выше невельской свиты, а еще южнее - непосредственно выше холмской.

В отложениях, относимых к маруямской свите, четко выделяются нижние слои - с морской фауной верхов миоцена (I и II горизонты, по Л.С.Жидковой, 1962) и верхние слои - с морской фауной плиоцена (III и IV горизонты, по Л.С.Жидковой). В составе нижних слоев преобладают алевролиты, часто кремнистые или известковистые, обычно очень светлые, серые или желтоватые, иногда с кольцами Лизеганга, то плотные, то довольно рыхлые, с неясно выраженной слоистостью, с отдельными карбонатными конкрециями. Вверх по разрезу и, возможно, по простиранию в отложениях увеличивается роль песчанистых алевролитов и песчаников. Как видно на ряде участков, породы нижних слоев маруямской свиты сходны по литологическим особенностям и фауне с породами курасийской свиты и, вероятно, соответствуют им по возрасту (Криштофович, 1964, и др.). На п-ове Ламанон, между Углегорском и Красногорском, и на участке к северу от пос. Пензенское граница между отложениями этих свит проводится условно. По р. Тамбовке, в южной части прогиба, прослеживается постепенный переход от отложений курасийской свиты вверх к отложениям маруямской. В бассейне р. Лютоги курасийская свита не выделена, и вся

мощная толща, залегающая выше Невельской свиты, отнесена к I горизонту маруямской свиты (Жидкова, 1962, и др.). Мощность отложений по р. Лютоге составляет 1000 м, а на п-ове Ламанон, вероятно, значительно больше.

В ряде разрезов, например по р. Тамбовке, прослеживается постепенный переход от нижних слоев к верхним. В составе III горизонта (низы плиоцена) преобладают полимиктовые песчаники и пески, в различной степени глинистые, голубовато-серые, при выветривании сильно осветляющиеся и покрывающиеся ярозитовым налетом. Породы обычно массивные, с намечающейся тонкой слоистостью (местами косой или волнистой), с крупными карбонатными конкрециями, отдельными прослоями и линзами плотных известковистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и ракушняков, в некоторых пачках - с глыбами (до 1-1,5 м) песчаников, гранитов, андезитов, базальтовых порфиритов и других пород, местами с рассеянной мелкой галькой, крупными обломками древесины и остатками раковин прибрежно-морских моллюсков. В отложениях IV горизонта (верхи плиоцена) рыхлые конгломераты и галечники присутствуют в еще больших количествах, отмечаются также прослой бурых углей и лигнитов, вероятно, континентального происхождения.

Общая мощность плиоценовых слоев в южных разрезах достигает 1000-1200 м. В средней части прогиба видимая мощность составляет несколько сотен метров. Далее по простиранию плиоценовые породы не видны. Но у северной оконечности прогиба, на небольшом участке близ м. Уанди, известны морские песчано-глинистые породы плиоцена, залегающие непосредственно выше верхнемеловых пород (500 м; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970).

На п-ове Ламанон с отложениями маруямской свиты сочетаются эффузивные образования, выделяемые как орловская свита. Их нижние пласты залегают среди нормально-осадочных пород маруямской свиты, относимых к верхнему миоцену. Верхние пласты орловской свиты образуют довольно мощный комплекс лав, лавобрекчий, реже туфов и туфогенных песчаников, которые фациально замещают плиоценовые отложения верхов маруямской свиты ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970, и др.). Породы самых верхов разреза некоторыми исследователями относятся к четвертичным. Как было отмечено В.Н.Шиловым, лавы орловской свиты представляют главным образом продукты подводных излияний. Среди них часты разности с подушечной отдельностью, присутствуют также лавы с пластовой и столбчатой отдельностью. В лавовых потоках и интрузивных залежах преобладают базальты, темно-серые и черные, большей частью афанитовые и нередко миндалекаменные, местами пористые, шлакоподобные. Наряду с хорошо раскристаллизованными разностями присутствуют гиалокластиты, состоящие из обломков нераскристаллизованного стекла. В верхах свиты, например по р. Покосной, появляются также андезиты, серые, нередко с красноватым оттенком, довольно хорошо раскристаллизованные. Экструзивные купола, рвущие все эти образования, сложены светло-серыми андезитами и дацитами. Мощность эффузивных пород орловской свиты достигает, по-видимому, 300 м. Они распространяются на большей части п-ова Ламанон, образуя лавовое плато. Экструзивные купола возвышаются над поверхностью плато в виде округлых гор. Они нигде не перекрываются другими породами и представляют самые молодые образования этого района. К северу и югу от п-ова Ламанон образования орловской свиты неизвестны. Вдоль западного побережья Сахалина встречаются небольшие гипабиссальные интрузии базальтоидов с повышенной щелочностью, иногда с переходом к сиенитам. Они секут отложения курасийской свиты и более древние и нигде не перекрываются молодыми толщами; возраст интрузивных тел позднемиоценовый или плиоценовый.

Аналоги орловской свиты были выделены на самом юге прогиба, у м. Крыльон (анивская свита, по В.И.Головинскому, 1963). Они представлены лавами и пирокластическими образованиями андезито-базальтового, иногда дацитового состава, мощностью порядка 300 м. Находки фауны ниже эффузивной толщи подтвердили ее молодой возраст (верхи миоцена и, вероятно, плиоцен). Выше эффузивных образований следует кремнисто-глинистая толща (60-80 м), обнаженная, например, у устья р. Петровки.

Отмеченные толщи верхнего олигоцена - неогена без перерыва надстраивают разрез Западно-Сахалинского прогиба. Отложения аракайской и холмской свит и их аналоги (верхи олигоцена) отвечают максимальному развитию трансгрессии, начавшейся в эоцене. Они широко распространены на Сахалине. В западных районах отложе-

ния накапливались при продолжавшемся погружении Западно-Сахалинского прогиба¹ (см. рис. 4). На востоке их формирование было связано с развитием впадин и грабенов, заложившихся в конце олигоценового времени. По сходству фаунистических комплексов и характера отложений устанавливается связь морских бассейнов, существовавших на западе и востоке южной части Сахалина в конце олигоцена - неогене (Ратновский, 1969). Особенно выдержанный характер имеют кремнисто-глинистые толщи (холмская и курасийская свиты).

Терригенные и глинистые породы верхов олигоцена - неогена нередко напоминают по облику породы палеогеновых и верхнемеловых толщ. Помимо морских отложений в разрезе известны континентальные угленосные образования, особенно характерные для нижнемиоценовых слоев (верхнедуйская свита). Однако они распространены неповсеместно и сравнительно маломощны.

Очень интересно, что в верхнем олигоцене - неогене в миогеосинклинальном разрезе Западно-Сахалинского прогиба появляются вулканогенные и кремнистые образования. В северной части прогиба известна мощная толща лав, лавобрекчий, туфобрекчий и туфов (свиты ахснайская, хойнджо и агневская, верхний олигоцен - нижний миоцен). Южнее в породах аракайской (верхи олигоцена) и чеховской (нижний миоцен) свит преобладает переотложенный вулканогенный материал. Грубообломочные образования типа агломератов и отдельные лавовые пласти встречаются в разрезах у западного побережья острова. Восточнее они замещаются более тонкообломочными породами. Непереотложенные туфогенные породы сохранились только в самой восточной части прогиба. Проследив изменения фаций и мощностей в отложениях аракайской и чеховской свит, В.Н.Шилов (1962 и более ранние работы) установил расположение ряда вулканических центров на территории Татарского пролива, в 5-15 км от современного побережья Сахалина. Извержения происходили в морских условиях; отдельные вулканические постройки нередко поднимались выше уровня моря, но быстро подвергались абразии и исчезали. Для некоторых участков установлено более длительное континентальное осадконакопление, с образованием угленосных толщ (см. выше). Континентальные угленосные отложения, терригенные и глинистые морские осадки накапливались одновременно с вулканическими извержениями.

Расположение отмеченных вулканических центров В.Н.Шилов связывал с ослабленной тектонической зоной у западного побережья Сахалина. Само появление вулканогенных образований в Западно-Сахалинском прогибе, по-видимому, связано с гораздо более широкой зоной, лежащей западнее (Меланхолина, 1968). Часть этой зоны видна сейчас в пределах вулканического пояса на северо-востоке Сихотэ-Алиня, где широко распространены наземные эффузивы близкого состава и возраста (кизинская свита; см. главу II). Сравнение верхнеолигоценых-миоценовых отложений Западно-Сахалинского прогиба и смежного отрезка вулканического пояса выявляет тесные связи в развитии этих структур. Поэтому вулканические проявления конца олигоцена-начала миоцена не должны рассматриваться как местные, связанные именно с развитием Западно-Сахалинского прогиба, хотя ряд вулканических центров и располагался в пределах прогиба.

В северной части прогиба, приближенной к Сихотэ-Алиню, образовалось особенно много лавовых потоков, а извержения продолжались особенно длительно. В южной части прогиба после вулканических извержений накапливались кремнисто-глинистые отложения, нередко с обилием тонкого пеплового материала (холмская свита в самом конце олигоцена и курасийская свита в конце миоцена).

Обогащение морской воды кремнекислотой и однообразная обстановка осадконакопления были характерны для очень широкой площади. Поэтому отмеченные кремнисто-глинистые породы в южной части Сахалина распространены как на западе, так и на востоке². В пределах Западно-Сахалинского прогиба туфогенные и кремнисто-глинистые образования сменяются в разрезе и отчасти по простиранию.

Самые молодые вулканогенные образования (орловская свита) связаны с отложениями верхнего миоцена - плиоцена, возможно, также и плейстоцена. Это лавы

¹ На северной и южной центриклиналях прогибание захватило несколько большую площадь, чем в палеогеновое время.

² Подобные породы образовывались также при обогащении кремнекислотой озерных водоемов, как это отмечено на востоке Сихотэ-Алиня (см. выше).

и реже пирокластические породы, формировавшиеся в морских и отчасти континентальных условиях. В отличие от более ранних фаз вулканической деятельности, для конца миоцена – плиоцена В.Н.Шиловым отмечается трещинный характер излияний. Эти излияния, как и более ранние, нельзя, по-видимому, связывать именно с особенностями развития прогиба. На востоке Сихотэ-Алиня известны сходные породы плиоцен-плейстоценового возраста (совгаванская свита; см. главу II). Они распространены также локально — в пределах Совгаванского плато на широте п-ова Лама-ноя и Бикинского плато на широте м. Крильон.

В составе вулканогенных пород верхнего олигоцена в южных районах преобладают андезиты и дациты, в северных – базальты. Среди нижнемиоценовых пород базальты и андезиты-базальты становятся преобладающими и на юге. В толще верхов миоцена и плиоцена распространены почти исключительно базальты, в верхах ее появляются андезиты, самые молодые экструзивные тела образованы андезитами и дацитами. По химическому составу породы всех трех фаз вулканической деятельности являются типичными представителями тихоокеанских известково-щелочных пород, породы отмечавшихся выше гипабиссальных интрузий относятся к щелочной серии (Шилов, 1962, и др.).

Общая мощность отложений верхнего олигоцена – неогена в южной и средней частях прогиба достигает более 5 км, а севернее уменьшается до 2–3 км. Значительное сокращение мощностей и выклинивание некоторых горизонтов наблюдаются на центриклиналях прогиба. Следует отметить, что мощности подсчитывались вкрест простирания прогиба и, таким образом, могут не отвечать мощности в каждом отдельном участке. Некоторые наблюдения показывают, что в верхних горизонтах разреза зоны максимальных мощностей смещены к западу по сравнению с нижними, в результате приведенная мощность может быть несколько завышенной. Вместе с тем максимальные мощности плиоценовых слоев и основное распространение четвертичных образований можно предполагать западнее их выходов на суше – в пределах Татарского пролива. А.П.Милашин и другие (1970) предполагают плиоцен-четвертичный возраст пород верхней пачки сейсмического разреза в Татарском проливе. Если это предположение правильно, мощность плиоцен-четвертичных отложений в пределах Татарского пролива достигает 1 км – больше, чем в смежных районах Сахалина, т.е. осевая часть Западно-Сахалинского прогиба в плиоцен-плейстоценовое время располагалась, вероятно, в пределах Татарского пролива.

Четвертичные отложения

Четвертичные породы на западе Сахалина распространены незначительно. К плейстоцену относятся маломощные отложения морских и речных террас, иногда также морен горно-долинного оледенения. Большой частью морены разрушены, от них сохранились только отдельные валуны, встречающиеся в долинах рек. Интересно происхождение многочисленных валунов гранитов и кристаллических сланцев на Крильонском полуострове. Они или сохранились после размыва слоев с глыбами в маруямской свите, или были принесены ледником покровного оледенения.

Почти все известные плейстоценовые образования формировались на небольших участках в пределах восточного борта прогиба, поднятого над уровнем моря. В течение плиоцена и плейстоцена в поднятие вовлекались все большие площади Западного Сахалина. В плейстоцене западное побережье острова уже было близко к современному положению. Морские террасы этого времени прослеживаются только в узкой прибрежной полосе. Расширение террасовых уровней, соответствующее заливам плейстоценового моря, видно всего на нескольких участках. Это участки у м. Слепиковского, близ устья р. Старицкой, в депрессии оз. Айнского, у устья р. Покосной, в низовьях р. Углерки и в районе Шахтерска. Всего было образовано несколько уровней террас, из которых на каждом отдельном участке побережья выделяется не более трех. Нижний террасовый уровень располагается на шельфе Татарского пролива, на глубине около 30 м (Медведев, 1961). Тектоническое поднятие восточной части прогиба сочеталось с эвстатическими колебаниями уровня моря, и

результаты их часто трудно разделить. Однако ясно, что в плейстоцене произошли поднятие и осушение большей части Западно-Сахалинского прогиба.

В осевой части прогиба, расположенной под современным Татарским проливом, осадконакопление, по-видимому, продолжалось¹. Недаром многие авторы (Алексейчик и др., 1963; Рудич, 1962; Салун, 1965, и др.) подчеркивают общность тектонического развития Сахалина в плиоценовое и плейстоценовое время. Донные осадки Татарского пролива представлены в прибрежной зоне песками, иногда с галькой и гравием, на юге местами со скоплением ракушки. В осевой части пролива распространены преимущественно илы. Масштабы погружения и осадконакопления в пределах Татарского пролива были все же небольшими, и можно, по-видимому, говорить о замыкании Западно-Сахалинского прогиба в четвертичное время.

Таким образом, для Западно-Сахалинского прогиба устанавливается устойчивое погружение в течение позднего мела и кайнозоя, с постепенным смещением осевой части к западу и отдельными дислокациями на поднятом восточном борту. С сеноманского или альбского века до конца мела, т.е. в течение около 30 млн. лет, в прогибе были накоплены толщи мощностью 5 км в южной и 8-10 км в северной части. В палеогеновое время темп погружения замедлился, так что за 40 млн. лет даже в самой погруженной части, на юге, накопилось не более 2,5 км отложений. В позднем олигоцене опять началось интенсивное погружение, и за 30 млн. лет, прошедших до конца неогена, здесь образовались толщи 5-километровой мощности; участок наибольшего погружения располагался дальше к западу и югу, чем в меловое время. Темп погружения и характер отложений в прогибе во многом зависели от движений в смежных областях Сихотэ-Алиня и Восточного Сахалина.

Очертания Западно-Сахалинского прогиба окончательно определились в конце мелового периода в результате складчатости в Сихотэ-Алине и расширения континентальной площади на востоке Азии. Вдоль края азиатского континента протянулась полоса вулканов с длительным развитием наземных извержений. Они образовали вулканическое поднятие, сопрягавшееся с миогеосинклинальным Западно-Сахалинским прогибом. Далее в сторону океана располагалась эвгеосинклинальная область Восточного Сахалина, отделенная поднятием от миогеосинклинали. Представляется, что такая тектоническая зональность во многом напоминает современную, наблюдающуюся в ряде мест по периферии Тихого океана.

В палеогеновое время произошла перестройка структурного плана большого региона, с общим поднятием и дислокациями на значительных площадях. В пределах эвгеосинклинальной области Восточного Сахалина имела место складчатость. В северной части Сихотэ-Алиня прекратилась вулканическая деятельность. Западно-Сахалинский прогиб значительно сузился, погружение его замедлилось, однако продолжалось без существенных перерывов.

В конце олигоцена и в неогене началось формирование современного структурного плана зоны перехода от азиатского континента к Тихому океану. В это время шло интенсивное развитие островных дуг. На продолжении внутреннего пояса Японской островной дуги располагался неогеновый вулканический пояс северо-восточного Сихотэ-Алиня, частично наследовавший вулканический пояс позднего мела. В восточной области Сахалина образовалась система поднятий и впадин, ограниченных разломами, по которым местами доказываются горизонтальные перемещения. В Западно-Сахалинском прогибе в это время продолжалось устойчивое погружение, ставшее более интенсивным. Постепенно зона прогиба несколько смешалась к западу и становилась все более узкой.

Постепенное сужение прогиба привело к его замыканию. В четвертичное время погружение, вероятно, продолжалось в узкой зоне в пределах Татарского пролива, но масштаб его был ничтожным. В основной части Западно-Сахалинского прогиба началось поднятие. В плиоцен-плейстоценовое время были образованы дислокации, гораздо более значительные, чем за всю предшествующую историю прогиба (см. ниже).

¹ На простирании этой зоны, в пределах о-ва Хоккайдо, известны достаточно мощные морские и континентальные толщи плейстоцена (см. главу V).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА

Структуры восточного борта прогиба

Все отмеченные толщи Западно-Сахалинских гор - от верхнемеловых до неогеновых - залегают без угловых и азимутальных несогласий и дислоцированы совместно. Поэтому они не могут рассматриваться в составе разных структурных этажей или подэтажей, как предлагалось рядом исследователей (см., например, т. XXXIII "Геологии СССР", 1970). Все толщи представляют один структурный комплекс (общей мощностью более 10 км) и образуют единую крупную структуру, отвечающую восточному борту прогиба. Это сложно построенная моноклираль с общим наклоном слоев на запад. Простираание ее меридиональное, но вдоль простираания видно несколько плавных перегибов с отклонением то к северо-востоку, то к северо-западу. На востоке моноклираль оборвана продольным Центрально-Сахалинским разломом.

Мощные пачки песчаников, алевролитов, конгломератов, горизонты грубообломочных туфогенных образований и кремнисто-глинистых пород, слагающие моноклираль, отчетливо выделяются в рельефе и прослеживаются на десятки километров. Это позволяет закартировать ряд небольших складок и разломов на западе Сахалина и выявить их положение в общей структуре.

Вдоль простираания моноклинали выделяется несколько участков, образующих пологие дугообразные изгибы к востоку (рис. 8). Южный участок (протяженностью около 200 км) расположен между Крыльонским полуостровом и перешейком Поясок. Средний участок протягивается от перешейка Поясок до Широкой Пади (на расстоянии около 250 км), а северный участок - от Александровска до района Виахту (на 80 км или больше). На каждом участке с юга на север происходит постепенное изменение простираания слоев от северо-северо-восточного до субмеридионального и затем северо-северо-западного. Складки, осложняющие моноклираль, нередко ориентированы параллельно ее общему простираанию, особенно на меридиональных отрезках. В других случаях они заметно отклоняются к северо- или юго-западу.

В южной части моноклинали, на меридиональном ее отрезке, слой верхнего мела наклонены на запад под углом $30-50^\circ$ и только местами нарушены небольшими складками и диагональными разломами (рис. 9,10). На востоке, вблизи Центрально-Сахалинского разлома, залегание слоев нередко становится более крутым ($60-70^\circ$), а на западе выполаживается (до $20-30^\circ$ в палеогеновых слоях). Далее к западу в третичных слоях выделяются две крупные складки: Лютогская синклираль и Большая Холмская антиклираль, протянувшиеся на север от рек Таранай и Ясноморки более чем на 60 км при ширине 10-15 км. Синклираль выполнена в осевой части отложениями маруямской свиты. В своде антиклинали обнажены отложения аракайской и такарадайской свит. Обе складки широкие, с горизонтальным залеганием слоев в осевой части и полого ($10-30^\circ$) наклоненными крыльями, иногда с осложняющими пологими складками. Большая Холмская антиклираль нарушена несколькими диагональными разломами северо-западного простираания. На крыльях ее к югу от Холмска Д.Ф.Семеновым были закартированы два продольных взброса, по которым крылья приподняты на 500-600 м. В современном рельефе Большой Холмской антиклинали

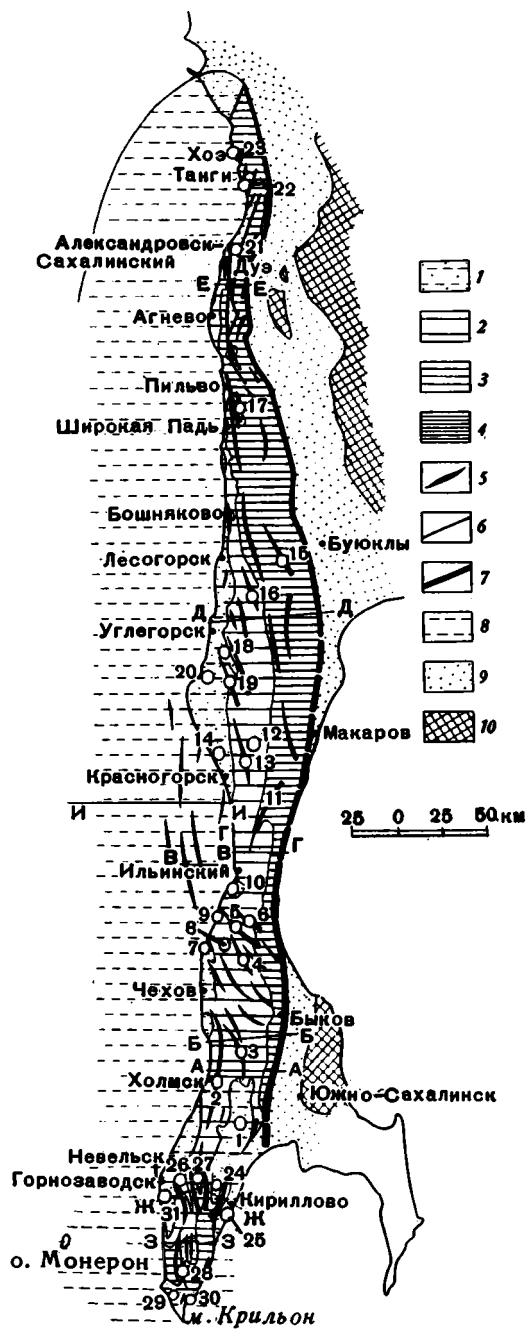


Рис. 8. Схема строения Западно-Сахалинского прогиба

Восточный борт прогиба: 1 - неогеновые и четвертичные отложения; 2 - палеогеновые отложения; 3 - верхнемеловые отложения; 4 - выходы нижнемеловых слоев; 5 - антиклинальные складки; 6 - некоторые разломы. 7 - Центрально-Сахалинский разлом. 8 - западный борт и осевая часть прогиба. Структуры Восточной области Сахалина: 9 - грабенообразный прогиб Центрального Сахалина; 10 - горстовые массивы Восточно-Сахалинских гор и Сунсунайского хребта.

Цифры на карте: 1 - Лютогская синклиналь; 2-6 - антиклинали: 2 - Большая Холмская, 3 - Костромская, 4 - Макеевская, 5 - Запорожская, 6 - Черемшанская; 7-10 - синклинали: 7 - Новоселовская, 8 - Чернореченская, 9 - Томаринская, 10 - Ильинская; 11 - Травушинская антиклиналь; 12 - Красногорская синклиналь; 13 - Лопатинская антиклиналь; 14 - синклиналь оз. Айнского; 15 - антиклиналь верховьев р. Лесогорки; 16 - антиклиналь в среднем течении р. Лесогорки; 17 - Пильво-Най-Найская синклиналь; 18 - Углегорская синклиналь; 19 - Соболевская антиклиналь; 20 - Орловская синклиналь; 21 - Владимиро-Александровский грабен; 22 - грабен-синклиналь района Танги; 23 - грабен-синклиналь района Хозь; 24-31 - синклинали: 24 - Камышинская, 25 - Кирилловская, 26 - Сестринская, 27 - Водораздельная, 28 - Камышового хребта, 29 - на р. Шестоме, 30 - бухты Морж, 31 - Горнозаводская. Линии разрезов: АА - рис. 10; ББ - рис. 11; ВВ - рис. 12; ГГ - рис. 14; ДД - рис. 16; ЕЕ - рис. 18; ЖЖ - рис. 20; 33 - рис. 21; ИИ - рис. 22

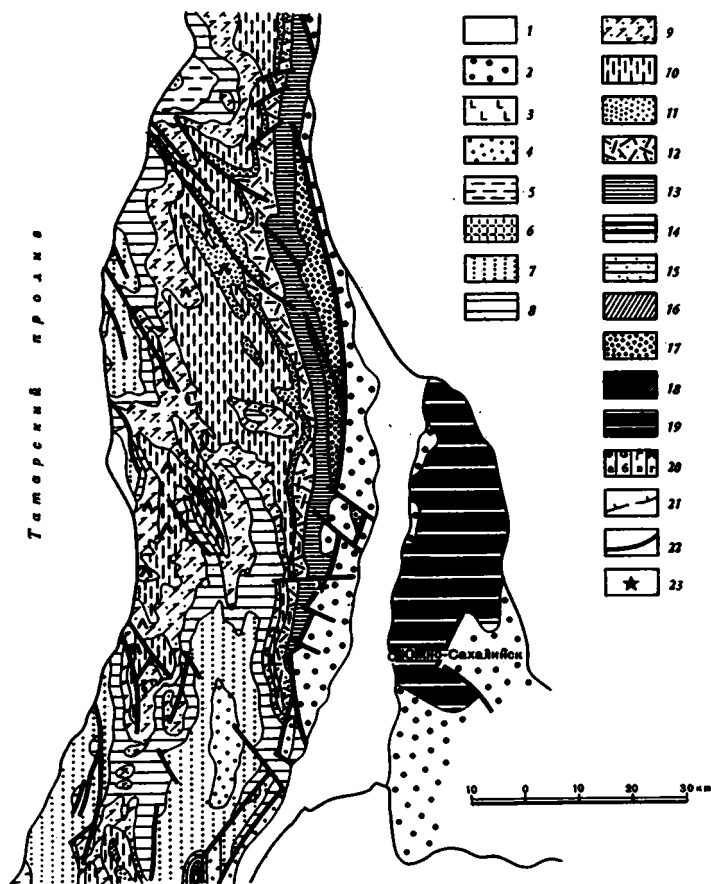


Рис. 9. Геологическая карта южной части Западно-Сахалинского прогиба (по материалам В.Н.Верещагина, Д.Ф.Семенова, А.А.Трепалиной, А.С.Шуваева, автора и др.) 1 - четвертичные отложения; 2 - отложения верхнего олигоцена - неогена, объединенные (в грабенообразном прогибе Центрального Сахалина); 3 - орловская свита (плиоцен-плейстоцен?); 4 - маруямская свита (верхний миоцен - плиоцен); 5 - курабийская и окобыкайская свиты (верхний миоцен); 6 - ахснайская, хойнджинская, агневская свиты, объединенные (верхний олигоцен - миоцен); 7 - невелинская, чеховская, верхнедуйская и сертунайская свиты, объединенные (нижний - средний миоцен); 8 - холмская свита (верхний олигоцен); 9 - аракайская свита (верхний олигоцен); 10 - краснопольевская, такарадайская и геннойшинская свиты (эоцен-олигоцен); 11 - конгломератная и нижнедуйская свиты (палеоцен-эоцен); 12 - красноярковская свита (верхи кампана - даний); 13 - быковская свита (верхи сеномана - нижний кампан); 14 - жонкьерская свита (верхний коньяк - нижний кампан); 15 - верблюжегорская свита (коньяк); 16 - тымовская свита (верхи сеномана - турон); 17 - айская, найбинская и побединская свиты (сеноман); 18 - нижнемеловые отложения; 19 - отложения верхнего палеозоя и мезозоя (в пределах горстовых массивов); 20 - небольшие интрузивные тела: а - дацитов и андезито-дацитов (позднеплиоценовые), б - щелочных базальтоидов (плиоценовые), в - базальтоидных пород (миоценовые), г - андезито-базальтовых пород (миоценовые); 21 - границы некоторых свит и под- свит; 22 - разломы; 23 - грязевые вулканы

отвечает Южно-Камышовый хребет (абсолютные отметки до 580 м). Осевой части Лютогской синклинали соответствует долина р. Лютоги (абсолютные отметки около 200 м), с довольно мощной толщей плейстоценовых и современных осадков. Обе складки находят прямое выражение в аномалиях гравитационного поля (в редукции Буге). Разность значений аномалий силы тяжести по границе этих складок составляет около 30 мгл.

Севернее Холмска происходит общее воздымание складок. Лютогская синклиналь центриклинально замыкается. В своде Большой Холмской антиклинали расширяется полоса выходов такарадайской свиты, а восточнее в палеогеновых слоях (от нижнедуйской до холмской свиты) появляется еще несколько складок. Все складки довольно пологие, с наклоном крыльев от 10 до 30°, но узкие (3–5 км) и линейные. Они протягиваются на расстояние до 30–40 км, с постепенной сменой простираения от субмеридионального до северо-западного. Наиболее значительна по протяженности и амплитуде Костромская антиклиналь, простирающаяся от верховьев р. Лютоги до бассейна р. Костромы и погружающаяся далее к северу. В ее сводовой части установлен продольный разлом, по которому выведены на поверхность отложения нижнедуйской свиты (рис. 11). Все складки, располагающиеся к востоку от Большой Холмской антиклинали, не выражены ни в гравитационном поле, ни в современном рельефе. Образование форм рельефа здесь связано главным образом с механическими свойствами пород. Прочные породы холмской и аракайской свит нередко образуют хребты, а в поле развития пород такарадайской свиты проходят долины таких рек, как Сторожка, Кострома и Лютога (в верхнем течении).

На отрезке от г. Быкова до перешейка Поясок, где простирается моноклинали становится северо-северо-западным, виден ряд осложняющих складок, еще более отклоняющихся к северо-западу. Складки нарушают третичные и отчасти меловые слои. Наклон их крыльев изменяется от 40° (иногда 50°) до нескольких градусов. Синклинали часто более широкие (до 8–10 км), уплощенные. Антиклинали более узкие (2–5 км) и линейные, особенно Макеевская, Запорожская и Черемшанская. Они протягиваются от верховьев рек Ая, Фирсовки и Черемшанки на 30–40 км к северо-западу, в район г. Томари, и нередко сочетаются с продольными разломами. Такой разлом хорошо прослеживается, например, вдоль юго-западного крыла Запорожской антиклинали и постепенно затухает на юго-востоке. Вблизи разлома залегание слоев крутое, иногда вертикальное, далее оно становится пологим.

При прослеживании антиклиналей по простираению видно, что к юго-востоку их шарниры воздымаются, а крылья постепенно выполаживаются. На восточном краю моноклинали, в меловых слоях, антиклинали сменяются структурными носами. В северо-западном направлении антиклинали сужаются и шарниры их погружаются. Синклинальные складки, образованные отложениями холмской свиты и более молодыми, в этом направлении раскрываются. Далее к северо-западу, на шельфе Татарского пролива, по данным метода отраженных волн, были обнаружены складки, подобные развитым в Томаринском районе (Милашин и др., 1970; рис. 12). Это протяженные (до 40–50 х несколько километров) линейные складки северо-северо-западного простираения с наклоном крыльев от 10 до 40°.

Рельеф в этой части Сахалина весьма расчлененный, хребты и отдельные вершины достигают значительной высоты (гора Рудановского 924 м, гора Спамберг 1021 м). Расположение форм рельефа определяется в основном различной прочностью пород. Однако Новоселовской, Чернореченской и Томаринской синклиналям на западе отвечают понижения рельефа в долинах одноименных рек. На побережье для участков этих синклиналей отмечено расширение морских террас и некоторое снижение их уровня по сравнению с участками соседних антиклиналей (Александров, Леонтьев, 1969). Соответствия гравитационных аномалий поверхностным структурам не наблюдается.

На западе Томаринского района известна зона отчетливого гравитационного максимума, протянувшаяся вдоль побережья к перешейку Поясок (Сычев, 1966; рис. 13). В смежной части Татарского пролива отмечается относительный минимум. По их границе видна гравитационная ступень, разность значений аномалий силы тяжести порядка 40 мгл.

В районе перешейка Поясок виден меридиональный участок моноклинали, не осложненный дополнительными складками. На востоке, вблизи Центрально-Сахалинского разлома, верхнемеловые слои наклонены под углом более 50° и иногда запрокинуты (рис. 14). Западнее наклон слоев составляет 30–40°, а в верхних горизонтах палеогена уменьшается до 10–20°. На западе обособляется мульдобразная Ильинская синклиналь, очень пологая, в плане изометричная (около 15 х 15 км), раскрывающаяся на запад. Синклиналь выполнена отложениями холмской, курасийской и маруямской

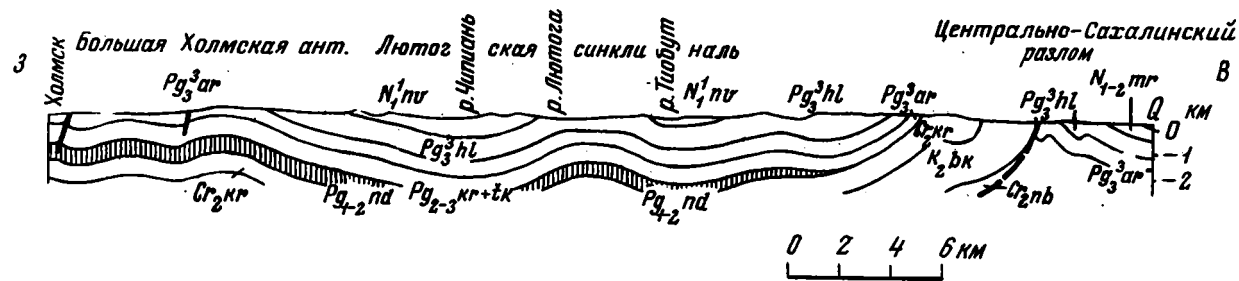


Рис. 10. Геологический разрез в районе шоссе Южно-Сахалинск - Холмск
 Вертикальная штриховка - отложения нижедуйской свиты (палеоцен-эоцен). Здесь и далее: Q - четвертичные отложения; $N_{1-2}^{3} m r$ - маруямская свита; N_1^3 - окобыкская свита; $N_1^3 k r$ - курасийская свита; $P g_3^3 - N_1^3$ - ахнайская, хойнджинская и агневская свиты, объединенные; $N_{1-2}^{1} v d + s r$ - верхнедуйская и сертунайская свиты, объединенные; $N_1^1 n v$ - невелинская свита; $P g_3^3 h l$ - холмская свита; $P g_3^3 a r$ - аракайская свита; $P g_3^3$ - те же свиты, объединенные, $P g_{2-3} k r + t k$ - краснопольевская и такарадайская свиты, объединенные; $P g_{1-2} n d$ - нижедуйская свита; $P g_{1-2} k g + n d$ - конгломератная и нижедуйская свиты, объединенные; $C r_2 k r$ - красноярковская свита; $C r_2 b k$ - быковская свита; $C r_2 j n$ - жонкьерская свита; $C r_2 v g$ - верблюжегорская свита; $C r_2 t m$ - тымовская свита; $C r_2 p b$ - побединская свита; $C r_2 a s + n b$ - айская и найбинская свиты

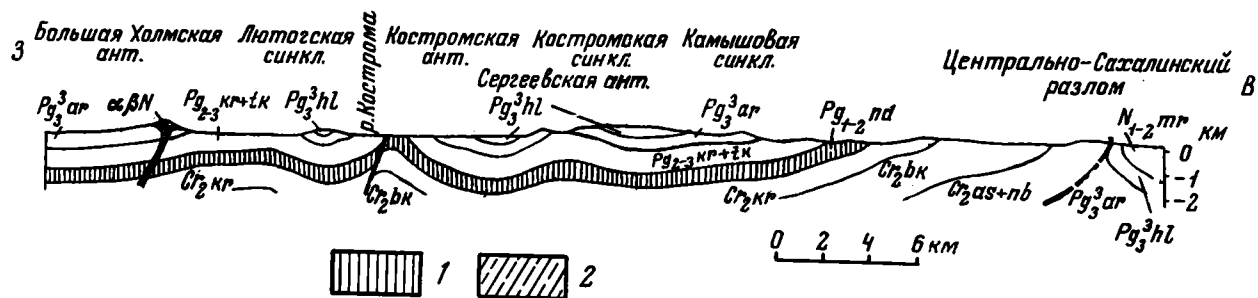


Рис. 11. Геологический разрез в районе Быкова и Костромского (по Д.Ф.Семенову)
 1 - отложения нижедуйской свиты (палеоцен-эоцен); 2 - интрузия андезито-базальтов (неоген)

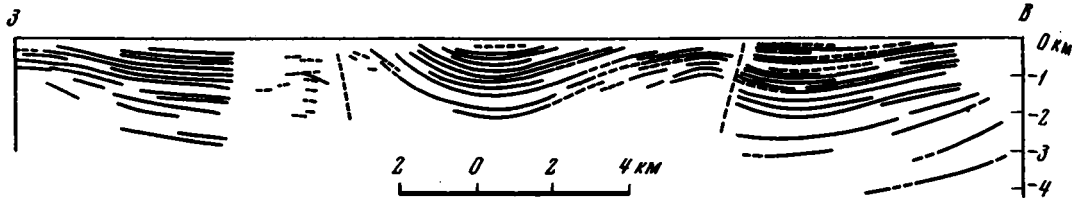


Рис. 12. Сейсмический разрез по профилю МОВ в восточной части Татарского пролива, вблизи перешейка Поясок (по А.П.Милашину и др., 1970)

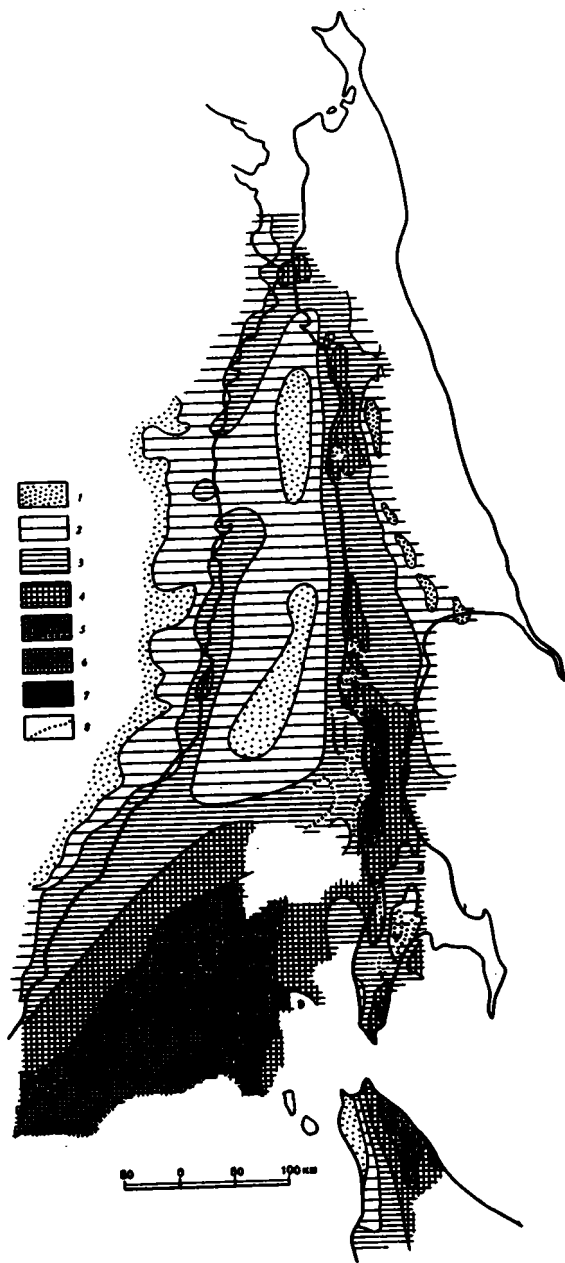


Рис. 13. Схема аномалий гравитационного поля Западно-Сахалинского прогиба и смежных зон (в редукции Буге). По материалам П.М.Сычева (1966) и др. 1 - зоны наиболее пониженных гравитационных аномалий; 2 - относительные минимумы; 3 - относительно повышенные аномалии; 4 - отчетливые максимумы; 5 - зоны наиболее повышенных гравитационных аномалий в пределах Сахалина и Хоккайдо; 6,7 - значительный максимум в пределах Японского моря; 8 - схематизированные контуры некоторых аномальных зон, отвечающих отдельным складкам

свит. Ее центральной части отвечает понижение рельефа в низовьях рек Старицкой и Черемшанки. Образование других форм рельефа связано с прочностными свойствами пород и свидетельствует о пассивной роли структуры (Александров, 1962). В гравитационном поле в районе перешейка Поясок также не отмечено соответствия структурным формам. Сейсмичность и современная подвижность этого участка наиболее слабая из всей зоны Западного Сахалина (Соловьев и др., 1967).

Между перешейком Поясок и пос. Макаровым простирание слоев моноклинали становится северо-северо-восточным, угол наклона составляет от 50-60 до 30° и уменьшается к западу. В краевой восточной части моноклинали залегание более крутое, иногда вертикальное или запрокинутое. Под небольшим углом к общему простиранию располагается несколько осложняющих складок (рис. 15). Как и в Томаринском районе, антиклинали здесь более узкие и линейные, чем синклинали. Они протягиваются на 25-40 км при ширине 3-6 км и захватывают обычно лишь несколько горизонтов раз-

реза, не нарушая более низких и более высоких слоев. Например, Травушинская антиклинальная складка прослежена только в отложениях самых верхов мела и низов

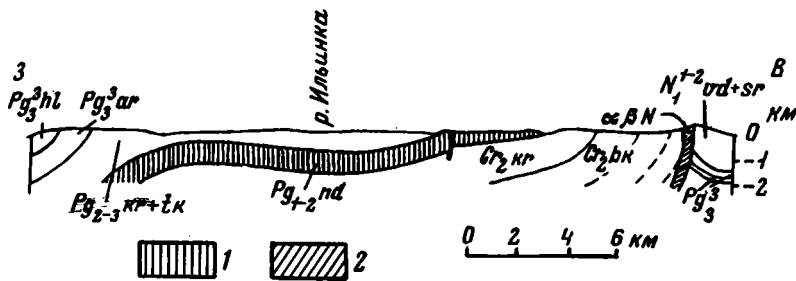


Рис. 14. Геологический разрез в районе перешейка Поясок, севернее Ильинского (по А.С.Шуваеву и др.)

1 - отложения нижнедуйской свиты (палеоцен-эоцен); 2 - интрузия андезито-базальтов (неоген)

палеогена. На северо-востоке участка, в нижних горизонтах быковской свиты, складка еще не выражена. По западным притокам р. Лазовой в верхних слоях быковской свиты появляется ряд небольших изгибов и намечается структурный нос, обращенный к юго-западу. В верховьях р. Пугачевки и далее на юго-юго-запад в отложениях верхов быковской, красноярковской и нижнедуйской свит уже отчетливо выражена пологая антиклинальная складка, закартированная А.С.Шуваевым. Еще южнее складка погружается и расплывается. Красногорская синклираль и Лопатинская антиклиналь, расположенные далее к северо-западу, нарушают только отложения палеогена (до такарадайской свиты включительно). Слой верхнего олигоцена и миоцена образует моноклираль с наклоном от 30-40 до 10°, не осложненную дополнительными складками. Моноклираль простирается субмеридионально от пос. Ильинского в пределы п-ова Ламанон.

На п-ове Ламанон распространены плиоценовые отложения, нарушенные небольшими изгибами и пологими складками. В целом они полого наклонены к западу, а также к югу, в сторону депрессии оз. Айнского. Депрессия выполнена плейстоценовыми и современными осадками и представляет участок новейшего погружения. В гравитационном поле ей отвечает относительный минимум, который на востоке сопрягается с линейной зоной отчетливого максимума (Сычев, 1966). Разность значений аномалий силы тяжести по их границе достигает 30 мгл. Зона гравитационного максимума протягивается на север от перешейка Поясок на 100 км. Хорошо прослеживается ее параллельность общему простиранию моноклинали, но не наблюдается соответствия каким-либо поверхностным структурным формам. В смежной части Татарского пролива известен относительный гравитационный минимум. По сейсмическим данным, здесь были установлены пологие складки субмеридионального простирания (Милашин и др., 1970).

К северу от пос. Макарова и п-ова Ламанон простирание моносинклинали становится северо-северо-западным. Меловые и третичные слои наклонены большей частью под средними углами, но моноклиральное залегание повсюду осложнено изгибами, флексурами, структурными террасами и многочисленными складками, протяженность которых от нескольких километров до 40-50 км. Складки линейные и местами брахиформные. Простирание их северо-северо-западное. На востоке, в меловых и отчасти палеогеновых слоях, оно соответствует общему простиранию моноклинали. На западе складки несколько отклоняются к западу от общего простирания. Складки обычно захватывают лишь несколько горизонтов разреза. Они особенно распространены в толщах алевролитов или переслаивания песчаных и алевролитовых пород.

Нижние слои разреза (побединская и тымовская свиты) нередко наклонены довольно круто, а вблизи Центрально-Сахалинского разлома местами запрокинуты и смяты в мелкие складки. Однако они очень редко принимают участие в строении более крупных складок, осложняющих моноклираль. Скорее всего, это может быть связано со значительной прочностью песчаных пород побединской свиты. Отложения верблюжегорской, жонкьерской и красноярковской свит, обнаженные далее к западу, смяты в складки с крыльями, наклоненными под средними углами, местами круче, а иногда и очень полого. Некоторые складки сочетаются с продольными разломами,

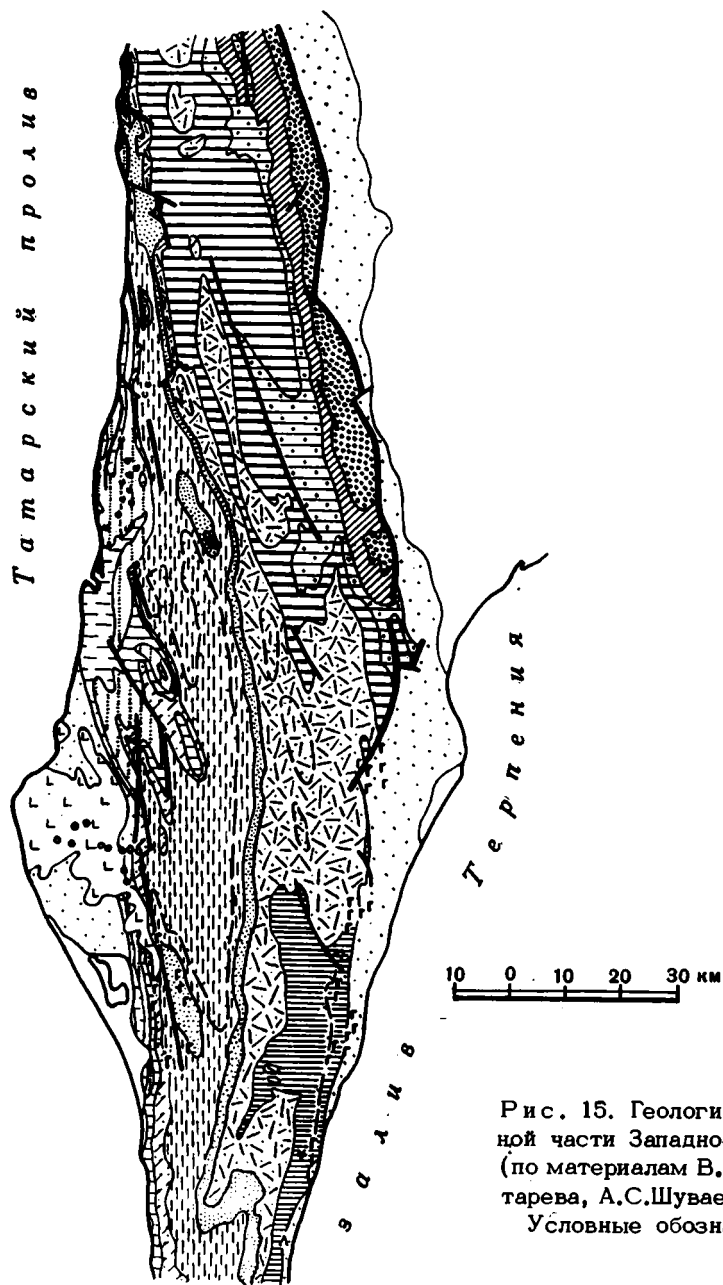


Рис. 15. Геологическая карта центральной части Западно-Сахалинского прогиба (по материалам В.Н.Верещагина, В.П.Мытарева, А.С.Шуваева, В.Г.Гальверсена и др.)
Условные обозначения см. на рис. 9

например протяженная антиклиналь в верховьях р. Лесогорки. Дислоцированные толщи сенона и дания мощностью до 4–5 км образуют широкую полосу на моноклинали (около 20 км вкrest простирания). Поэтому зеркало осложняющих складок здесь весьма пологое (рис. 16).

Далее к западу грубообломочные отложения конгломератной, нижнедуйской и отчасти краснопольевской свит подобно породам побединской свиты слагают протяженную крутую моноклинали, очень редко осложненную дополнительными складками¹.

¹ Исключение составляют только Пильво–Най–Найская брахисинклинали в верховьях Первой Речки, антиклиналь в среднем течении р. Лесогорки и несколько мелких складок.

Во многих местах слои моноклинали наклонены под углом $60-80^{\circ}$ и даже бóльшим, как это видно, например, в верховьях рек Углегорки, Лесогорки и Августовки. Западнее в слоях олигоцена и неогена залегание слоев снова более пологое с мелкими осложняющими дислокациями, как и в сенон-датских слоях. Таким образом, в средней части моноклинали прослеживается крупный флексуобразный изгиб слоев. Отмеченные палеогеновые толщи слагают его смыкающее крыло (см. рис. 15, 16).

Наиболее крупные складки в олигоцен-неогеновых слоях закартированы в районе Углегорска. Они протягиваются на северо-северо-запад от верховьев р. Углегорки и постепенно погружаются у побережья Татарского пролива. Антиклинали и синклинали имеют примерно одинаковую ширину (по несколько километров). Их крылья наклонены под средними или пологими углами (от нескольких градусов до $30-40^{\circ}$), местами наблюдается и более крутой наклон (до $60-70^{\circ}$). Складчатым структурам к югу от Углегорска прямо соответствуют формы рельефа и гравитационные аномалии. Так, Углегорской синклинали отвечает понижение рельефа в низовьях р. Углегорки и относительный минимум гравитационного поля, Соболевской антиклинали - Приморский хребет и зона относительного максимума гравитационного поля. Разность значений аномалий силы тяжести по границе этих складок составляет 15 мгл. Орловская синклинали наиболее глубоко погружена и выполнена отложениями маруямской свиты; в ее осевой части располагаются долины рек Покосной и Орловки с довольно мощным накоплением плейстоценовых и современных осадков. В гравитационном поле синклинали отвечает относительный минимум. Соответствие с формами рельефа и гравитационными аномалиями свидетельствует, по-видимому, о современном росте складок, что подтверждается и данными о сейсмичности района. В широкой полосе вдоль побережья к югу и северу от Углегорска отмечены землетрясения в 7 баллов и более - наиболее значительные на западе Сахалина (Соловьев и др., 1967).

На север от Углегорска почти до Бошнякова (более чем на 50 км) протягивается зона отчетливого максимума силы тяжести, для которой не устанавливается связи с поверхностными структурами. Далее к северу и востоку на фоне спокойного слабopоложительного поля прослежены лишь очень незначительные аномалии. Соответствия аномалий или форм рельефа отмечавшимся складкам не устанавливается, как и в других местах на востоке моноклинали. Расположение хребтов и речных долин здесь определяется различной прочностью пород. Абсолютные отметки вершин Камышового хребта достигают 1200-1300 м, превышение их над соседними долинами - до 800-1000 м.

К северу от Широкой Пади простираение моноклинали, осложняющих ее складок и разломов постепенно становится меридиональным. Верхнемеловые и третичные слои обычно наклонены под средними углами (рис. 17, 18). Самое крупное нарушение моноклинали представляет продольный Владимиро-Александровский грабен в долинах одноименных рек. Это узкая грабен-синклиналиная структура, протянувшаяся субмеридионально на 70 км при ширине от 2 до 5-6 км. В верховьях рек Агнево и Най-Най, на южном продолжении грабена, прослежено несколько небольших (до 5 x 1-2 км) брахисинклиналей, разделенных узкими антиклиналиными перемычками с продольными разломами. И Владимиро-Александровский грабен, и складки на его южном продолжении образованы неогеновыми слоями, перекрывшими различные горизонты верхнего мела, правда, без больших несогласий. Отложения верхнеудуйской и сертунайской свит на восточном борту, у северного и южного окончаний грабена, наклонены под углом от $40-50$ до 20° . Слой окобыкайской свиты в осевой части грабена залегают полого. На всем протяжении грабену соответствуют понижение рельефа и небольшой относительный минимум силы тяжести. В целом участку моноклинали к северу от р. Най-Най отвечает зона отчетливого максимума силы тяжести (Сычев, 1966). Только у самого побережья, в районе Агнева и Александровска, намечается относительный минимум.

К северу от Александровска и верховьев р. Корчевки простираение моноклинали становится северо-северо-восточным, а затем постепенно изменяется до меридионального и северо-северо-западного. В пределах суши прослежена лишь самая восточная сравнительно узкая (менее 15 км) часть моноклинали, образованная отложениями от альб-сеноманских до коньякских. В.П.Мытаревым и другими геологами здесь были отмечены средние углы наклона моноклинали и небольшие осложняющие

Рис. 16. Геологический разрез в районе Углегорска (по В.П. Мытгареву и др.)

1 - отложения побединской свиты (сеноман); 2 - отложения нижнедуйской свиты (палеоцен-эоцен)

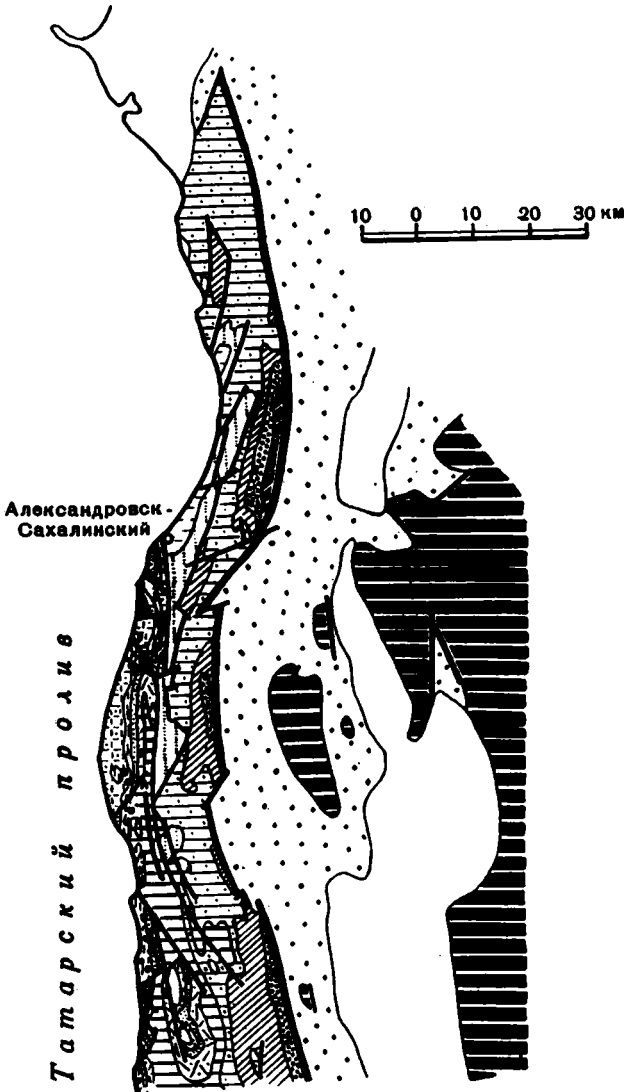
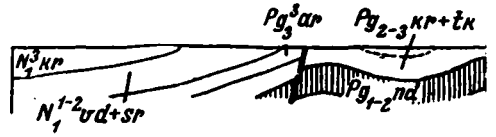


Рис. 17. Геологическая карта северной части Западно-Сахалинского прогиба (по материалам Г.С. Ведерникова, Ю.М. Ковтуновича, В.П. Мытгарева, А.С. Шуваева, автора и др.)
Условные обозначения см. на рис. 9

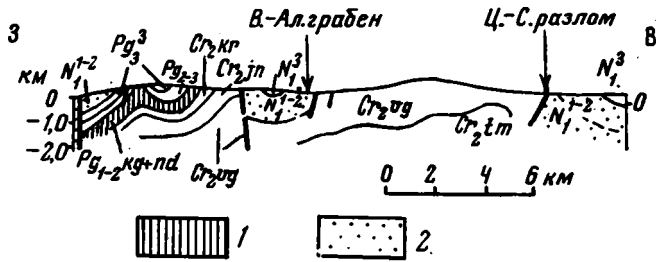
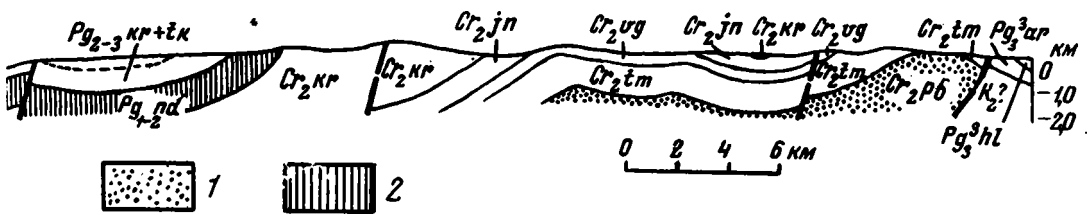


Рис. 18. Геологический разрез к югу от Дуэ (по В.П. Мыгдареву и др.)
 1 - отложения конгломератной и нижнедуйской свит (палеоцен-эоцен); 2 - отложения верхнедуйской и сертунайской свит (нижний - средний миоцен). В.-Ал. грабен - Владимиро-Александровский грабен, Ц.-С. разлом - Центрально-Сахалинский разлом

складки в коньякских слоях, возможно, нелинейные. Только на востоке, с приближением к Центрально-Сахалинскому разлому, залегание слоев крутое (70-80°). Неогеновые отложения дислоцированы довольно полого и выполняют грабен-синклинали южнее Танги и в районе Хоз, а также северную часть Владимиро-Александровского грабена, простирающуюся к северо-северо-востоку. Грабен-синклиналям соответствуют низкие участки рельефа и очень слабо намечающиеся гравитационные минимумы. Рельеф всей этой части Сахалина невысокий, абсолютные отметки вершин Камышового хребта редко достигают 600 м. В гравитационном поле северному участку моноклинали в целом отвечает зона отчетливого максимума, подходящая с юга. Общая протяженность этой аномальной зоны от бассейна р. Най-Най дорайона пос. Виахту составляет более 250 км. В смежной части Татарского пролива располагается зона относительного минимума. Разность значений аномалий силы тяжести по их границе достигает 20 мгл.

Структуры северного окончания Западно-Сахалинского прогиба в бассейне р. Виахту нарушены разломами и перекрыты неогеновыми и четвертичными толщами. На участке между Александровском и Виахту видна лишь небольшая часть восточного борта прогиба. Эта территория изучена еще недостаточно полно. Однако по ряду особенностей установлено, что она принадлежит северной центриклинали Западно-Сахалинского прогиба и характеризуется общим воздыманием структуры. Именно с этим связано появление на поверхности самых нижних горизонтов разреза, отмечавшееся по рекам Арково и Рождественке, значительное сокращение мощности кампанско-датских и палеогеновых отложений в районе Александровска и исчезновение последних далее к северу и востоку.

Южная центриклиналь прогиба выявлена в пределах Крильонского полуострова, где хорошо прослеживается постепенное выклинивание палеогеновых и некоторых неогеновых толщ к югу и юго-востоку (рис. 19). На юге полуострова прослеживается согласное залегание на меловых породах все более высоких слоев, вплоть до миоценовых. Для палеогенового времени и отчасти неогена на Крильоне выявляется существование поперечного поднятия в системе прогибов Западного Сахалина – запада Хоккайдо. В современной структуре эта зона также приподнята и сужена; отложения дислоцированы более интенсивно, чем на других участках Западного Сахалина. В пересечении по рекам Урюму, Водораздельной и Лопатинке в третичных и отчасти меловых слоях видны довольно крутые симметричные складки, с одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей (рис. 20). Синклинали лишь немного более широкие (3–6 км), чем антиклинали (около 2 км). Их днища нередко уплощены, что наблюдается в Камышинской синклинали, выполненной отложениями курасийской свиты.

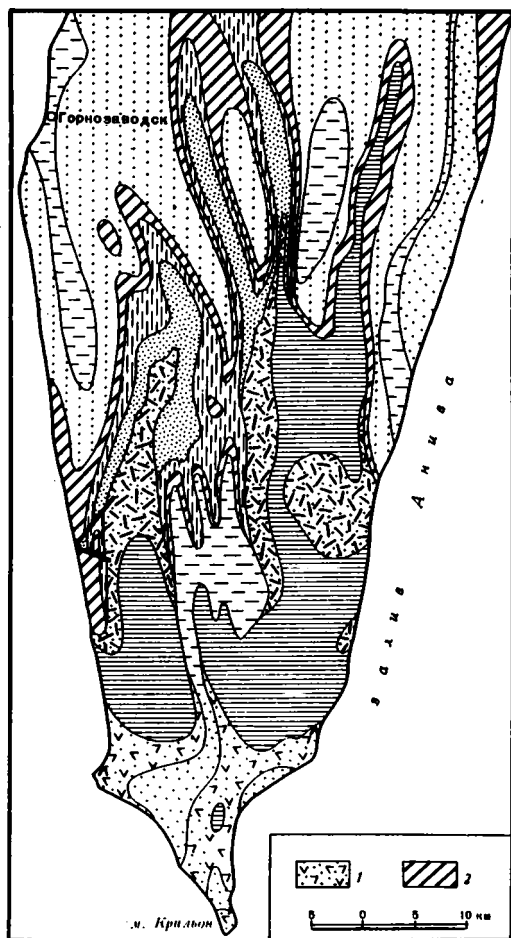


Рис. 19. Геологическая карта Крильонского полуострова

Условные обозначения см. на рис. 9. 1 – анивская свита (верхний миоцен – плиоцен?); 2 – аракайская и холмская свиты, объединенные (верхний олигоцен)

Крылья складок, образованные слоями мела и палеогена, наклонены под средними или крутыми углами (до 70°). Лишь в отдельных случаях на крыльях отмечаются дополнительные дислокации, например небольшие продольные разломы и флексуры в Кирилловской синклинали. Обычно же наклон крыльев постояен на большом протяжении.

Благодаря выразительному рельефу и многочисленным обнажениям складки хорошо прослеживаются на местности. Как видно на карте, все это линейные формы, протягивающиеся на расстояние 20–30 км и образующие вместе веерообразную в плане структуру, расширяющуюся к северу, внутрь прогиба. В этом направлении происходит погружение шарниров многих складок и расширение синклиналей, особенно Сестринской и Камышинской. В южном направлении наблюдается воздымание шарниров складок и общее сужение структуры. В верховьях рек

Тамбовки и Шебунинки видно центриклинальное замыкание Камышинской, Сестринской и Водораздельной синклиналей. Узкие, заостренные в плане центриклинали ясно очерчиваются заворотом всех хребтиков, сложенных породами аракайской свиты.

Далее к югу площадь выходов верхнемеловых слоев сильно расширяется. По Тамбовке, Куре и другим рекам в глинисто-алевролитовых толщах верхнего мела наблюдаются складки различных размеров, то сравнительно крутые, то пологие или коробчатые, местами нелинейные (рис. 21). Здесь располагается наиболее поднятый участок центриклинали Западно-Сахалинского прогиба. Третичные слои (олигоцен-миоцен)

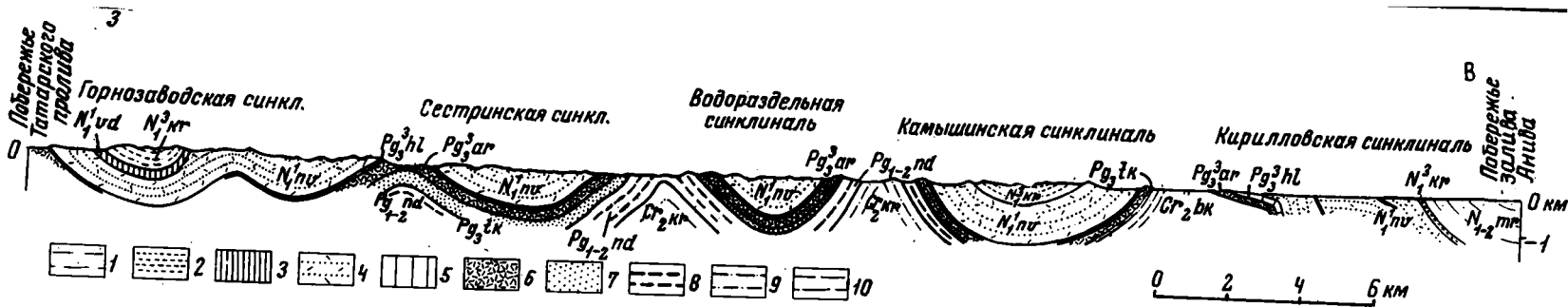


Рис. 20. Геологический разрез по рекам Лопатинке и Урюму
 1 - маруямская свита (верхний миоцен-плиоцен); 2 - курасийская свита (верхний миоцен); 3 - верхнедуйская свита (нижний миоцен); 4 - невелинская свита (нижний миоцен); 5 - холмская свита (верхний олигоцен); 6 - аракайская свита (верхний олигоцен); 7 - такарадайская свита (олигоцен); 8 - нижнедуйская свита (палеоцен-эоцен); 9 - красноярковская свита (верхи кампана - даний); 10 - быковская свита (верхи сеномана - нижний кампан)

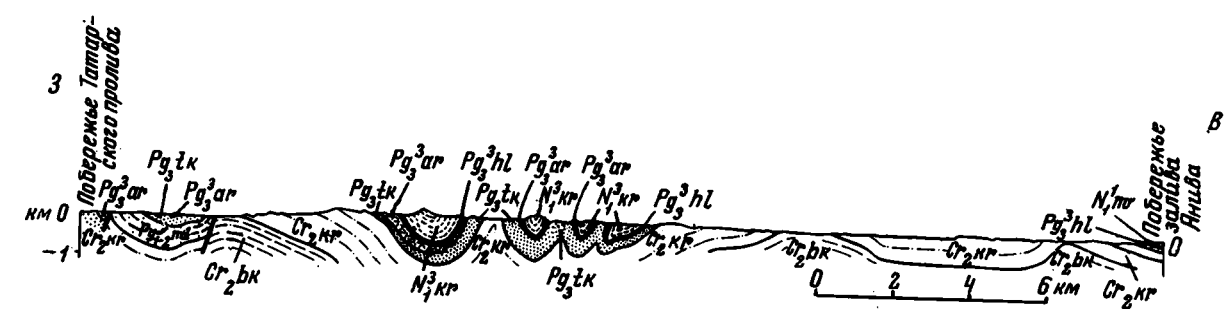


Рис. 21. Геологический разрез по рекам Оненуси и Куре
 Условные обозначения см. на рис. 20

сохраняются только в неширокой (7–8 км) полосе близ гребня Камышового хребта. Они образуют весьма сжатую структуру из нескольких узких (от 0,5 до 2 км) и крутых складок, простирающихся субмеридионально. Крылья складок наклонены под углом от 50 до 80–90° или даже запрокинуты, как это видно в пересечении по рекам Куре и Онеуси. Осевые плоскости складок на востоке запрокидываются к востоку, на западе, в синклинали Камышового хребта, – к западу. В верховьях р. Найчи шарниры складок воздымаются, и на поверхность выходят верхнемеловые слои. Дальше на юг прослеживается только синклиналь Камышового хребта, выполненная миоценовыми отложениями.

На южной оконечности Крильонского полуострова отмечается общее погружение структуры¹. Меловые отложения перекрываются неогеновыми и выступают только в ядрах антиклинальных складок, например в верховьях р. Ирши. Синклинали выполнены отложениями маруямской свиты (верхний миоцен – плиоцен), как отмечается по р. Шестоме, в бухте Морж и к северу от м. Крильон. Простираение складок субмеридиональное, нередко с отклонением к северо-западу или северо-востоку. Протяженность их несколько километров при ширине 1–2 км. В кремнисто-глинистых породах образуются также небольшие дисгармоничные складки, хорошо обнаженные по р. Шестоме.

Складки южной центриклинали прогиба большей частью не выражаются ни в современном рельефе, ни в гравитационном поле. Только наиболее погруженным синклиналям – Кирилловской, Камышинской и северной части Горнозаводской – отвечают понижения рельефа и очень небольшие гравитационные минимумы. Обычно же расположение форм рельефа определяется не структурой, а механическими свойствами пород. Хребты точно следуют выходам прочных пород аракайской и курасийской свит, так что южная часть Камышового хребта имеет даже обращенный рельеф. В гравитационном поле Крильонского полуострова выделяются зона отчетливого максимума на востоке и зона минимума на западе; разность значений аномалий силы тяжести по их границе достигает более 50 мгл. Простираение аномальных зон субмеридиональное, причем зона максимума несколько смещена к востоку по отношению к гравитационному максимуму Холмского района. На юге продолжение этих аномальных зон видно на о-ве Хоккайдо.

Рассмотренные структурные формы восточного борта прогиба прослеживаются в пределах Сахалина примерно на 50 км вкостр простираения. В их образовании участвуют все отложения, до плиоценовых включительно. Однако при картировании устанавливается, что каждая из складок захватывает лишь несколько горизонтов разреза, как отмечалось, например, для складок Томаринского района или района к северу от перешейка Поясок. По-видимому, это дисгармоничные складки, не прослеживающиеся на большую глубину. Как видно из описания, складки редко нарушают такие мощные компетентные толщи, как побединская и конгломератная свиты. Большой частью они образуются в толщах алевролитов или в пачках переслаивания их с песчаниками, относящихся к верхам верхнего мела и олигоцену-неогену. Характерны складки в некомпетентных кремнисто-глинистых породах холмской и курасийской свит – как довольно крупные, так и мелкие, дисгармоничные. Для мелких складок дисгармоничный характер часто устанавливается очень хорошо.

Наиболее отчетливо выражены складки, сочетающиеся с продольными разломами. Они довольно узкие и крутые с наклоном крыльев до 40–50°, иногда больше. Остальные складки заметно положе – с наклоном крыльев до 10–30°. Еще более пологим оказывается зеркало всех осложняющих складок, так что общий наклон в моноклинали редко превышает 10–20° (см. рис. 10, 11, 16). Осложняющие дислокации на моноклинали распределены неравномерно и не образуют настоящей складчатой структуры с одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей. Местами узкие линейные антиклинали, связанные с разломами, сочетаются с широкими синклиналями, иногда мультискладчатыми. В других случаях на моноклинали видны лишь отдельные складки и разломы.

¹ Возможно, этот участок принадлежит уже северной центриклинали прогиба Исикари-Румои (см. ниже).

Все осложняющие дислокации или параллельны общему простиранию моноклинали, или несколько отклоняются к западу. Таким образом, в расположении складок и разломов повторяются плавные дугообразные изгибы, прослеживающиеся в простирании моноклинали. Отклонения простирания к западу наблюдаются в местах сочленения дугообразных участков моноклинали. Эти отклонения несколько увеличивают изгиб в простирании слоев западной части моноклинали. На востоке простирание моноклинали всегда параллельно Центрально-Сахалинскому разлому, образующему ее восточное ограничение.

Таким образом, современное строение восточного борта прогиба и осложняющих его складок достаточно простое. Формирование многих складок еще не закончилось и продолжается в настоящее время, как это выявляется в западных районах. Другие складки также весьма молоды. Почти во всех случаях их образование не отразилось на распределении фаций и мощностей миоценовых и более древних отложений, и только для поднимавшейся восточной части моноклинали можно предполагать образование некоторых дислокаций в миоценовое время. В большей части прогиба возраст дислокаций плиоцен-четвертичный. Отложения этого возраста сохранились только в ядрах синклиналей на западе территории и об их фациальных изменениях судить трудно. Можно, однако, полагать, что некоторые складки вблизи осевой зоны прогиба формировались конседиментационно, во всяком случае в плейстоцене.

Все отложения, включая, вероятно, и плейстоценовые, дислоцированы согласно. Верхняя возрастная граница дислокаций нигде точно не определена, так как нигде не известны отложения, перекрывающие дислоцированные слои. Вместе с тем современный рост складок устанавливается неповсеместно. Так, складки восточной части моноклинали не выражаются ни в формах рельефа, ни в аномалиях гравитационного поля. Образование хребтов и долин определяется только прочностными свойствами пород при пассивной роли структуры (Александров, 1962). Расчлененный рельеф, характер речных долин с невыработанным продольным и V-образным поперечным профилями свидетельствуют о продолжающихся поднятиях на востоке моноклинали. Однако складкообразование здесь, по-видимому, прекратилось.

Современный рост складок определенно устанавливается только на западе, вблизи осевой зоны прогиба. Формирующиеся складки получают прямое выражение и в рельефе, и в региональном гравитационном поле. Причем для гравитационных аномалий четко выявляется соответствие именно складкам, продолжающим свое развитие, как это видно в самых западных районах Сахалина. В других местах аномалии не отвечают ни складчатым структурам, ни формам рельефа. По-видимому, во многих случаях плотностные неоднородности в земной коре, вызывающие гравитационные аномалии, появляются только под самыми молодыми структурами в момент их роста и исчезают, когда рост структур прекращается. Судя по небольшой величине аномалий, сравнительно небольшим размерам складок и их дисгармоничному характеру, установленному в ряде мест, можно полагать, что плотностные неоднородности располагаются на небольшой глубине — в самых верхних горизонтах земной коры, образующих Западно-Сахалинский прогиб.

Отмеченные аномалии гравитационного поля, отвечающие отдельным складкам, видны на фоне крупной зоны отчетливых гравитационных максимумов, выделяющихся как в редукции Буге, так и в редукции Фая (Гальцев-Безюк, Сычев, 1963; Сычев, 1966, и др.; см. рис. 13). Зона максимумов протягивается вдоль западного побережья Сахалина, а в пределах Татарского пролива сменяется зоной с нормальным или близким к нему гравитационным полем. Разность значений аномалий силы тяжести по границе этих зон достигает более 40 мгл (до 10 мгл на километр). Для магнитного поля вдоль западного побережья Сахалина отмечается смена отрицательных значений, характерных для острова, положительными значениями в Татарском проливе (Гальцев-Безюк, Сычев, 1963). При этом в ряде мест образуются интенсивные линейные аномалии, довольно резко дифференцированные. На участках между Александровском и Агневом, южнее Широкой Пади, между Лесогорском и Углерогском, на п-ове Ламанон, в районе Чехова и у м. Крыльон известны интенсивные положительные аномалии, связанные, вероятно, с распространением неогеновых магматических образований основного и субщелочного состава (Сычев, 1966). Вообще преимущественное распространение кайнозойских вулканогенных пород, расположение вулканических центров третичного времени и современных минеральных источников отмечаются именно вдоль западного побережья острова. Здесь же устанавливается самая высокая сейсмичность

и наиболее сильные землетрясения. Таким образом, у западного побережья Сахалина прослеживается продольная зона с довольно резким изменением гравитационного и магнитного полей, с длительным развитием вулканизма и повышенной сейсмичностью. Предполагается, что эта зона отвечает крупному разлому с растяжением земной коры (Гальцев-Безюк, Сычев, 1963; "Геология СССР", т. XXXIII, 1970, и др.). Судя по глубине очагов землетрясений (до 40 км) и по нарушениям в рельефе глубинных границ, разлом может достигать нижних горизонтов земной коры. Зона разлома не выходит на поверхность. По-видимому, она нарушает только основание Западно-Сахалинского прогиба и представляет важный элемент его структуры. Возможно, что длительное существование этой зоны определило ряд особенностей в развитии Западно-Сахалинского прогиба.

Центрально-Сахалинский разлом

Центрально-Сахалинский разлом служит восточным ограничением прогиба. Он проходит по краю восточного борта прогиба, также образуя несколько плавных перегибов (см. рис. 8). Разлом прослежен с некоторыми перерывами от верховьев р. Сусуи до бассейна р. Виахту - более чем на 500 км. Повсеместно по нему соприкасаются верхнемеловые слои поднятой краевой части моноклинали Западно-Сахалинских гор и отложения неогенового грабенообразного прогиба Центрального Сахалина. На поверхности Центрально-Сахалинский разлом обычно проявляется как взброс (Козырев и др., 1960; Занюков, 1971, и др.). Правда, большей частью удается наблюдать только небольшие крутые разломы, зеркала скольжения и зоны брекчированных пород, образовавшиеся в меловых и третичных слоях вблизи главного разлома. Непосредственный тектонический контакт верхнемеловых и неогеновых толщ прослежен лишь в немногих выходах, например по р. Онорке. В них плоскость сместителя разлома наклонена к западу под углом около 70° .

При бурении профиля скважин в районе Буюклы на глубине в несколько сотен метров был обнаружен весьма пологий наклон сместителя разлома на запад (порядка 30° ; Новиков, 1969), т.е. для этого района устанавливается выполаживание Центрально-Сахалинского разлома на глубине и превращение его в надвиг. Возможно, подобные изменения с глубиной происходят и на других участках разлома. Выход разлома на поверхность, с несколькими дугообразными изгибами, позволяет предполагать для него скорее всего надвиговой характер.

На всем протяжении Центрально-Сахалинский разлом проходит по границе различных структурных зон, не рассекая мелких складок или интрузий, по перемещению которых можно было бы судить о его амплитуде. Поэтому амплитуда смещения по разлому оценивается только косвенно. Исходя из мощности третичных отложений, накопившихся на западе грабенообразного прогиба Центрального Сахалина, вертикальное смещение по разлому можно считать равным 3-4 км или несколько большим. Для оценки горизонтальной составляющей пока нет достоверных данных. Возможно, на отрезках различного простирания величина смещения по разлому неодинакова. Для субмеридиональных отрезков, выдающихся к востоку, можно предположить наибольшее перекрытие по надвигу. На отрезках разлома, отклоняющихся к западу, помимо надвигания возможны небольшие продольные перемещения.

Как отмечалось, вдоль фронта надвига (или взброса) в верхнемеловых слоях наблюдается крутое залегание и местами запрокидывание. Нередко отложения нарушены мелкими дислокациями, сильно уплотнены и окремнены, например по р. Орловке. Неогеновые отложения перед фронтом надвига тоже интенсивно дислоцированы и местами уплотнены; ширина зоны приразломных дислокаций может достигать нескольких километров. Такие дислокации видны по рекам Онорке, Северной Хандасе, по шоссе Южно-Сахалинск - Холмск и еще в ряде пересечений. Возраст дислокаций местами определяется как плиоценовый, так как они нарушают различные отложения, включая маруямскую свиту и ее аналоги, а перекрываются слоями плейстоцена. Расположение газо- и нефтепроявлений и грязевых вулканов¹ в зоне разлома или несколь-

¹ Вблизи Пугачева и к северу-западу от Южно-Сахалинска ("Геология СССР", т. XXXIII, 1970).

ко западнее связано, возможно, с приразломными дислокациями или с перекрытием по надвигу нефтеносных отложений глинистыми породами быковской свиты.

Кроме мелких дислокаций с зоной Центрально-Сахалинского разлома связаны, по-видимому, и магматические проявления неогенового возраста. Это гипабиссальные габброидные интрузии, а также вулканогенные образования чеховской свиты, известные близ побережья залива Терпения между поселками Взморье и Гастелло. Вдоль этого участка разлома на фоне спокойного отрицательного магнитного поля выделяются локальные положительные аномалии. Значительно более протяженные положительные аномалии, правда небольшой интенсивности, установлены на самом северном участке разлома - по р. Виахту и восточнее р. Рождественки (Сычев, 1966). Предполагается связь этих аномалий с интрузиями основных пород, присутствующими на глубине. Таким образом, на отдельных участках разлом сопровождается интрузиями основных пород и получает выражение в магнитном поле.

В гравитационном поле Центрально-Сахалинский разлом выражен очень отчетливо почти на всем протяжении к северу от р. Найбы. Грабенообразный прогиб Центрального Сахалина характеризуется относительно пониженными гравитационными аномалиями, и потому разлому обычно отвечает гравитационная ступень (Сычев, 1966). В районе Макарова и далее к северу разность значений аномалий силы тяжести составляет 20-30 мгл. На междуречье Побединки и Онокки гравитационная ступень не прослеживается, а севернее выражена очень отчетливо, так что разность значений аномалий силы тяжести здесь достигает более 40 мгл.

Так же отчетливо выражен разлом и в современном рельефе. Крутой уступ, обращенный на восток, протягивается вдоль разлома на большие расстояния и исчезает только в самых северных районах. В местах выхода песчаников побединской свиты высота его достигает 500 м. и более. В других случаях уступ значительно ниже, но всегда он хорошо выделяется на местности и не уничтожен эрозией. Формирование уступа свидетельствует о продолжающихся смещениях вдоль фронта разлома, что подтверждается и данными о сейсмичности территории.

С зоной Центрально-Сахалинского разлома связаны, по-видимому, очаги многих коровых землетрясений с магнитудой 3-4, иногда до 5 (Ферчев, 1960; Соловьев и др., 1967). Наибольшая сейсмическая активность установлена для участков разлома вблизи Анивы, в районах Быкова - Синегорска, Леонидова и Онора. Эпицентры землетрясений располагаются или вблизи выхода разлома на поверхность, или несколько западнее¹. Нужно помнить, однако, что почти во всех случаях ошибки в определении могут составлять от 25 до 50 км (Соловьев и др., 1967). Поэтому говорить о связи очагов землетрясений с зоной разлома можно только предположительно.

Изложенные данные свидетельствуют о большой протяженности Центрально-Сахалинского разлома, длительности его развития и важной роли в формировании структур вплоть до настоящего времени. Некоторые исследователи (Занюков, 1971) предполагают, что разлом был заложен еще в поздне меловое время по границе Западной и Восточной областей Сахалина. Однако об истории разлома в позднем мелу и палеогене судить трудно из-за отсутствия отложений этого возраста на востоке, в сравнительной близости от разлома. Границу Западной и Восточной областей в меловое время можно проводить предположительно как по этому разлому, так и несколько восточнее или несколько западнее - в полосе, которая сейчас перекрыта по разлому и не видна на поверхности.

Достоверные данные о существовании Центрально-Сахалинского разлома имеются только для позднего олигоцена и неогена. Совершенно очевидно, что заложение грабенообразного прогиба к востоку от разлома, погружение в нем и мелкие дислокации были вызваны движениями по разлому. Происходившее одновременно поднятие в смежной части моноклинали Западно-Сахалинских гор и формирование ряда осложняющих дислокаций, по-видимому, тоже были связаны с жизнью разлома. По отношению к моноклинали Центрально-Сахалинский разлом представляет продольную структуру на всем протяжении. Частные структурные формы на моноклинали обычно ему параллельны или подходят под небольшим углом, как отмечалось выше. Представляется, что все они связываются в единую систему дислокаций, образовавшуюся в неоген-четвертичное время в результате постепенного поднятия на борту Западно-

¹ Это согласуется с представлением о надвиговом характере разлома.

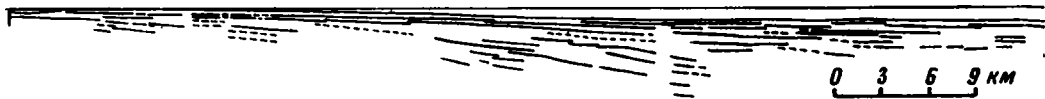


Рис. 22. Сейсмический разрез по профилю МОВ через Татарский

Сахалинского прогиба и надвигания на восток по разлому. В тылу надвига и всей этой системы дислокаций развивались погружения, которые отчасти продолжаются и сейчас в узкой осевой зоне прогиба.

Строение западного борта и осевой зоны прогиба

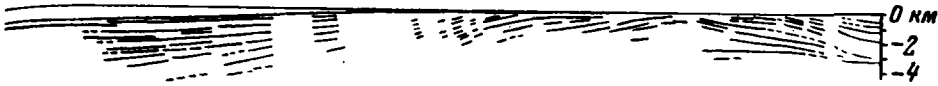
Данные о строении западного борта прогиба появились благодаря сейсмическим исследованиям А.П.Милашина и его сотрудников (1970) в Татарском проливе. На участке к югу от п-ова Ламанон два сейсмических профиля МОВ полностью пересекали западный борт и выявили его строение на глубину до 3 км (рис. 22, см. рис. 8). По расположению отражающих площадок на этих профилях хорошо видно моноклиналиное залегание слоев с общим наклоном на восток под углом в несколько градусов (рис. 22). На шельфе Сихотэ-Алиня, в краевой части моноклинали, залегание становится все более пологим и многие горизонты постепенно выклиниваются. В целом эта моноклинали значительно более пологая, чем на восточном борту прогиба, почти не осложненная дополнительными нарушениями. В пересечении южнее п-ова Ламанон она прослеживается на 50–60 км вкrest простирации.

На месте наибольших глубин Татарского пролива или немного восточнее на профилях видна осевая зона прогиба шириной до 40 км. Здесь расположение отражающих площадок близко к горизонтальному, особенно в самых верхних слоях. Отложения почти не нарушены и характеризуются большой длительностью сейсмической записи. Их общая мощность значительно увеличивается по сравнению с западным бортом, появляются более высокие горизонты разреза (мощностью до 1 км). Согласно предположению А.П.Милашина, возраст этих горизонтов неоген–четвертичный. По отсутствию несогласий на профиле устанавливается, что прогибание в осевой зоне не прерывалось складчатостью. В средней части Татарского пролива погружения продолжаются и сейчас. Севернее перешейка Поясок погружающимся участкам отвечают максимальные глубины пролива (до 200–300 м) и наиболее пониженные гравитационные аномалии¹. Вероятно, погружение почти полностью компенсируется или даже опережается осадконакоплением. Масштабы погружения незначительны по сравнению с предшествующим временем.

В пределах присахалинского шельфа на сейсмических профилях видны уже структуры восточного борта прогиба. В западной части шельфа наблюдается общий наклон отражающих горизонтов к западу под углом 15–30° (см. рис. 12, 22). Восточнее выявлены складки, подобные развитым в смежной части острова, как это отмечалось выше. Простираение складок на широте перешейка Поясок северо–северо–западное, а на широте Красногорска субмеридиональное. Слои на крыльях складок наклонены под пологими или средними углами, в верхних слоях наклон нередко становится более пологим. Однако угловых несогласий по профилям не устанавливается. Формирование складок на присахалинском шельфе, по-видимому, еще продолжается. Некоторым из них прямо соответствуют аномалии гравитационного поля. Для ряда структур предполагается также соответствие с формами рельефа дна (Лавров, 1963 и др.).

Таким образом, Западно–Сахалинский прогиб представляет пологую синклинали–

¹ Образование значительных глубин (более 1000 м) и крупного гравитационного максимума, известных дальше к юго–западу, связано, по-видимому, с тектоническими процессами, происходящими в Японском море.



пролив, на широте Красногорска (Милашин и др., 1970)

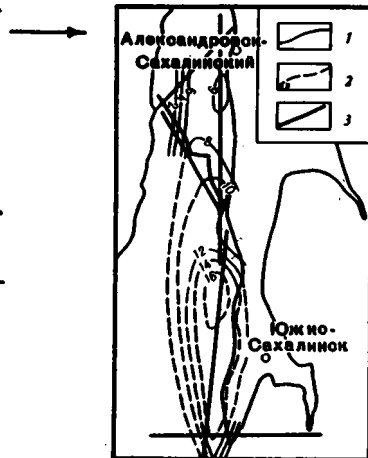
ную структуру, протянувшуюся субмеридионально более чем на 600 км при ширине до 120–150 км. В поперечном сечении прогиб асимметричен. Слон на его западном борту очень полого воздымаются и постепенно выклиниваются по направлению к области мезозойд Сихотэ–Алиня. Дно прогиба широкое и уплощенное. Сравнительно крутой восточный борт осложнен дополнительными складками и разломами. Однако зеркало складок довольно пологое (не круче 20°), а сами складки обычно весьма простые, по-видимому, не прослеживающиеся на большую глубину.

Такая простота строения Западно-Сахалинского прогиба сильно отличает его от синклиналиев областей завершённой складчатости. При сравнении его с такими синклиналиями, как Главный Сихотэ–Алиньский в соседней области мезозойд, видно, что прогиб не имеет настоящей складчатой структуры. Формирование складок и разломов началось здесь в плиоцен–плейстоценовое время и сейчас еще продолжается. Образование дислокаций связано, по-видимому, с перемещениями по Центрально-Сахалинскому разлому и с поднятием восточного борта прогиба. По мере поднятия восточного борта дислокации захватывают все большую территорию. Однако значительные площади в западной части прогиба еще не включены в поднятие и не деформированы. В пределах осевой зоны все еще происходят слабые погружения. Следовательно, процесс замыкания Западно-Сахалинского прогиба нельзя считать законченным – он продолжается и в настоящее время. Поэтому представляется очень важным специальное изучение современных движений в Западно-Сахалинских горах и на территории Татарского пролива.

Изложенные данные о строении Западно-Сахалинского прогиба можно дополнить материалами по нескольким профилям ГСЗ ("Глубинное...", 1971). Верхняя опорная граница, прослеженная по этим профилям, характеризуется скоростями 6,2–6,5 км/сек и предположительно отождествляется с поверхностью метаморфических (мезо–палеозойских?) пород. По рельефу опорной границы намечается существование крупного меридионального прогиба, выделенного С.М. Зверевым и Ю.В.Тулиной (рис.23).

Рис. 23. Схема изоглубин верхней опорной сейсмической границы в земной коре в пределах Татарского пролива ("Глубинное...", 1971)

1 – уверенные сейсмические данные; 2 – неуверенные сейсмические данные и участки экстраполяции и интерполяции; 3 – линии профилей ГСЗ



Осевая зона прогиба, с глубиной опорной границы до 10–12 км или даже больше, устанавливается в Татарском проливе, вблизи побережья Сахалина. По расположению этот прогиб полностью отвечает Западно-Сахалинскому.

Нижняя опорная граница характеризуется скоростями 7,8–8,3 км/сек и отождествляется с подошвой земной коры. В пределах Сахалина она залегает на глубине около 30–35 км и несколько воздымается к западу. На северо-востоке Сихотэ–Алиня и в смежной части Татарского пролива, в зоне вулканического пояса, предполагается залегание этой границы на глубине 20–25 км. На всей площади Западно-Сахалинского прогиба и вулканического пояса отмечается распространение земной коры континентального типа.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОМОЛОГИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА

Прогиб Исикари-Румои на Хоккайдо

Структурная зона Западного Сахалина продолжается на западе Центрального Хоккайдо, где также видна моноклинали, образованная слоями мела, палеогена и неогена, наклоненными в общем на запад. Самые северные участки моноклинали удалены от сахалинских структур всего на 50 км и весьма сходны с ними по геологическим особенностям. Вместе с тем на Хоккайдо может быть получен ряд данных, дополняющих характеристику Западного Сахалина.

Как видно на карте (рис. 24), в пределах Хоккайдо гораздо лучше, чем на Сахалине, удастся проследить тектонические формы вкrest их простираения. Моноклинали на западе Центрального Хоккайдо представляет восточный борт крупного прогиба Исикари-Румои. На низменности, примыкающей к заливу Исикари, видна осевая зона прогиба, а на Юго-Западном Хоккайдо — участок его западного борта. Таким образом, ширина прогиба составляет около 100 км, протяженность его в северо-северо-западном направлении более 300 км (южная часть обрезана побережьем Тихого океана). Отложения прогиба Исикари-Румои обнажены более полно, чем на Сахалине. На восточном борту прогиба известны самые нижние горизонты разреза (нижний мел); в отдельных местах наблюдаются их взаимоотношения с более древними толщами, распространенными восточнее. В осевой зоне прогиба доступны для изучения отложения верхов разреза (плиоцен-плейстоцен), которые севернее скрыты под водой. Такая полнота разреза позволяет судить о времени заложения прогиба и о возрасте складчатых дислокаций более уверенно, чем это удастся на Сахалине.

Весь разрез прогиба Исикари-Румои образован отложениями миогеосинклинального типа. Миогеосинклинальный прогиб был заложен в аптское время на месте обширной раннемезозойской эвгеосинклинали ("Геологическое развитие...", 1968; Matsumoto, 1943). Верхние горизонты эвгеосинклинальных образований (верхи юры и, вероятно, неоком) известны на обоих бортах прогиба. На западном борту или в примыкающей к нему зоне ("Внешний пояс Китаками") они дислоцированы, прорваны гранитными интрузиями и несогласно перекрыты апт-альбскими или верхнемеловыми слоями небольшой мощности. По всем известным данным, эти образования должны быть отнесены к комплексу основания западной части прогиба.

На восточном борту прогиба Исикари-Румои эвгеосинклинальные породы верхов "группы Сорачи" наблюдались в ряде мест ниже аптских отложений, начинающих миогеосинклинальный разрез. В бассейне р. Тесио, на севере, и в верховьях р. Юбари, на юге, были описаны кремнистые сланцы и яшмы, красные, зеленые, серые, иногда полосчатые; с прослоями и пачками граувакковых песчаников, глинистых сланцев, измененных туфов и туфобрекчий, мощностью более 1200 м ("формация Сююбари", или "группа Онисаси" (Matsumoto, 1942, 1943). По мнению Т. Мацумото, эти породы очень напоминают породы из основания мелового разреза северных районов Сахалина. В поле их развития встречаются тела диабазов и серпентинитов. Туфогенно-кремнистые образования залегают без заметных несогласий с меловыми толщами прогиба Исикари-Румои, особенно в его южной части ("Геологическое

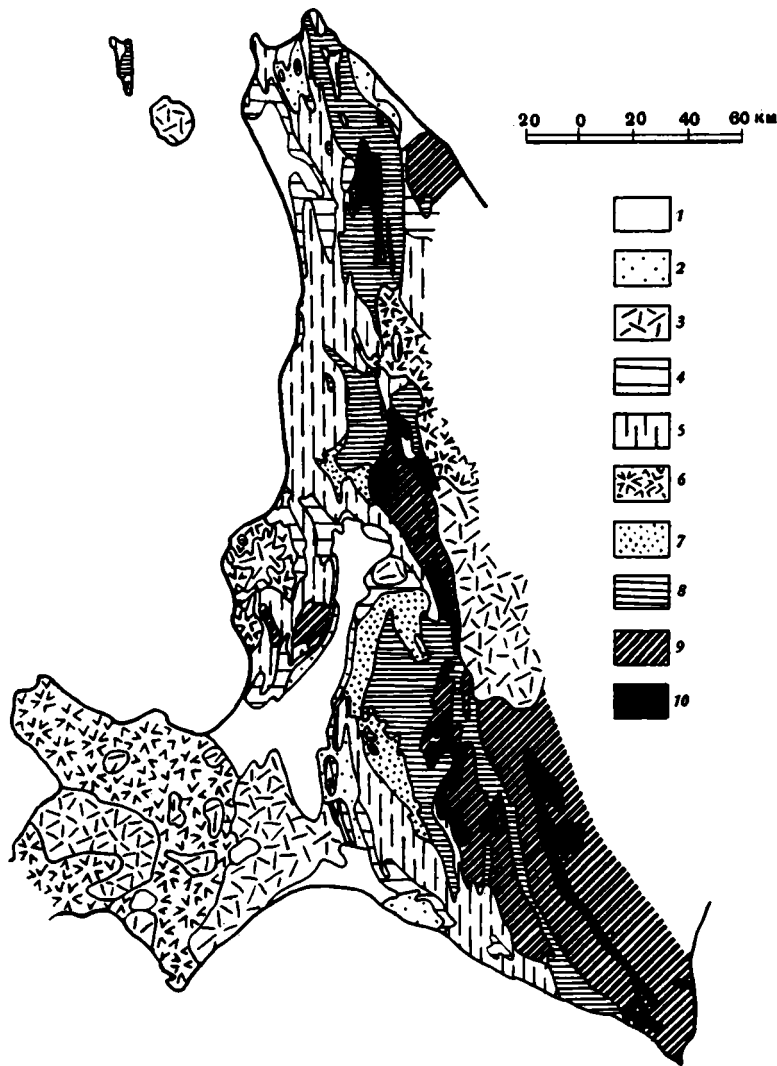


Рис. 24. Геологическая карта прогиба Исикари-Румои на Хоккайдо ("Geological map of Japan", 1971)

1 - голоценовые отложения; 2 - плейстоценовые отложения; 3 - четвертичные вулканические образования; 4 - плиоценовые отложения; 5 - миоценовые отложения; 6 - неогеновые вулканические образования; 7 - палеогеновые отложения; 8 - меловые отложения; 9 - отложения верхнего палеозоя - мезозоя ("надгруппа Хидака"); 10 - гипербазиты. Разломы не показаны

развитие ...", 1968; Matsumoto, 1942, и др.). Однако они характерны для более широкой площади и накопились еще до обособления прогиба¹.

Таким образом, одновременно с раннемеловой складчатостью и поднятием в пределах Юго-Западного Хоккайдо в центральной зоне Хоккайдо осадконакопление продолжалось без существенных перерывов. Здесь образовался меловой миогеосинклинальный прогиб ("геосинклиналь Иезо-Сахалин"), который наследовал только часть раннемезозойской эвгеосинклинали, не распространяясь далеко на запад и на вос-

¹ Эти образования представляют часть мощного эвгеосинклинального комплекса ("надгруппы Хидака"), нижние горизонты которого относятся, вероятно, к триасу и перми.

ток¹ В западной части прогиба ("пояс Исикари") осадконакопление продолжалось и в третичное время, причем зона прогибания постепенно смещалась в западном направлении. В результате многие горизонты прогиба имеют линзовидный характер. Более древние горизонты (меловые и палеогеновые) нередко выклиниваются на западном борту прогиба, и молодые слои **перекрывают** непосредственно породы комплекса основания. Поэтому разрез восточного борта прогиба Исикари-Румои наиболее полный и непрерывный. Зоны максимальных мощностей в верхних слоях несколько смещены к западу по сравнению с нижними.

Апт-альбские отложения на восточном борту прогиба представлены переслаивающимися песчаниками и глинистыми сланцами, мощностью до 1500 м ("группа Нижнее Иезо"; Matsumoto, 1942, 1943, 1959). Для большей части толщи характерно частое и ритмичное переслаивание, напоминающее флиш. Иногда встречаются прослои кислых туфов и туффитов. В районе Юбари в средней части толщи отмечен горизонт (до 100 м) органогенных известняков, чередующихся с песчаниками. Возрастные аналоги "группы Нижнее Иезо" на Западном Сахалине неизвестны. Более высокие горизонты разреза хорошо сопоставляются по возрасту и литологическим особенностям с меловыми толщами Западно-Сахалинского прогиба (Matsumoto, 1942, 1943, 1959). Особенно характерны глинисто-алевролитовые отложения "группы Верхнее Иезо" (коньяк-кампан), прослеживающиеся без заметных изменений до самых южных районов Хоккайдо. По своему характеру и возрасту (вместе с подстилающей пачкой - турон) они полностью соответствуют быковской свите Сахалина. Отложения "группы Среднее Иезо" (без верхней пачки) сопоставляются с айской и найбинской свитами, но содержат гораздо меньше песчаников и по составу скорее напоминают быковскую свиту и "группу Верхнее Иезо". Верхние слои мелового разреза - "группа Хакобучи" - отвечают по возрасту красноярковской свите Сахалина (или ее нижней части). В их составе также преобладают граувакковые песчаники и песчанистые алевролиты, часто встречаются глауконитовые и туфогенные разности. Однако на крайнем юге, в районе Уракавы, отложения приобретают существенно алевролитовый состав, сходный с нижележащими слоями. Таким образом, в меловых отложениях прогиба Исикари-Румои в южном направлении прослеживается дальнейшее увеличение роли глинисто-алевролитовых пород, отмеченное для Сахалина. В самых западных разрезах количество песчаников иногда увеличивается. Все отложения имеют типично морское происхождение. Источники обломочного материала меловых пород устанавливаются как к востоку, так и к западу от прогиба. Поступление туфогенного материала предполагается с запада. Туфы, известные в разных частях мелового разреза, имеют дацитовый, риолитовый и иногда андезитовый состав. Поэтому они сходны с разновозрастными породами более западных и юго-западных районов и существенно отличны от основных и средних эффузивов района Кусиро-Нэмуру. Общая мощность меловых отложений прогиба Исикари-Румои составляет не более 5000-6000 м. При этом мощность верхнемеловых толщ только 4500 м - заметно меньше, чем в южных районах Сахалина, т.е. на Хоккайдо продолжается уменьшение мощностей, прослеженное вдоль простираения Западно-Сахалинского прогиба.

Осадконакопление в прогибе Исикари-Румои проходило одновременно с поднятием и дислокациями, с формированием метаморфического и интрузивного комплексов в поясах Хидака и Камуикотан ("Геологическое развитие...", 1968). К началу третичного времени в поднятие была включена почти вся площадь Центрального и Восточного Хоккайдо. Осадконакопление продолжалось только в осевой части прогиба Исикари-Румои. В ряде обобщающих работ для подошвы третичных слоев отмечается слабое (по мнению японских геологов) или даже резкое (по мнению М.С.Маркова и др., 1967) угловое несогласие. Однако при описании отдельных районов нередко указывается на согласные взаимоотношения третичных и меловых толщ (Matsumoto, 1942; Minato a.o., 1956, и др.; рис. 25). Даже на северной центриклинали и в южной части прогиба, где миоценовые слои залегают непосредственно на меловых, отмечается только "параллельное несогласие" (Matsumoto, 1942; Osanai a.o., 1959; Takahashi, Ishiyama, 1968; и др., рис. 26). Внутри третичного разреза на разных уровнях отмечаются местные несогласия, но в осевой части прогиба все третичные толщи залегают согласно.

¹ На востоке, в районе Кусиро-Нэмуру, известны эвгеосинклинальные образования сенонского возраста.

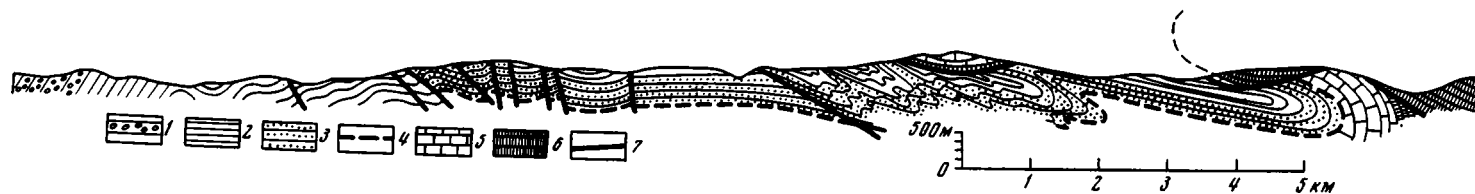


Рис. 25. Геологический разрез через восточный борт прогиба Исикари-Румои в районе Юбари (Minato а.о., 1956)

1 - неогеновые отложения ("группа Кавабата"); 2 - олигоценовые отложения ("группа Поронай"); 3 - палеогеновые отложения ("группа Исикари"); 4 - подошва палеогеновых отложений; 5 - отложения верхов кампана и маастрихта ("группа Хакобучи"); 6 - отложения турона-кампана ("группа Верхнее Иезо"); 7 - разломы

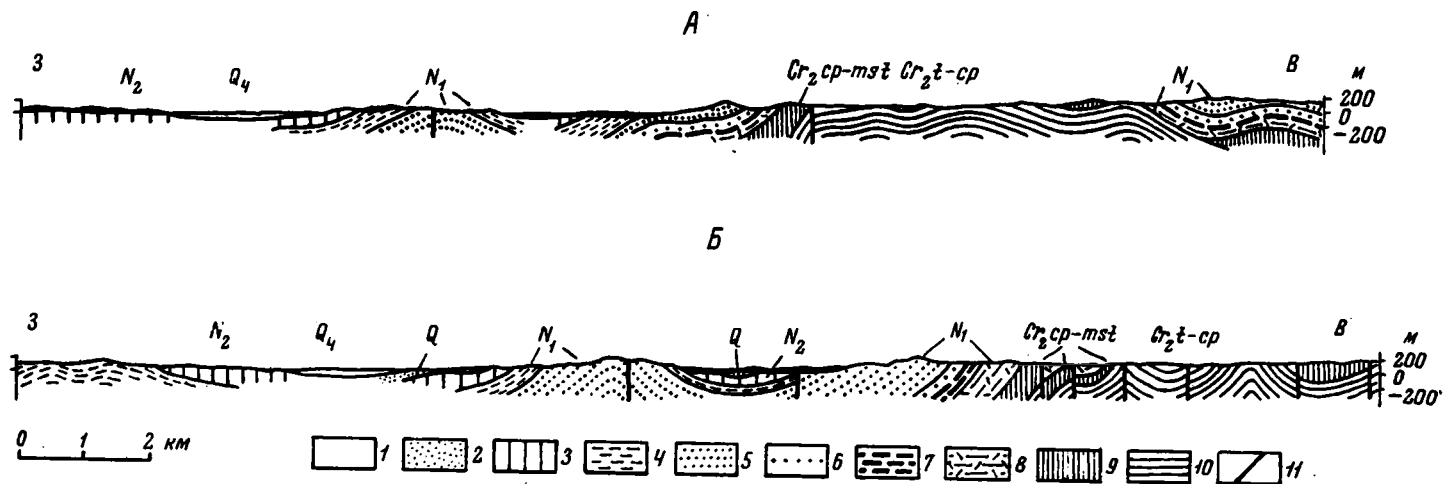


Рис. 26. Геологические разрезы через северную центриклиналь прогиба Исикари-Румои. А - по Х.Осанай и др. (Osanaï а.о., 1959), Б - по К.Такахашии и С.Ишияма (Takahashi; Ishiyama, 1968)

1 - четвертичные отложения; 2 - плиоценовые отложения; 3-7 - миоценовые отложения: 3 - "формация Коетой", 4 - "формация Вакканай", 5 - "формация Масупоро", 6 - "формация Онишибецу", 7 - "формация Соя"; 8 - "формация Магарибучи" (верхи олигоцена - миоцен); 9,10 - верхнемеловые отложения: 9 - "группа Хакобучи", 10 - "группа Верхнее Иезо"; 11 - разломы

Третичный разрез прогиба Исикари-Румои по характеру отложений и фауны¹ очень близок к разрезу Западного Сахалина. Это отмечали многие исследователи независимо от их подхода к датировке третичных толщ (Уватоко, 1937; Криштофович, 1964; Ратновский, 1969; Гладенков, 1971, и др.). Палеогеновые отложения, как и на Сахалине, представлены терригенными и глинистыми породами с углями, главным образом континентальными ("группа Исикари", более 3000 м), вверх и по простиранию сменяющимися морскими ("группа Поронай", 1500 м; "Geology of Japan.", 1963, и др.). В составе их обломочного материала обычные породы, поступающие с востока, в том числе серпентиниты. Туфогенный материал нехарактерен, но в слоях верхнего олигоцена отмечаются туфы. В ряде горизонтов встречаются глауконитовые породы. По данным японских палеонтологов, слои, объединяемые в "группу Исикари", относятся к эоцену - среднему олигоцену. Они сопоставляются с конгломератной, нижнедуйской, краснопольевской и такарадайской свитами Сахалина. Отложения "группы Поронай" отвечают олигоцену и отчасти эоцену; их верхние слои сопоставляются с аракайской и холмской свитами Сахалина. Верхние горизонты палеогеновых отложений распространены шире, чем нижние², и нередко ложатся прямо на меловые образования. Особенно широко развиты неогеновые слои ("Геологическое развитие...", 1968; Uozumi, 1962, и др.).

В миоценовых отложениях преобладают морские песчаные и глинистые породы. В нижнем миоцене известна угленосная толща ("формация Такиное", примерно соответствующая по возрасту верхнедуйской свите). В других горизонтах отмечаются отдельные угольные прослои. Интересны среднемиоценовые отложения ("формация Кавабата"), представленные ритмично переслаивающимися конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами. Эти отложения содержат многочисленные глыбы серпентинитов и зеленых сланцев, поступающие в прогиб в связи с поднятием и надвигообразованием в соседнем поясе Камуикотаэ. На разных стратиграфических уровнях распространены туфогенные песчаники и туфы; роль вулканогенных образований увеличивается в восточном и особенно западном направлениях. На юго-западе Хоккайдо, в зоне, примыкающей к прогибу, вулканические породы развиты очень широко, в частности в слоях нижнего миоцена. Для верхнемиоценовых отложений прогиба характерно распространение кремнистых алевролитов и аргиллитов (так называемых твердых сланцев "формации Вакканай" и ее аналогов, соответствующих, вероятно, курасийской свите)³.

Плиоценовые отложения представлены преимущественно морскими песчаными породами, с отдельными прослоями лигнита, а также с горизонтами пирокластических пород. Последние наиболее распространены в западных районах, как и в миоценовых слоях. В горах Кабата, на острове Рисири и Ребун известны туфы, туфобрекчии, лавы андезитов и базальтов, слагающие плиоцен-плейстоценовые вулканические постройки (Satoh a.o., 1964; Matui a.o., 1967). В верхах плиоценовой вулканогенной толщи гор Кабата залегает пачка кремнистых алевролитов; выше - андезитовые и затем базальтовые породы, слагающие лавовые плато⁴. Все эти образования прорваны дайками и экструзивными куполами дацитов и андезитов. Мощность плиоценовых слоев в осевой части прогиба около 600 м. Общая мощность неогеновых отложений достигает 6000 м.

В осевой части прогиба к югу от залива Исикари известны также плейстоценовые осадки, терригенные и местами пирокластические, иногда с прослоями лигнита. Они включают не только континентальные, но и морские образования, отлагавшиеся

¹ Для японских разрезов в отличие от сахалинских известны комплексы планктонных фораминифер, позволяющие сопоставить выделенные горизонты с зонами планетарной стратиграфической шкалы.

² Олигоценые отложения известны не только в пределах прогиба, но и на Восточном Хоккайдо, в районе Кусиро.

³ Это диатомовые породы характерного облика, довольно плотные, темно-серые, но при выветривании сильно осветляющиеся и превращающиеся в мелкую остроугольную шебенку.

⁴ Сходно с плиоценовыми образованиями п-ова Ламанон на Сахалине.

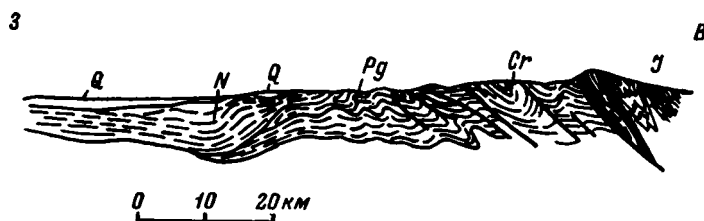
в полосе узкого субмеридионального пролива. Согласно данным бурения, мощность плейстоценовых слоев местами более 450 м (Nagaо а.о., 1959). В северной части прогиба к плейстоцену относятся маломощные осадки морских и речных террас. В низовьях р. Тесио и в долине р. Исикари осадконакопление продолжалось и в голоцене. Однако мощность и распространение голоценовых толщ в общем незначительны. В горах Хидака, на высоте 1390 м и более, известны следы многократных четвертичных оледенений. Для некоторых вулканов на западном борту прогиба и в прилегающей зоне отмечаются извержения вплоть до исторического времени. Зона вулканической активности четвертичного времени, унаследованно развивавшаяся с неогена, была связана с формированием молодых структур во внутреннем поясе островных дуг, а не с особенностями прогиба Исикари-Румои ("Геологическое развитие...", 1968). Правда, отдельные вулканы этой зоны оказались и в пределах прогиба.

Осадочные толщи прогиба Исикари-Румои содержат залежи угля, нефти и газа. Угольные месторождения, как и на юге Сахалина, связаны с палеогеновыми и миоценовыми отложениями. Нефтепроявления отмечены в разных горизонтах разреза от меловых до неогеновых, но промышленные скопления нефти и газа обнаружены только в третичных породах. Все месторождения небольшие¹.

Их основная группа расположена к югу от залива Исикари. Залежи связаны со структурами осевой зоны и западного борта прогиба Исикари-Румои; в пределах восточного борта известны только месторождения газа, получаемого из угленосных отложений. Другая группа месторождений приурочена к северной центриклинали прогиба Исикари-Румои. Эти месторождения для нас наиболее интересны, так как располагаются в геологических условиях, сходных с условиями южной центриклинали Западно-Сахалинского прогиба. Следует, правда, отметить, что на Хоккайдо известные продуктивные горизонты (средний и верхний миоцен) залегают в лучших структурных условиях, чем в более поднятой зоне юга Сахалина.

Структурные формы прогиба Исикари-Румои во многих районах изучены довольно подробно, для некоторых участков осевой зоны имеются данные бурения. Прогиб в целом представляет довольно широкую и пологую структуру асимметричного сечения, сходную с Западно-Сахалинским прогибом (рис. 27). В районе гор Кабато в нем намечается поперечное поднятие. На западном борту прогиба слои залегают очень полого, но местами нарушены небольшими сбросами и взбросами, около которых их наклон увеличивается до 50°. Осложнение пологой моноклинали структуры создают также отдельные вулканические постройки от неогеновых до современных. Более крутой восточный борт прогиба нарушен взбросами, надвигами и мелкими складками, часто приразломными.

Рис. 27. Схематический геологический разрез через прогиб Исикари-Румои ("Геологическое развитие...", 1968). Черным показаны серпентиниты



Структуры восточного борта простираются субмеридионально, образуя иногда плавные перегибы к северо-западу или северо-востоку. Они особенно усложняются на южном отрезке восточного борта, дугообразно изогнутом к западу. Здесь наблюдается целая система надвиговых чешуй и лежащих складок с общим смещением в западном направлении. Они нарушают и отложения "группы Сорачи" в поясе Камуикотан, и меловые слои на борту прогиба Исикари-Румои. С крупными надвигами

¹ Некоторые сведения о месторождениях приводятся в статье Р.Д.Родниковой и других (1968).

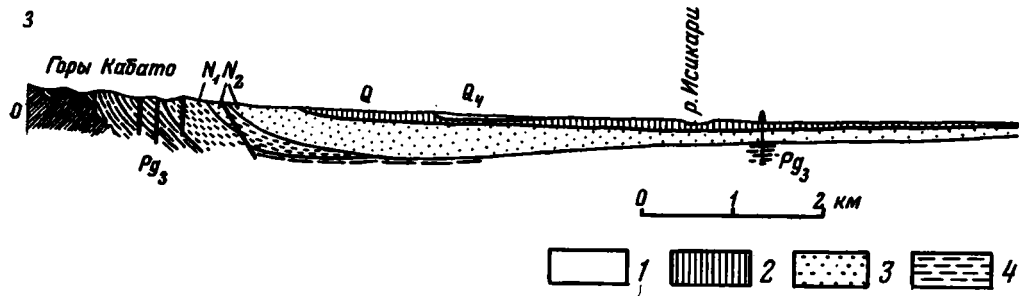


Рис. 28. Геологический разрез через прогиб Исикари-Румои
 1 - голоценовые отложения; 2 - плейстоценовые отложения; 3 - плиоценовые отложения ("группа Исикари"); 7 - дотретичные отложения; 8 - разломы. Буквы - "Такане", ак - "Акабира", в - "Бибай", w - "Ваканабе",

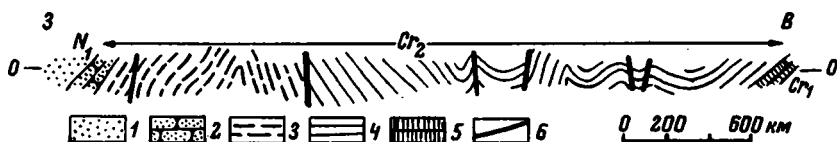


Рис. 29. Геологический разрез по р. Тесио на севере прогиба Исикари-Румои (Matsumoto, 1942)
 1 - неогеновые отложения; 2 - "группа Хакобучи" (верхи кампана - маастрихт); 3 - "группа Верхнее Иезо" (коньяк-кампан); 4 - "группа Среднее Иезо" (альб-турон); 5 - "группа Нижнее Иезо" (апт-альб); 6 - разломы

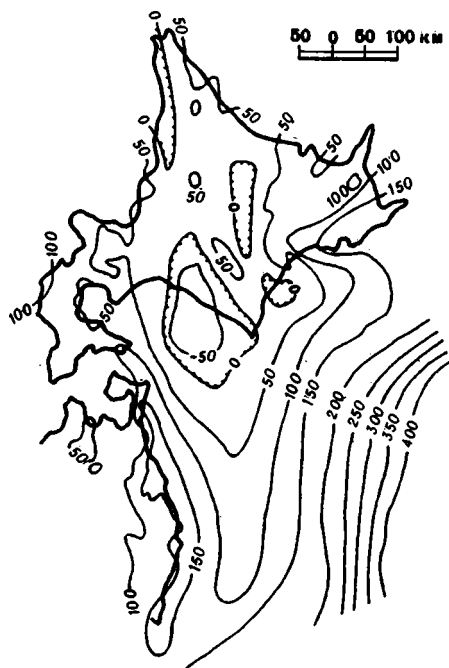
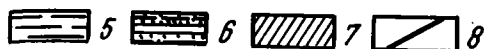


Рис. 30. Схема аномалий Буге на о-ве Хоккайдо (Рикитаке, 1970)

вдоль восточной границы прогиба связаны тела гипербазитов и зона глаукофанового метаморфизма¹. Образование всего этого сложного структурного комплекса произошло, по-видимому, до эоцена ("Геологическое развитие...", 1968). Однако перемещение по надвигам происходило и позднее - скорее всего в неогеновое время. На угольном месторождении Юбари слои палеогена дислоцированы вместе с меловыми. Они образуют лежащие и опрокинутые складки, а местами перекрываются меловыми толщами, залегающими в бескорневых тектонических покровах (см. рис. 25). Ближе к осевой части прогиба дислокации становятся более простыми, особенно в неогеновых слоях. Севернее Юбари, в районе угольного месторождения Сорачи, дислокации менее напряженные; распространены небольшие сбросы и взбросы (рис. 28).

На северном отрезке восточного борта строение моноклинали довольно простое (рис. 29), сходное с наблюдающимся в Западно-Сахалинских горах. Осложняющие

¹ Сходная с метаморфической зоной на западе Сусунайского хребта Сахалина.



в районе Сорачи (Matsui а.о., 1965) жения; 4 - миоценовые отложения; 5 - олигоценые отложения; 6 - палеогеновые "формации" в составе "группы Исикари": а - "Ашибецу", h - "Хиракиси", t - yu - "Юбари", hr - "Хорокабецу", п - "Ноборикава".

складки нередко связаны с разломами. Их крылья наклонены под средними и крутыми углами. Антиклинали обычно более узкие и линейные, чем синклинали. Они располагаются параллельно общему простиранию моноклинали или отклонены к северо-западу. На северной центральноклинали прогиба, вблизи м.Соя, закартирована серия линейных складок, напоминающих складки района Кириллова и Горнозаводска на Сахалине (см. рис. 26). Антиклинали немного более узкие, чем синклинали, с наклоном крыльев под средними углами.

Образование основных дислокаций в прогибе Исикари-Румои японские геологи относят к позднему кайнозою. На отдельных участках наблюдались следы современных движений. Отмечаются эпицентры землетрясений различной глубинности, однако в их расположении отчетливо видна связь с сейсмической зоной островных дуг (Рикитакэ, 1970). Эпицентры наиболее сильных землетрясений сосредоточены вблизи Тихоокеанского побережья. Многие исследователи подчеркивают связь современных движений Японии с плиоцен-плейстоценовыми. В осевой зоне прогиба Исикари-Румои сейчас продолжается слабое погружение; общее прогибание в течение четвертичного времени составило около 500 м. Как показывает положение речных террас, бортовые части прогиба испытывают относительное поднятие. Для соседней зоны хребта Хидака определено поднятие с начала плейстоцена на 640 м. Зоны современных поднятий и опусканий находят прямое выражение в аномалиях гравитационного поля ("Геология и минеральные...", 1961; Рикитакэ, 1970; рис. 30). Поднятию поясов Хидака и Камуикотан и современному хребту соответствует гравитационный максимум (до +50, реже +70 мгл на юге). Осевой зоне прогиба Исикари-Румои (и современной низменности) отвечает гравитационный минимум. В северных районах его величина около -10 мгл, на поперечном поднятии в районе гор Кабата отмечают слабые положительные значения, а в наиболее погруженной южной части - снова отрицательные около -60 мгл. Продолжение отрицательной аномальной зоны в прилегающей части Тихого океана соответствует, по-видимому, южному погруженному участку прогиба.

Дальше по простиранию структурная зона Центрального Хоккайдо не прослеживается. Однако на островах Восточной Азии выявляются и другие подобные структуры. Лучше других изучен прогиб Алишань на Тайване. Его геологические особенности будут описаны более подробно, так как они мало известны советским геологам.

Прогиб Алишань на Тайване

Остров Тайвань расположен в краевой части кайнозойской тектонической области. Широкая (до 150 км) зона, примыкающая к нему на западе, скрыта под водами Тайваньского пролива, поэтому характер ее структур неизвестен. Вдоль западного побережья пролива каледонская складчатая область Катазии обладает рядом своеобразных черт, характерных обычно для структур мезозоид. Здесь в узких прогибах северо-восточного простирания отмечаются дислоцированные мезозойские отложения

большой мощности¹, повсеместно распространены мезозойские граниты, широкой полосой протягивается верхнеюрско-меловой вулканический пояс (Нагибина, 1963; Устиев, 1959). Не исключено, что восточнее, в зоне Тайваньского пролива, имеются и другие черты, свидетельствующие о развитии там складчатых образований мезозойской эры. В таком случае структурные взаимоотношения в этой части Восточной Азии подобны отмеченным в районе Сахалина. Кайнозойские тектонические структуры Тайваня, несомненно, сходны с сахалинскими.

Как и на Сахалине, в относительно приподнятой восточной области Тайваня обнажены породы верхнего палеозоя - нижнего мезозоя², входящие в состав метаморфического комплекса Центрального хребта. Это хлоритовые, графитовые, роговообманковые сланцы, филлиты, сланцеватые песчаники, кварциты и кристаллические известняки, связанные с метаморфизмом осадочных пород. Горизонты амфиболитов образуются, возможно, по магматическим породам основного состава. Характерны значительные мощности отложений, метаморфизм зеленосланцевой фации³, развитие небольших крутых и сжатых складок, местами перевернутых. В составе комплекса известны тела серпентинитов и более молодые интрузии сильно измененных кварцевых диоритов или гранодиоритов. Определения абсолютного возраста по слюдам из кварцевого диорита дали 86 млн. лет, из пегматита - 33 млн. лет. Предполагается, что образование складок, метаморфизм и внедрение интрузий связаны с позднемезозойской орогенцией (Но, 1967). Современное распространение пород метаморфического комплекса связано с крупным горстом, протянувшимся на северо-северо-восток более чем на 200 км, при ширине порядка 20 км (рис. 31).

Восточнее, в пределах Восточного Берегового хребта, распространены неогеновые отложения, выполняющие линейный грабенообразный прогиб (150 x 15 км), на востоке обрезанный береговой линией. Они залегают, по-видимому, на позднемезозойских складчатых образованиях ("Основы...", 1962; Но, 1967). Отмечаются большие мощности неогеновых толщ и отличие их по составу от развитых на западе Тайваня. В основании разреза располагается мощная толща андезитовых агломератов и туфогенных песчаников. Вверх или, возможно, по простиранию они сменяются мощной толщей алевролитов с прослоями песчаников и конгломератов, с линзами известняков, содержащих нижнемиоценовые ископаемые. Для терригенных пород характерна плохая сортировка зерен, наличие следов подводного оползания и мелких деформаций. Более высокий горизонт на юге и на юго-востоке хребта образован неслоистыми алевролитовыми и глинистыми породами с хаотичным расположением частиц, с многочисленными экзотическими блоками песчаников, известняков, базальтов, андезитовых агломератов, габбро, перидотитов, серпентинитов (кислые породы не отмечаются). Горизонт достигает мощности более 1 км, содержит в цементе и в глыбах смешанную фауну миоцена - плиоцена. К. Хо считает его образованием типа "дикого флиша", связанным с подводным оползанием огромного масштаба и поступлением экзотических глыб с поднятия, располагавшегося на востоке. У южной оконечности хребта алевролитовые и глинистые породы фациально замещаются конгломератами из гальки пород отмечавшегося метаморфического комплекса; подобное замещение происходит, вероятно, и на севере. На востоке территории, в надвиговой пластине, которая перекрывает отложения миоцена - плиоцена, описана мощная толща слоистых терригенных пород того же возраста, отличающихся от лежащих ниже надвига. Верхние слои разреза образованы рифовыми известняками и терригенными породами плейстоцена, известными местами вдоль побережья. Упоминаются также андезиты четвертичного возраста.

¹ Помимо континентальных отложений в прогибах близ Кантона и Гонконга упоминаются очень мощные морские толщи юры терригенного и кремнисто-глинистого состава с прослоями лав и туфов (Микунов, 1963).

² В них известны только пермские ископаемые.

³ На отдельных участках отмечается развитие гнейсов.

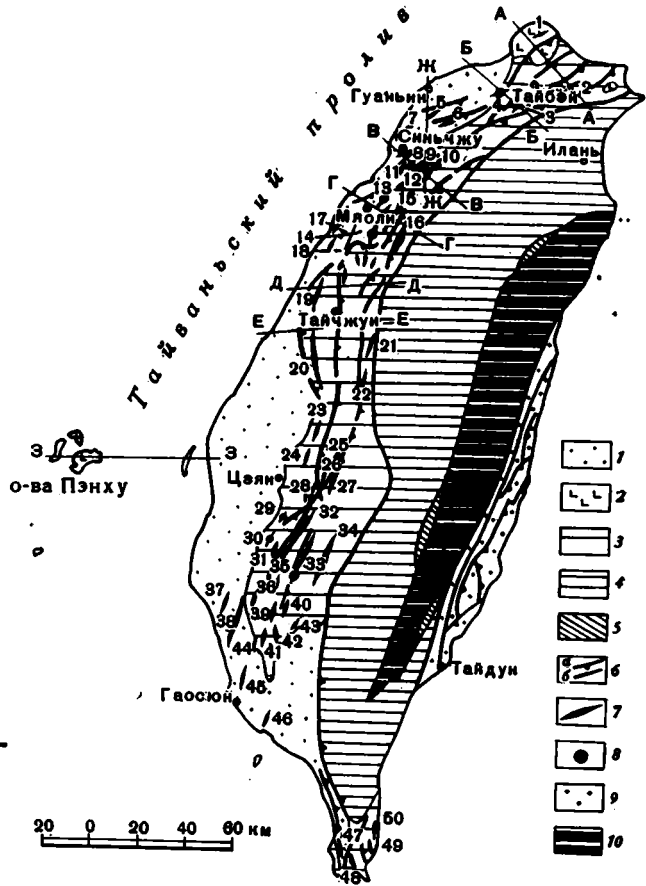
Рис. 31. Геологическая схема Тайваня (Elishewitz, 1963; Meng, 1965)

Прогиб Алишань: 1 - четвертичные отложения; 2 - плиоцен-плейстоценовые вулкано-генные образования; 3 - неогеновые отложения; 4 - палеогеновые отложения; 5 - меловые отложения; 6 - разломы (а - надвиги, б - прочие разломы); 7 - антиклинальные складки; 8 - залежи нефти и газа. Структуры восточной области Тайваня: 9 - грабенообразный прогиб, выполненный позднекайнозойскими отложениями; 10 - горстовое поднятие Центрального хребта, с выходами верхнепалеозойско-мезозойского (?) метаморфического комплекса.

Цифры на схеме - антиклинальные складки:

1 - Чиеншанху, 2 - Хоутунг, 3 - Чиншуйкенг, 4 - Шанцехяо, 5 - Пингчен, 6 - Хукоу, 7 - Кенцешан, 8 - Чунгцаоху, 9 - Паошань, 10 - Чжудун, 11 - Тоухуанпинг, 12 - Фанпокенг, 13 - Чиншуй, 14 - Чухуанкенг, 15 - Пакуали, 16 - Ситаопанг, 17 - Тунсяо, 18 - Тъехченшан, 19 - Татушан, 20 - Пакуашан, 21 - Куосинг, 22 - Эрчиеншан, 23 - Нейлин, 24 - Хсяомей,

25 - Харливей, 26 - Таху, 27 - Хсяокунтъен, 28 - Чунлун, 29 - Лючунгчи, 30 - Нюшан, 31 - Вушантоу, 32 - Санчиеншан, 33 - Чутоучи, 34 - Чисаиен, 35 - Чиусенлин, 36 - Напалин, 37 - Тайнань, 38 - Чунчоу, 39 - Линчуан, 40 - Муча, 41 - Сяокуншуй, 42 - Кенней, 43 - Нейляо, 44 - Каншан, 45 - Пандишань, 46 - Феншан, 47 - Хэнчунь, 48 - Тапанлоу, 49 - Маньчжоу, 50 - Чиупонг. Буквы - линии геологических разрезов: АА и ББ - рис. 35; ВВ и ГГ - рис. 37; ДД и ЕЕ - рис. 38; ЖЖ - рис. 41; 33 - рис. 42



Самым крупным нарушением неогеновых толщ является протяженный пологий надвиг со смещением на запад. По нему установлено сближение разновозрастных, но разнофациальных слоев. Известны также небольшие крутые разломы и брахискладки. По границе неогенового прогиба с горстом Центрального хребта протягивается на северо-северо-восток (на 150 км при ширине 5-7 км) Продольная долина Тайваня. Это удивительно линейная зона рифтового строения¹. Она выполнена плейстоценовыми и более молодыми отложениями и ограничена крутыми разломами с диагональным смещением (Vic, 1960; Allen, 1962). При современных землетрясениях преобладают левобочковые движения. Геологические и топографические данные свидетельствуют о значительных вертикальных перемещениях вдоль зоны Продольной долины.

В западной области Тайваня в северо-северо-восточном направлении протягивает-

¹ Судя по рельефу морского дна, эта зона продолжается далеко на юг.

ся кайнозойский прогиб Алишань, подобный Западно-Сахалинскому. Восточный борт прогиба виден на западном склоне и в предгорьях Центрального хребта. Он представляет моноклиналь, образованную верхнемеловыми (?), палеогеновыми и неогеновыми толщами и значительно осложненную надвигами, взбросами и приразломными складками. Западный борт построен значительно проще и характеризуется уменьшением мощности толщ и выклиниванием ряда горизонтов, наблюдающимся на западе прибрежной равнины.

Верхнемеловые – палеогеновые отложения восточного борта (несколько километров) представлены разнообразными аргиллитами и аспидными сланцами с подчиненными пачками и прослоями полимиктовых и кварцевых песчаников, с несколькими горизонтами конгломератов. Конгломераты состоят из гальки пород подстилающего метаморфического комплекса и самой аргиллитовой толщи; предполагается поступление этой гальки с востока и отчасти с запада (Schreiber, 1965). Местами в толще видны пласты диабазов, базальтов, андезитов и их пирокластов. Ископаемые редки: известны находки в линзах известняка фораминифер эоцена и олигоцена-аквитана, а в гальке конгломератов – кораллов верхов мела – палеогена. Палеогеновые отложения дислоцированы и слегка метаморфизованы, их обломки встречаются в неогеновых слоях. Но доказательств углового несогласия между палеогеновыми и неогеновыми отложениями нет. Некоторые исследователи считают, что эти отложения образуют единую серию, особенно на юге территории, что накопление их было непрерывным, произошли только смещение неогенового прогиба на запад, дислокации и слабая метаморфизация пород на востоке (Ho, 1967). На восточном борту прогиба палеогеновые и неогеновые толщи соприкасаются большей частью вдоль взброса. В пределах западного борта палеогеновые слои, возможно, полностью выклиниваются. При бурении в районе Бэйцзяна ниже миоценовых слоев была обнаружена только маломощная (около 180 м) пачка, которая может соответствовать палеогену или верхнему мелу. Это грубые риолитовые туфы с прослоями туфопесчаников и красных глинистых сланцев, имеющие черты сходства с однообразными породами Катазии ("Report...", 1959). Более низкие горизонты (мощностью до 660 м) содержат нижнемеловую фауну и представлены песчаниками, а вверху – уплотненными глинистыми сланцами (Matsumoto a.o., 1965; Schreiber, 1965). На подстилающих образованиях они залегают с угловым несогласием и базальным конгломератом.

Неогеновые отложения прогиба Алишань довольно хорошо изучены и закартированы в нефтеносных районах Западного Тайваня. В их составе выделяется ряд глинистых и терригенных толщ, залегающих согласно и без значительных перерывов. Общая мощность отложений достигает на востоке 7 км и больше и постепенно уменьшается в западном направлении. На западном борту прогиба мощность неогеновых толщ составляет лишь 1,5–2 км. В южной части прогиба весь разрез образован нормально-морскими отложениями, с чередованием пачек однородных глинистых сланцев и переслаивания их с алевролитами. Кварцевые и полимиктовые песчаники встречаются в отдельных пластах и прослоях, только в низах верхнего миоцена и в низах верхнего плиоцена они слагают достаточно мощные толщи (до 500–600 м). В некоторых горизонтах наблюдается частое и ритмичное переслаивание песчаников и глинистых сланцев. Иногда в верхних слоях миоцена отмечаются базальтовые лавы и туфы. Детальное описание разреза проведено на междуречье Чжошуйцы и Хоуцзюэцзы (Chang, 1963, 1964, 1965; Hsiao, 1964; рис. 32):

верхний миоцен¹:

- 1) глинисто-алевролитовая толща ("Чангчхкенг", 750 м)²;
- 2) полимиктовые песчаники ("Тангеншан", или "Куантаошан", 450 м);
- 3) массивные глинистые сланцы с отдельными тонкими прослоями более песчаных разностей ("Шихлюфен", или "Еньшуйкенг"), мощность их на востоке составляет более 400 м и уменьшается к западу до 100–60 м;
- 4) частое переслаивание тонкополосчатых глинистых сланцев и песчаников, в низах с более мощными пластами песчаников, средне- и крупнозернистых (Айляочао), мощность уменьшается от 400–600 м на восточном борту прогиба до 100 м на западе;

¹ Более низкие слои не достигнуты скважинами.

² Здесь и далее в скобках дано название формации.

5) глинистые сланцы и алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников ("Маупу"), мощность уменьшается в западном направлении от 500 до 50 м;

6) чередование пластов (по 3-5 м) массивных песчаников и более мощных пачек глинистых сланцев или пачек переслаивания их с песчаниками ("Чутоучи"), мощность изменяется к западу от 900 и более до 200 м;
нижний плиоцен;

7) алевролиты и глинистые сланцы, с чередованием однородных пачек и пачек переслаивания (по несколько десятков метров), мощностью от нескольких сотен метров до 1180 м ("Чунлун");

8) глинистые песчаники, мелко- и среднезернистые, с прослоями и пачками (до нескольких десятков метров) алевролитов, в низах - с пачкой (125 м) глинистых станцев ("Няотсуй", около 650 м);

9) чередование пачек (мощностью порядка 100 м) глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников, то однородных, то с прослоями других пород ("Юншуйчи", около 450 м);
верхний плиоцен;

10) мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых пород и алевролиты с прослоями глинистых сланцев и песчаников, образуют пачки от нескольких десятков метров до 200 м ("Лючунгчи", 760 м);

11) глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников, в основании с пачкой (около 50 м) конгломератов, переходящих в песчаники ("Канхсяля", 540 м);
плиоцен-плейстоцен;

12) чередование пачек (до 100 м и более) полимиктовых песчаников, крупно- и среднезернистых, алевролитов, глинистых сланцев и пачек частого переслаивания глинистых сланцев с песчаниками ("Эрхчунчи", 440 м);
плейстоцен;

13) алевролиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников, мелко- и среднезернистых, с обломками древесины ("Люшунг", до 1040 м).

На детальном материале в южной части прогиба Алишань прослежены значительные изменения мощностей всех толщ вкост его простираия. В районе Цзяи мощность слоев верхнего миоцена - нижнего плиоцена на восточном борту прогиба достигает 4500 м и сокращается к западу до 500 м. Мощность слоев верхнего плиоцена в западном направлении уменьшается от 100 до 200 м севернее Цзяи и от 1800 до 600 м на юге района.

Близ Бейцзяна весь разрез западного борта прогиба, включая слой от среднего миоцена до плейстоцена, имеет мощность около 1300 м (Huang, 1963; рис. 33). Однако такое сокращение мощности отложений не сопровождается существенным изменением их состава.

Вдоль простираия прогиба Алишань прослеживается постепенное изменение характера неогеновых отложений. На юге в них наблюдается уменьшение количества песчаников. В самых южных районах, близ Гаосюна, весь обнаженный разрез сложен алевролитами с прослоями песчаников и горизонтом рифовых известняков (500 м) в верхах плиоцена. Общая мощность отложений около 2000 м, возраст их плиоцен-плейстоценовый (Sun, 1963).

В северном направлении в неогеновых толщах значительно возрастает роль песчаников. Уже в районе Мяоли в разрезе преобладают полимиктовые и кварцевые песчаники с прослоями алевролитов или глинистых сланцев. Севернее количество песчаников увеличивается еще больше. Глинисто-алевролитовые толщи сохраняются в районе Таоюаня только в верхах среднего миоцена и в низах плиоцена (до 300 м), а в скважине у Гуаньина они отсутствуют. Одновременно в ряде горизонтов миоцена прослеживается смена морских отложений прибрежными и континентальными. В районе Мяоли появляется паралическая угленосная толща (1000 м) в низах верхнего миоцена, а у Таоюаня - также толщи (по 600-700 м) в середине нижнего и в основании среднего миоцена.

Присутствие базальтовых туфов, туфобрекчий и небольших лавовых потоков в миоценовых толщах для северных районов более характерно, чем для южных. Известны они на разных стратиграфических уровнях. В отложениях нижнего и среднего миоцена отмечаются также линзы кремнистых известняков.

В северо-восточной части прогиба Алишань известны самые нижние горизонты неогена; по обнажениям и скважинам описан следующий разрез (Tang, 1964; Schreiber, 1965; см. рис. 32):

нижний миоцен:

1) чередование пачек (по несколько десятков или сотен метров) песчаников, кварцевых или полимиктовых, нередко грубозернистых, и глинистых сланцев. Наибольшее количество песчаников и максимальная мощность (1200 м) отмечаются в самых северных районах, близ Цэилуна ("Вучишан");

2) выше песчаники становятся крупно- и среднезернистыми и чередуются с пачками частого переслаивания песчаников и глинистых сланцев, содержащими угольные пласты (по 40–50 см, иногда до 1 м). Близ Таоюаня эти отложения образуют нижнюю параличскую угленосную серию ("Мушан", 500–600 м), фациально замещающую морские отложения района Мяоли. Характерно распространение в породах кривой слоистости, следов ряби и складок оползания;

3) вверх по разрезу пласты полимиктовых песчаников, средне- и мелкозернистых, чередуются с пачками глинистых пород или пачками частого переслаивания их с песчаниками ("Таяо"). В основании этой толщи на севере часто наблюдается горизонт базальных туфов, туфоагломератов и туфопесчаников с линзами кремнистых известняков, песков и глинистых сланцев ("туфы Кунгкуан", до 270 м). Общая мощность толщи достигает на востоке 600 м и уменьшается в западном направлении; средний миоцен:

4) средняя параличская угленосная серия северных районов ("Шихти") фациально замещает морскую толщу района Мяоли ("Чухуанкенг"). Подобно нижней серии она образована чередующимися пачками массивных песчаников, среднезернистых, преимущественно кварцевых, и пачками частого переслаивания песчаников и глинистых сланцев с отдельными тонкими (30–60 см) пластами угля. В толще отмечаются базальтовые интрузии, лавы, туфы и агломераты; мощность изменяется от 300 м на западе до 600–900 м на востоке;

5) выше следуют массивные полимиктовые песчаники, средне- и мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами ("Пейляо", до 400 м и более); в верхней части толщи резко преобладают песчаники, близ кровли они содержат кремнистые известняки, встреченные в тонких прослоях и двух линзах мощностью 10 и 30 м;

6) **толща** глинистых сланцев ("Тэлу") с отдельными прослоями песчаников, мощностью от нескольких десятков метров на северо-западе территории до 300 м и более на востоке;

7) массивные песчаники, полимиктовые и кварцевые, мелко- и среднезернистые, с прослоями и пачками глинистых сланцев, а также пачками частого ритмичного переслаивания песчаников и глинистых сланцев, с несколькими угольными пластами ("Чиеншишан", или "Куаньиншан", 150–220 м), местами с пластами базальтовых лав и пирокластов; верхний миоцен:

8) песчаники, среднезернистые, с тонкими прослоями глинистых сланцев и несколькими угольными пластами, иногда с пластами базальтовых лав и пирокластов ("Нанчуанг", 800 м и более). Отложения "формаций Чиеншишан и Нанчуанг" объединяются в верхнюю угленосную серию Тайваня. В районе Мяоли им соответствуют угленосные отложения "формаций Хопай и Шангфучи";

9) толща массивных глинистых песчаников, от мелко- до крупнозернистых, с прослоями алевролитов ("Тэпу", 250 м);

10) толща переслаивания песчаников и алевролитов ("Эрхчу", 500 м); **плиоцен:**

11) глинистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников ("Чиншуй", 130–350 м);

12) выше с постепенным переходом следует толща массивных песчаников с прослоями алевролитов и отдельными пластами конгломератов ("Чолан", до 2900 м).

Отмеченные мощности неогеновых толщ наблюдаются на юго-востоке площади, по направлению к Таоюаню мощности многих толщ сокращаются. Наиболее значительное сокращение мощности прослеживается вквост простираения прогиба. В скважине, пробуренной на его западном борту около Гуаньина, общая мощность неогеновых отложений (начиная с "формации Мушан") составляет немногим более 1500 м (Tang, 1964).

Рис. 32. Стратиграфические разрезы неогеновых и плейстоценовых отложений прогиба Алишань на Тайване (Chang, 1963, 1964, 1965; Tang, 1964).

Условные обозначения см. на рис. 3

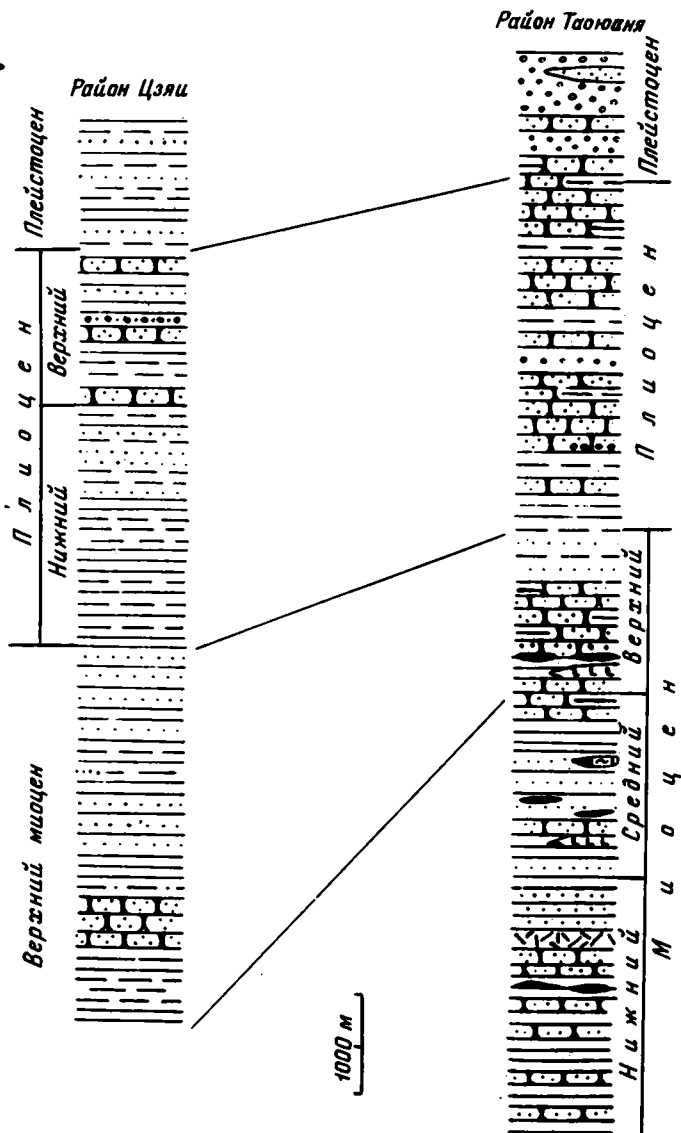
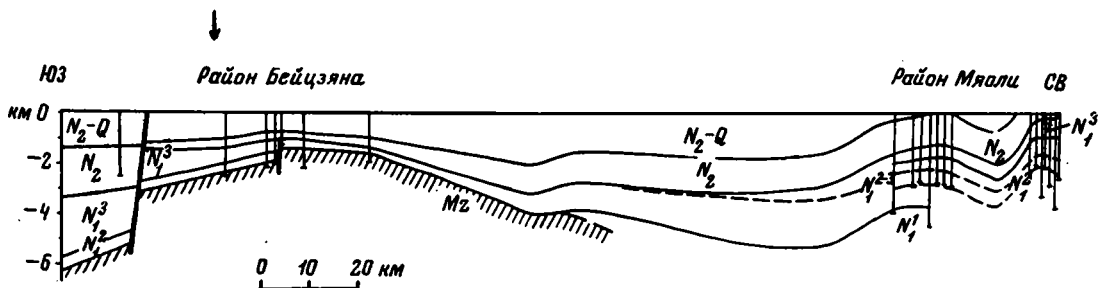


Рис. 33. Продольный геологический разрез через прогиб Алишань на участке между Бейцзяном и Мяоли (Sun, 1964)

Косая штриховка — комплекс основания прогиба



В ряде районов одновременно с сокращением мощности в отложениях увеличивается количество песчаников в западном направлении (Schreiber, 1965; Chou, 1964; Tang, 1964, и др.). Однако изменения отложений вкrest простираения прогиба не очень существенны. Источники сноса обломочного материала неогеновых пород предполагаются как на западе, так и на востоке.

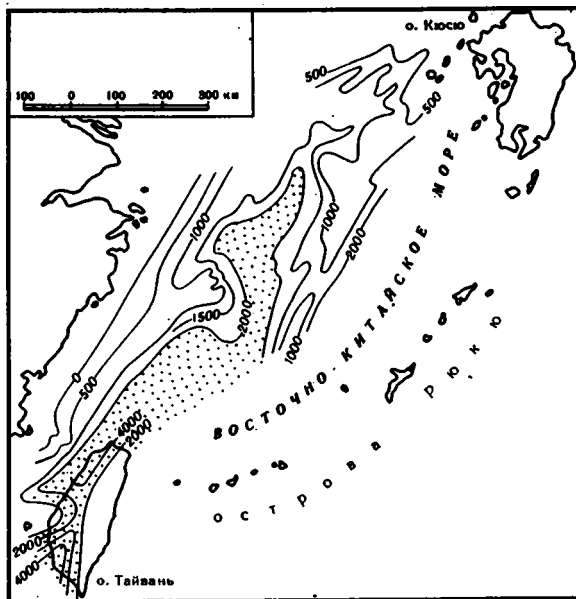


Рис. 34. Схема изопакит верхнего осадочного комплекса в Восточно-Китайском море (Емегу а.о., 1969)

Изопакиты проведены через 500 м. Крапом отмечена зона, где мощность осадков превышает 2000 м

В осевой части прогиба Алишань разрез надстраивается толщами плиоцен-плейстоцена ("формация Тоукошан", до 1500 м), залегающими согласно. Нижняя толща ("фация Хсиангшан") образована полимиктовыми песчаниками (от средне- до грубозернистых), с незакономерными прослоями глинистых пород и иногда гравелитов, с обилием растительного детрита;

ее мощность несколько сотен метров. Вверх и частично по простиранию эта песчаная толща сменяется конгломератами с линзами грубозернистых песков и песчаников, с обломками древесины, с остатками озерной и морской фауны ("фация Хуоеншан"). Конгломераты состоят из гальки и валунов палеогеновых и неогеновых пород. Их мощность в районе Мяоли и Тайчжуна достигает 1000 м. К югу и отчасти к северу конгломераты замещаются более тонкими терригенными породами, обычно мелководно-морскими (см. выше). Эти молассовые толщи накапливались во время интенсивного поднятия Центрального хребта Тайваня, возможно, одновременно с формированием некоторых надвигов. Основные дислокации имели место позднее и захватили как неогеновые, так и плейстоценовые толщи. Образовавшиеся формы перекрыты с несогласием маломощными отложениями верхов плейстоцена и голоцена. Как отмечает К. Хо (Хо, 1967), это единственное значительное несогласие в кайнозойской серии Западного Тайваня.

Выше поверхности несогласия залегают маломощные (до 10-30 м), но весьма разнообразные осадки, свидетельствующие о значительной подвижности территории в позднем плейстоцене. На юго-западе Тайваня известны верхнеплейстоценовые рифовые известняки. На большей части прибрежной низменности распространены коричневые глины и гравий, которые формировались при латеритном выветривании на поверхности, поднятой выше уровня моря. На севере местами встречаются кораллы, выросшие на образованиях коры выветривания при последующем погружении территории (Ма, 1963). Вместе с тем на больших высотах (3600-3900 м) отмечены цирки горных ледников (Ма, 1963). Кроме того, на севере острова - на продолжении дуги Рюкю - развиты плейстоценовые вулканические образования андезитового состава. На островах Пэнху, лежащих в Тайваньском проливе, у западного борта прогиба, известны плейстоценовые базальты, подобные развитым на юге Катазии. К голоцену относятся маломощные речные и мелководно-морские осадки на прибрежной равнине и образования конусов выноса в предгорьях.

С неогеновыми отложениями западного Тайваня связаны крупные залежи угля, нефти и газа. Угольные пласты известны в северных районах в составе трех угленосных серий (нижне-, средне- и верхнемиоценовой, см. выше). Продуктивными на газ оказались различные горизонты миоцена, а в южных районах - также и верхнего плиоцена. Залежи нефти обнаружены только в отложениях нижнего и среднего миоцена ("Report ...", 1959). Коллекторами служат разные типы песчаников.

Структурные формы прогиба Алишань прослеживаются в пределах острова на 400 км по простиранию и до 100 км вкrest простирания. Судя по данным МОВ, прогиб прослеживается к северо-востоку еще не менее чем на 800 км (Емегу а.о., 1969; рис. 34). В поперечном сечении прогиб Алишань асимметричен. Его восточный

Рис. 35. Схематические геологические разрезы через прогиб Алишань в районе Таюаня (Meng, 1965)
 1 - отложения "формации Вучихшан" (нижний миоцен);
 2 - плиоцен-плейстоценовые вулканогенные образования.
 Буквы в кружках - разломы: С - Синьдянь, Т - Тайбэй, К - Канчао, Ся - Синчуань

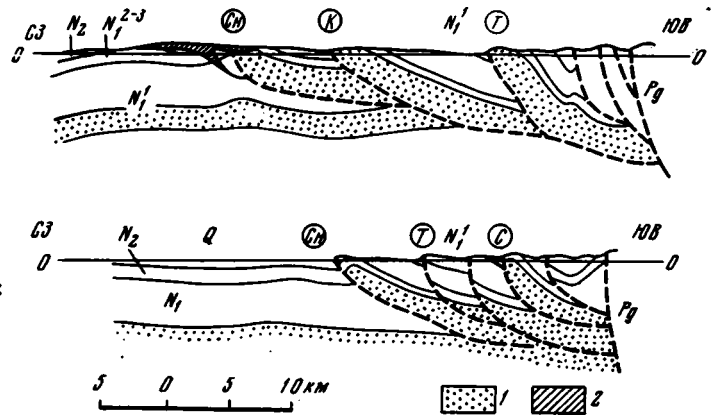
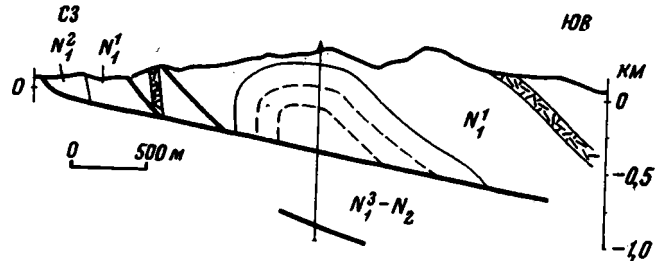


Рис. 36. Геологический разрез через антиклиналь Шаншея (Elishewitz, 1963)
 Заштрихован маркирующий горизонт туфов в нижнемиоценовых отложениях



борт значительно более крутой и нарушенный, чем западный. Он простирается на северо-северо-восток, образуя несколько плавных перегибов. В широкой полосе на востоке (до 40 км) видны аргиллиты мела - палеогена, сильно перемятые и рассланцованные. Кроме сравнительно мелких складок здесь известно несколько протяженных флексур северо-восточного простирания, разделенных обычно разломами с диагональным смещением (Ho, 1967). Палеогеновые толщи оборваны взбросом, к западу от которого обнажаются только неогеновые отложения.

В полосе, примыкающей к этому взбросу, слои миоцена нарушены многочисленными продольными разломами и небольшими складками. Далее к западу при детальном картировании в неогеновых толщах была выявлена серия протяженных пологих надвигов с перемещением на запад до 10 км и более (Meng, 1965, и др.). Они особенно распространены на северном отрезке восточного борта, обращенном дугой к западу. Простирание структур надвиговой зоны соответствует простиранию восточного борта. Вдоль фронта каждого из надвигов располагаются узкие асимметричные антиклинали с более крутыми северо-западными и западными крыльями, часто повернутыми и оборванными этими надвигами. Надвиговые чешуи представляют синклинальные складки (реже моноклинали), каждая из которых частично перекрыта по следующему к востоку надвигу. Обычно антиклинали значительно уже сопряженных синклиналей и протягиваются на 20-30 км при ширине в несколько километров.

На профилях, приводимых Ч. Менгом (рис. 35), очень схематично изображены структуры, связанные с разломами Синьдянь, Тайбэй, Канчао и Синчуань в северной части прогиба. Близ поверхности сместители разломов наклонены довольно круто; с глубиной разломы, по-видимому, быстро выполаживаются и превращаются в надвиги (Elishewitz, 1963; Meng, 1965, и др.). В синклинальных складках и моноклиналях, образующих надвиговые чешуи, слои наклонены под средними углами или полого; крутые залегания наблюдаются только около разломов. Для антиклинали Шаншея, расположенной вдоль разлома Синчуань, отмечаются крутое и местами повернутое (с наклоном под углом до 75 и даже 60°) северо-западное крыло, более пологое (30-40°) юго-восточное крыло, относительно широкий и пологий свод, рассеченный двумя небольшими разломами, и довольно крутые периклинали ("Report...", 1959; Chung, 1963; рис. 36).

Структурные формы района Мяоли (рис. 37) также связаны с надвигами. Антиклиналь Чжудун - Фампокенг образовалась вдоль надвига Синчен и в значительной части

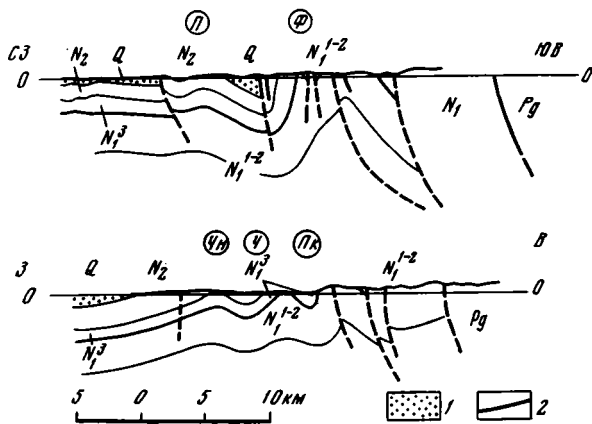


Рис. 37. Схематические геологические разрезы через прогиб Алишань в районе Мяоли (Meng, 1965)

1 - плейстоценовые отложения; 2 - подошва верхнемиоценовых слоев. Буквы в кружках - антиклинальные складки: Пк - Пакуали, Ф - Фанпокенг, Ч - Чухуанкенг, П - Паошан, Чн - Чиншуй

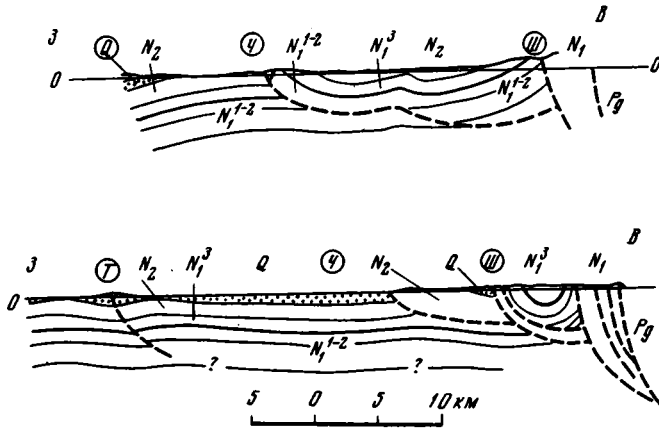


Рис. 38. Схематические геологические разрезы через прогиб Алишань в районе Тайчжуна (Meng, 1965)

Условные обозначения см. на рис. 37. Буквы в кружках - разломы: Ш - Шуантунг, Ч - Челунпу, Т - Татушан

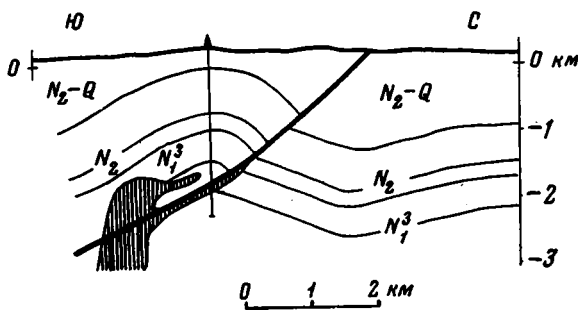


Рис. 39. Геологический разрез через антиклиналь Хукоу (Elishevitz, 1963)

Заштрихована интрузия базальтов

перекрыта по следующему к востоку надвигу. Вблизи Чжудуна антиклиналь имеет почти горизонтальный свод, пологие периклиналь и крылья ($10-20^\circ$). С приближением к надвигу Синчен наклон северо-западного крыла увеличивается до 40° , южнее - до 80° , далее по простиранию залегание слоев становится вертикальным, затем опрокинутым. Вдоль свода антиклинали выделяется несколько брахиструктур, разделенных очень пологими седлами. На юго-западе антиклиналь Фампокенг кулисно подставляется антиклиналь Чухуанкенг. Последняя представляет протяженную узкую складку, с крутыми крыльями ($50-80^\circ$), слегка асимметричную, осложненную крутым продольным взбросом ("Report ...", 1959; Chiu, 1965; Meng, 1965). Подобный характер имеют и антиклиналь Пакуали, расположенная восточнее, и некоторые более мелкие складки.

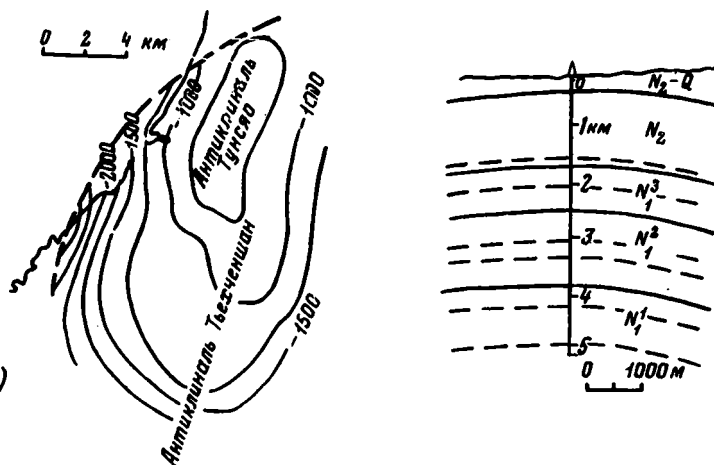
Южнее, в районе Тайчжуна, также развиты надвиговые структуры, иногда послынные (рис. 38). Характер и расположение складок обычно определяются надвигами. Так, в узкой надвиговой пластине разлома Шуантунг образовалась довольно крутая

и сжатая синклиналь. Западнее, в полосе между разломами Шуантунг и Челунпу, видна широкая и очень пологая синклинальная складка; и только непосредственно близ надвига Челунпу в ней наблюдаются достаточно крутые углы наклона (более 50°). Далее на юг сместители разломов постепенно делаются более крутыми (до $70-80^\circ$), амплитуда вертикального смещения достигает нескольких сотен метров.

В западном направлении, ближе к осевой части прогиба, разломы становятся все более редкими, а складки все более простыми и пологими, в их строении участвуют все более молодые толщи (рис. 39, см. рис. 35, 37, 38). К юго-западу от Таоюаня кулисно располагаются антиклинали Пингчен, Хукоу, Паошань, Чунгцаоху, Чиншуй, Тунсяо, Тьехченшан и некоторые другие. Они имеют простое строение, довольно пологие крылья и часто не связаны с разломами. Так, антиклиналь Чиншуй представляет почти ненарушенную, слегка асимметричную и весьма пологую складку ("Report...", 1959; Chiu, Hsu, 1963; Chiu, 1965; Meng, 1965). На ее северо-западном крыле наклон слоев изменяется от 10 до $30-40^\circ$ (близ Мяоли - до 60°); на юго-восточном крыле наклон не превышает $20-30^\circ$. Свод складки осложнен пологим поперечным седлом. При бурении профиля скважин через антиклиналь Чиншуй на глубине 3 км был подсечен пологий надвиг; другой надвиг предполагается ниже, в подошве неогеновых слоев (Elishewitz, 1963). Еще более пологие и широкие антиклинали Тунсяо и Тьехченшан (Meng, 1965; Chiu, 1965; рис. 40). Далее на юг, в антиклиналях Татушан и Пакушан, наклон крыльев изменяется от нескольких градусов до $10-15^\circ$ и очень редко достигает 20° или более, западные крылья немного круче восточных (Meng, 1965; Sun, 1965).

Рис. 40. Антиклиналь Тьехченшан в центральной части прогиба Алишань ("Case history...", 1965)

Стратоизогипсы (в метрах) проведены по структурному горизонту внутри плиоцена



Южнее, в районе р. Чжошуйцы, по гравиметрическим, сейсмическим данным и материалам бурения намечается поперечное поднятие ("массив Бэйцзян"; Meng, 1966; см. рис. 33). Здесь маломощные отложения неогена и плейстоцена перекрывают выступ дотретичных пород. К югу от р. Чжошуйцы слои верхнего миоцена, плиоцена и плейстоцена образуют моноклираль с наклоном на запад, которая с востока оборвана взбросом (Chang, 1965). Наклон слоев уменьшается от $40-50^\circ$ вблизи взброса до $10-20^\circ$ в западной части. Моноклиральное залегание лишь местами нарушено пологими изгибами слоев и небольшими складками (упоминаются антиклинали Нейлин, Хсяомей, Чунлун и Нюшан). По геологическим и сейсмическим данным, здесь фиксируются также небольшие поперечные разломы.

В самой южной части прогиба, между городами Тайнань и Гаосюн, известны пологие антиклинали Тайнань, Чунгчоу, Таканшань и Папиншань (Sun, 1963, 1964). Они выделяются как поднятия в рельефе, подтверждены сейсмическими данными по отражающему горизонту, соответствующему кровле плиоцена, а также некоторыми геологическими материалами. Для самой южной антиклинали Папиншань отмечаются наклон крыльев до 30° , осложняющий продольный взброс с юго-восточным крылом, поднятым до 200 м, и небольшой надвиг.

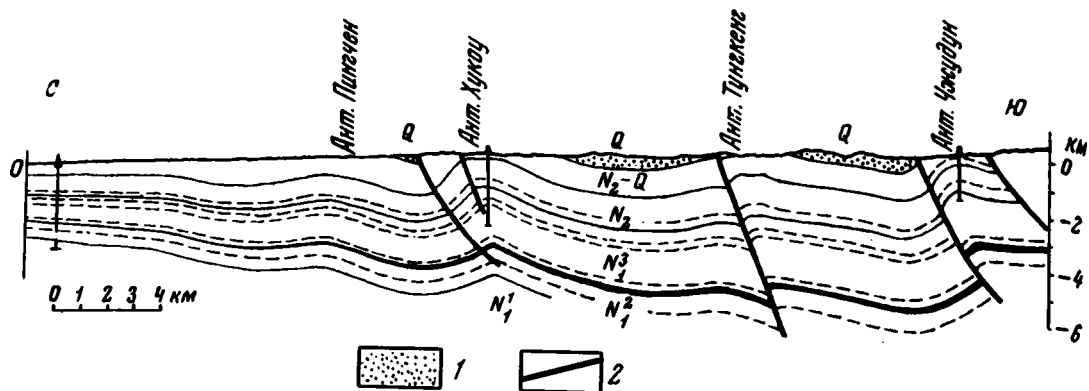


Рис. 41. Геологический разрез через западный борт и осевую часть прогиба Алишань к юго-западу от Таюаня (Tang, 1964)

1 - плейстоценовые отложения; 2 - подошва верхнемиоценовых слоев

С антиклинальными структурами восточного борта прогиба Алишань связаны все нефтяные и газовые месторождения Тайваня. Из них только Чиншуй и Тьехченшан расположены в западной полосе этого борта. Месторождения Шанцехяо, Чжудун, Чу-хуанкэнг, Чутоучи, Тунгцехяо, Лючунгчи и Нюшан лежат на востоке надвиговой зоны.

Складками и надвигами нарушены слои неогена и плейстоцена. Несмотря на развитие интенсивных дислокаций, подстилающие образования нигде не выведены на поверхность. Сейсмические данные и отчасти материалы бурения свидетельствуют, что многие крупные антиклинали северо-западного Тайваня не распространяются на большую глубину (Elishewitz, 1963). Предполагают, что складки и надвиги захватывают только неогеновые отложения, а более глубокие слои залегают сравнительно полого. Образование крупных структурных форм северо-западного Тайваня связывают с "тектонической денудацией" поднятых неогеновых отложений. Ряд исследователей считают, что это гравитационные покровы, сорванные вдоль подошвы неогена и смещенные к западу при поднятии в зоне Центрального хребта Тайваня¹ (Biq, 1960; Elishewitz, 1963; Ho, 1967, и др.). Ч.Менг (Meng, 1963, 1965) рассматривает надвиговые чешуи и кулисные складки западного Тайваня как результат волочения при смещении на север блока Центрального хребта. По его мнению, сдвиговая тектоника наиболее характерна для Тайваня. Независимо от происхождения структур восточного борта прогиба следует отметить, что зеркало складчатости здесь довольно пологое, особенно на западе.

Неогеновые и плейстоценовые слои западного борта очень полого наклонены внутри прогиба. Лишь местами моноклинали осложнена небольшими разломами и пологими изгибами слоев. С удалением от осевой части прогиба строение моноклинали становится все более простым, а мощность образующих ее слоев все более уменьшается (рис. 41). На северо-западе, у самого побережья, наклон слоев составляет 100 м на 1 км. Неогеновые породы уплотнены здесь значительно слабее, чем в дислоцированных толщах предгорий ("Report ...", 1959). Краевая часть западного борта располагается в пределах Тайваньского пролива (Biq, 1968, рис. 42).

Время основных дислокаций в прогибе Алишань определяется серединой плейстоцена. Нередко отмечаются и современные подвижки: наклон и коробление слоев, смещение блоков при современных землетрясениях (Ho, 1967, и др.). Наиболее часты землетрясения на востоке Тайваня, особенно в зоне Продольной Долины. Однако ряд землетрясений отмечен и в пределах прогиба Алишань (см. "Основы ...", 1962). Все это неглубокие землетрясения, только на востоке острова известны землетрясения промежуточные, из которых очень немногие имели гипоцентр глубже 100 км (Biq, 1960).

¹ Сейчас хребет поднят на высоту до 4 км, значительно больше, чем на других островах Тихого океана.

Рис. 42. Геологический разрез через западный борт прогиба Алишань в районе островов Пэн-ху (Pan, 1967)

1 - плиоцен - плейстоценовые вулканогенные образования;
2 - породы основания прогиба; 3 - кривая аномалий Буге

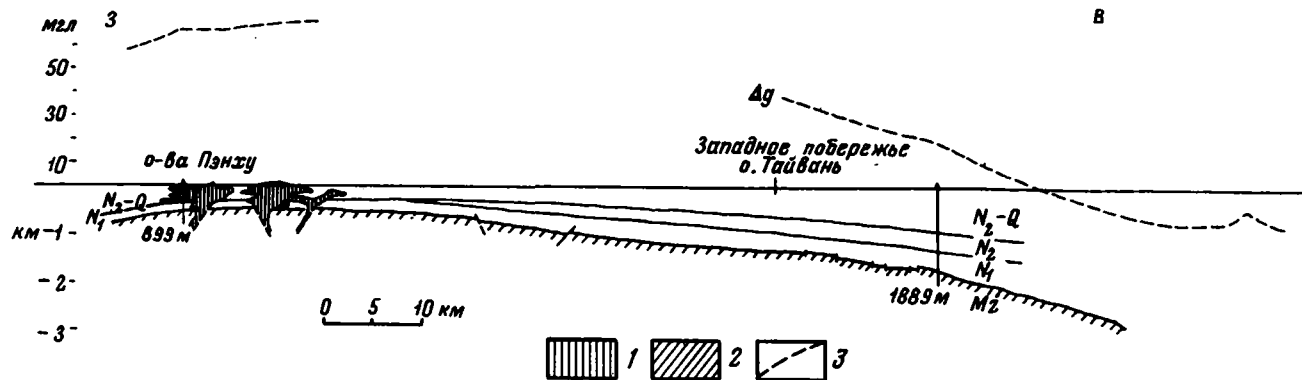


Рис. 43. Схема аномалий Буге северо- западного Тайваня (Pan, 1965)

1 - зона наиболее пониженных аномалий в осевой части прогиба Алишань; 2,3 - относительный гравитационный минимум; 4 - относительно повышенные аномалии; 5 - зона относительного гравитационного максимума

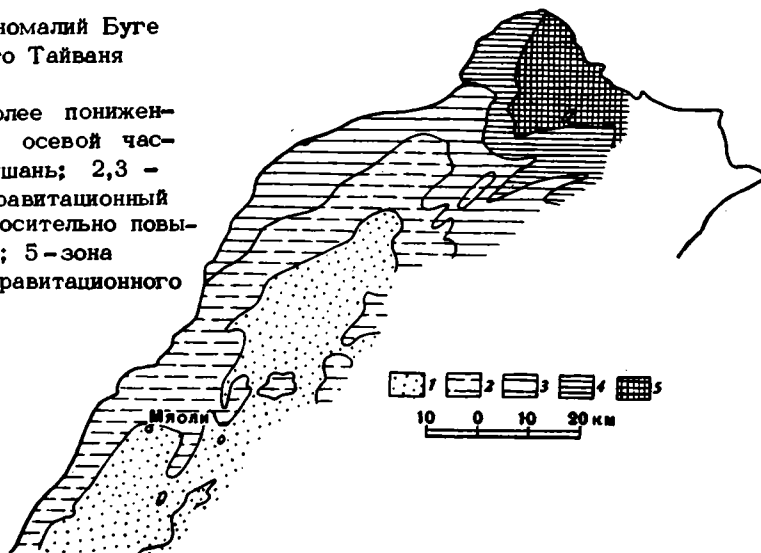
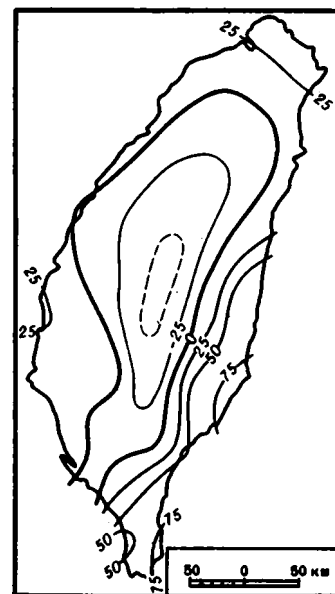


Рис. 44. Обобщенная схема аномалий Буге на о. Тайвань (Liu, 1964)



Геофизические работы на Тайване проводились в связи с поисками нефти и газа. Сейсмические данные в сочетании с материалами скважин дают характеристику неогеновых структур на ряде площадей прогиба Алишань, особенно в пределах западного борта (Pan, 1965). По более глубоким горизонтам земной коры надежных сейсмических данных пока нет. Данные гравитки имеются на значительной части территории. Использование гравиметрических карт для структурных построений обычно приводило к ошибкам, но приблизительное соответствие гравитационных аномалий и структур есть (Elishewitz, 1963, рис. 43), исключение составляют только структуры в районе между Тунсяо и Дабучжуан. Обобщенная гравиметрическая карта (со снятым влиянием мелких форм) дает изображение единой крупной структуры, контуры которой в целом соответствуют контурам острова. Значения аномалий Буге изменяются от +70 мгл у побережья до -40 мгл в центральной части территории, где устанавливается крупный гравитационный минимум (Liu, 1964; рис. 44). Х.Лю считает, что минимум отвечает прогибу поверхности Мохо на 35-37 км в центральной части Тайваня. Зона минимума лежит на территории восточного борта прогиба Алишань и может отвечать полосе наибольших мощностей осадочной серии. Однако четкого соответствия региональных аномалий Буге и крупных структурных элементов Тайваня не наблюдается.

Таким образом, прогиб Алишань на Тайване сходен с прогибами Западного Сахалина и Хоккайдо по положению в системе кайнозойских структур, по размерам и асимметричному строению, характеру частных структурных форм, составу, мощностям и фациальным изменениям отложений, по их возрастному объему, а также по времени замыкания и основных дислокаций. Прогиб заложен восточнее области интенсивных мезозойских дислокаций и магматизма и развивался длительно в течение мел-палеогенового и неогенового времени. Процесс замыкания прогиба начался в плейстоцене, причем одновременно с поднятием и надвигообразованием на восточном борту прогиба в его осевой части происходило формирование мощных молассовых толщ, залегающих согласно с подстилающими. Последующие дислокации захватили всю территорию прогиба и продолжаются до настоящего времени. Заключительный этап развития прогиба Алишань изучен более полно, чем Западно-Сахалинского прогиба. Вся их предшествующая история была очень сходной.

Прогибы, подобные Западно-Сахалинскому, выявляются и по другую сторону Тихого океана. Особенно близкое сходство можно отметить для прогиба Грейт-Вэлли в Калифорнии.

Прогиб Грейт-Вэлли в Калифорнии

Кайнозойские структуры Калифорнии располагаются к западу от протяженного складчатого пояса мезозоид (невадид), включающего современные поднятия гор Кламат и Сьерра-Навады. В западной области невадид распространены мощные палеозойские и мезозойские (до кимериджа включительно) толщи эвгеосинклинального типа, интенсивно дислоцированные и метаморфизованные до зеленых сланцев, рассеянные телами гипербазитов и гранитными плутонами (Меланхолина, 1967, и др.). Время основных дислокаций в горах Кламат и Сьерра-Неваде определяется концом юры и началом мела, внедрение гранитоидов связывается с серединой мела. Местами структуры невадийского комплекса нарушены более молодыми разломами или перекрыты неоген-четвертичными континентальными эффузивами. На участке между горами Кламат и Сьерра-Невадой эти эффузивы образуют крупную вулканическую зону, протягивающуюся далеко на север, в Каскадные горы (см. ниже).

В Западной Калифорнии, как и на Сахалине, вкrest простираения структур выделяются две существенно различные области (рис. 45). На западе - в Береговых хребтах - видно сочетание сравнительно небольших (100-300 x 10-40 км) впадин и горстов или горст-антиклинальных поднятий обычно северо-западного простираения. Под небольшим углом к простираению этих структур протягивается зона сдвига Сан-Андреас. Впадины выполнены морскими терригенными, иногда туфогенными и кремнистыми отложениями, сходными с развитыми на востоке, в Большой долине. Они включают слои неогена и плейстоцена мощностью до 8 км; палеогеновые толщи распространены незначительно, хотя местами мощность их достигает больших величин.

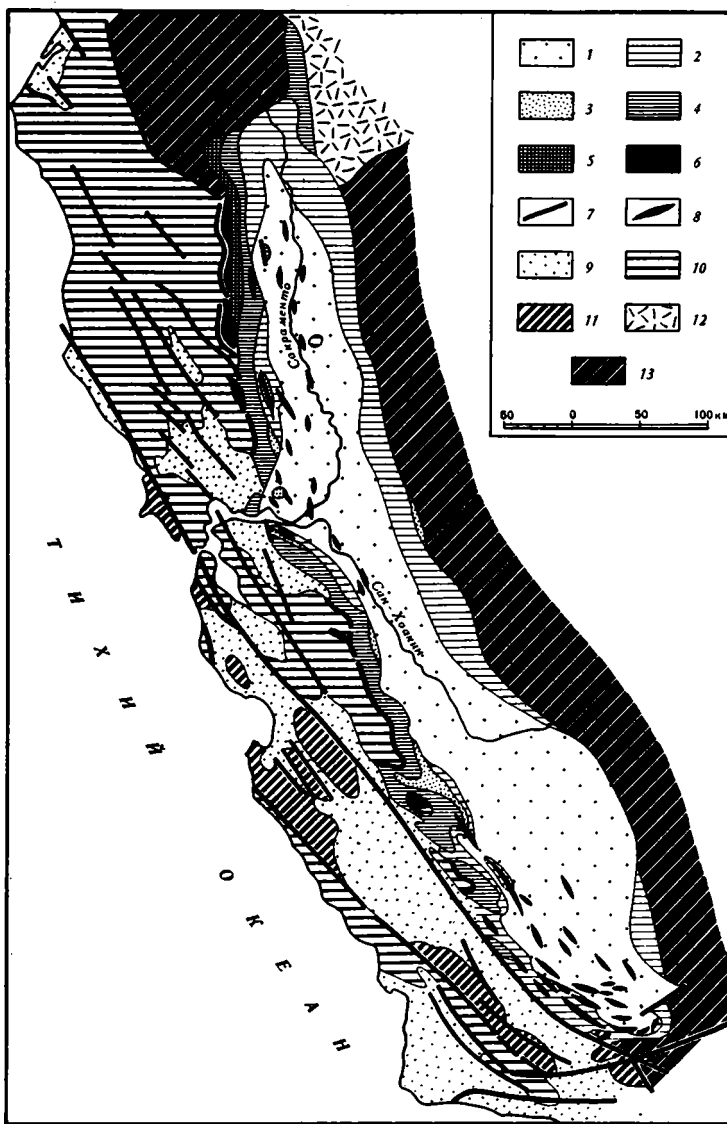


Рис. 45. Геологическая карта прогиба Грейт-Вэлли в Калифорнии ("Tectonic map of the United States", 1962)

Прогиб Грейт-Вэлли: 1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые отложения; 3 - палеогеновые отложения; 4 - меловые отложения; 5 - титонские отложения ("формация Ноксвилл"); 6 - гипербазиты; 7 - разломы; 8 - антиклинальные складки. Структуры Береговых хребтов: 9 - впадины, выполненные позднекайнозойскими отложениями; 10, 11 - горстовые поднятия (10 - с выходами юрско-мелового эвгеосинклинального комплекса, 11 - с выходами верхнепалеозойско-мезозойского гранитно-метаморфического комплекса). 12 - вулканическая зона Каскадных гор, 13 - складчатая область мезозойд (невадид)

В разрезах впадин известны многочисленные местные несогласия, разновременные на разных участках. В основании третичных толщ устанавливается резкое угловое несогласие. Обычны простая форма впадин и пологие складки (часто брахиформные), усложняющиеся около разломов. Последние значительные деформации относятся к середине плейстоцена; наблюдается и современный рост складок.

Основание этой области в ее центральной части - в блоке между разломами Наццименто и Сан-Андреас - сложено метаморфическими породами палеозоя-мезозоя (?)

и мезозойскими гранитами, перекрытыми осадочной толщей верхов верхнего мела. В поднятиях на западе и на востоке Береговых хребтов выходят верхнеюрско-меловые отложения (от титона до турона или нижнего сенона), синхронные по образованию основной складчатости и поднятию в мезозоидах Сьерра-Невалы. Это эвгеосинклинальные породы францисканского комплекса, во многом сходные с верхнемеловыми и более древними породами Восточного Сахалина. Основную роль в составе францисканского комплекса играют полимиктовые песчаники (граувакки), которые переслаиваются с отдельными прослоями и пачками глинистых сланцев, измененных основных эффузивов (близких к толеитовым базальтам), красных и зеленых кремнистых пород и иногда содержат линзы конгломератов или известняков (Бейли, Блейк, 1969). Суммарная мощность отложений порядка 15 км. Они интенсивно дислоцированы с образованием сжатых складок и разломов северо-западного простирания, местами метаморфизованы до глаукофановых сланцев. Очень часто с отложениями францисканского комплекса ассоциируются тела гипербазитов, неизвестные среди разновозрастных образований более восточных районов.

На востоке вдоль зоны взбросов и надвигов, сопровождаемых гипербазитами, францисканские отложения соприкасаются с разновозрастными толщами совсем иного характера. Этими толщами начинается разрез на юго-западном борту прогиба Грейт-Вэлли, лежащего по границе с мезозоидами Сьерра-Невалы. Прогиб Грейт-Вэлли расположен на территории Большой Долины, соответствующей бассейнам рек Сакраменто на севере и Сан-Хоакин на юге. Он представляет собой протяженную линейную структуру (700 x 80-90 км) северо-западного простирания и подобно Западно-Сахалинскому прогибу имеет асимметричное строение. На юго-западном борту прогиба Грейт-Вэлли отложения верхней юры - мела, палеогена, неогена и плейстоцена залегают без существенных перерывов и региональных несогласий, образуя единую серию. По направлению к Сьерра-Неваде происходит сокращение мощности толщ и выклинивание нижних горизонтов разреза. На северо-восточном борту прогиба разрез начинается отложениями верхнего мела, чаще - верхов палеогена или неогена, перекрывающими образования складчатого комплекса мезозойских.

Из скважин, достигших основания, на северо-восточном борту прогиба были получены породы, аналогичные развитым на западе Сьерра-Невалы (May, Hewett, 1948; "Geologic guide...", 1962). Среди них упоминаются сланцы, сходные с известными в "формации Мариписа"¹, габброидные породы и диабазы, иногда гипербазиты. Широко распространены породы, связанные с батолитом Сьерра-Невалы - от диоритов до гранитов, с преобладанием кварцевых диоритов. Местами эти породы были сильно выветрены перед началом осадконакопления в прогибе. Таким образом, в основании северо-восточного борта прогиба Грейт-Вэлли установлен гранитно-метаморфический невадийский комплекс.

На юго-западном борту прогиба скважины не дошли до его основания. Моноклинали юго-западного борта оборвана взбросами и надвигами, по которым наблюдается совмещение разнофациальных толщ титона и мела. По предположению Э.Бейли и М.Блейка (1969), здесь расположен гигантский покров, перемещенный на запад не менее чем на 75 км. Ниже покрова во францисканских отложениях распространены глаукофановые сланцы и другие породы, характеризующие метаморфизм высоких давлений и низких температур. С удалением от покрова метаморфизм пород ослабевает. В подошве покрова залегают тела серпентинизированных гипербазитов, которые, по мнению Э.Бейли, представляют собой выход на поверхность гипербазитов океанической коры, распространенных на глубине в значительной части Западной Калифорнии. В последние годы Э.Бейли и его сотрудниками (Bailey а.о., 1970) была изучена офиолитовая толща (до 2 км), залегающая в основании разреза Грейт-Вэлли непосредственно на гипербазитах. Снизу вверх в ней прослежена смена брекчий из обломков гипербазитов и габброидов базальтовыми брекчиями и лавами, иногда с участием кератофиров, далее - появление кремнистых образований, а выше - терригенных и глинистых пород, образующих весь последующий разрез (рис. 46).

В выполнении прогиба Грейт-Вэлли преобладают морские терригенные породы, образующие несколько комплексов, сходных с отмеченными на Сахалине.

¹ Отмечается, что породы основания центральной части прогиба метаморфизованы слабее, чем на востоке прогиба или в Сьерра-Неваде.

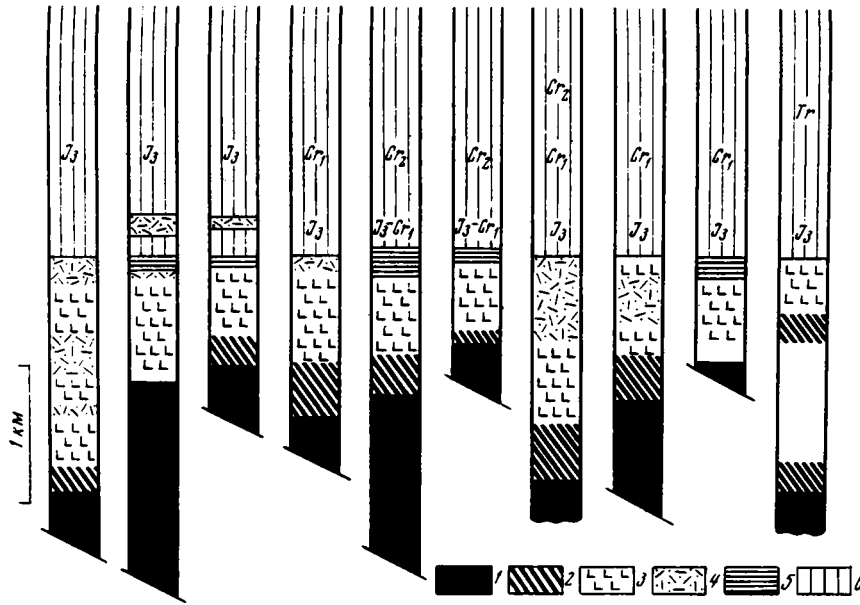
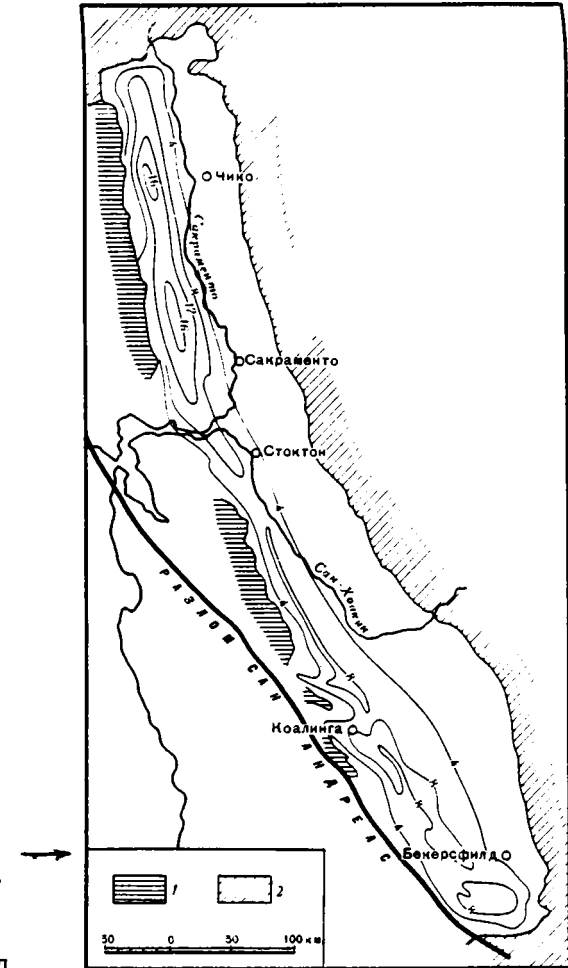


Рис. 46. Разрезы офиолитового комплекса в основании прогиба Грейт-Вэлли (Bailey а.о., 1970)

1 - серпентинизированные гипербазиты; 2 - габброиды; 3 - базальтовые лавы и лавобрекции; 4 - базальтовые туфы; 5 - кремнистые породы; 6 - глинистые и терригенные породы (титонские, меловые и третичные)

Рис. 47. Карта изопахит (в км) осадочной серии в прогиба Грейт-Вэлли (Nackel, 1966)

1 - выходы юрско-мелового францисканского комплекса Береговых хребтов; 2 - выходы гранитно-метаморфического комплекса мезозойд



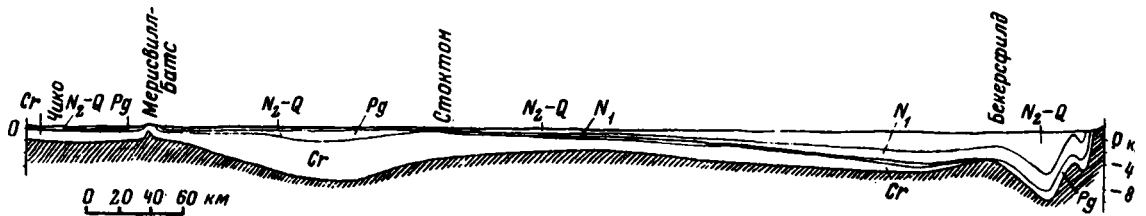


Рис. 48. Продольный геологический разрез через прогиб Грейт-Вэлли (Hackel, 1966) Штриховкой показан комплекс пород основания

Суммарная мощность мезозойских отложений в прогибе Грейт-Вэлли может составить 15–18 км, мощность кайнозойских отложений – более 10 км (рис. 47). Однако ни в одном районе нет такого мощного разреза осадочной серии. Все ее горизонты имеют линзовидный характер, а зоны максимальных мощностей в каждом из них смещаются по сравнению с нижележащими как вкост простирания прогиба (к востоку), так и вдоль простирания (на юг). Как видно на продольном профиле (рис. 48), нижние горизонты (мезозой) имеют наибольшую полноту и мощность в северной части прогиба – на западе долины Сакраменто. В южном направлении мощность их уменьшается (особенно мощность отложений титона – нижнего мела) до полного выклинивания на южной центрнклинали. Максимальные мощности третичных толщ, наоборот, характерны для южных участков прогиба (юг долины р. Сан-Хоакин). На севере долины Сан-Хоакин и в долине Сакраменто мощности сокращаются до 3–4 км.

Разрез прогиба Грейт-Вэлли начинается отмеченной офиолитовой толщей (мощностью до 1,5 км). Выше следуют глинистые сланцы и алевролиты, которые во многих местах чередуются с тонкими слоями полимиктовых песчаников ("формация Ноксвилл", титон; рис. 49). Известны пачки ритмичного переслаивания песчаников и глинистых сланцев, иногда с гиероглифами и текстурами оползания, с характерной косой слоистостью и другими признаками отложения в турбидных потоках (Lachenbruch, 1962). Местами известны горизонты (до 100 м) массивных песчаников, линзы конгломератов и известняков. На западе долины Сакраменто мощность толщи достигает 5 км и более. В долине Сан-Хоакин она выходит на поверхность лишь в ограниченных участках, где видимая мощность ее порядка 500 м. В широкой полосе северо-восточного борта прогиба отложения выклиниваются и нигде не обнаруживаются скважинами.

Отложения нижнего мела ("серия Шаста") также обнажаются преимущественно на западе долины Сакраменто, где мощность их более 6 км. В восточном и северном направлениях нижнемеловая толща распространяется несколько дальше, чем титонская, перекрывая образования невадийского комплекса¹. В других районах эта толща залегает согласно на титонских отложениях и мало отличается от них по составу. Базальные конгломераты нижнего мела распространены повсеместно. Отложения представлены глинистыми сланцами и алевролитами с частыми прослоями песчаников (см. рис. 49). Роль песчаников неодинакова в разных районах. Нередко, например, близ Уилбар-Спрингс, отмечаются пачки ритмичного переслаивания песчаников и глинистых сланцев; в подошве слоев песчаников видны различные типы гиероглифов, от подошвы к кровле слоев прослеживается уменьшение размеров песчаных зерен (Bailey *а.о.*, 1964). В глинистых сланцах встречаются небольшие прослои и линзы известняков, местами, особенно на севере, линзовидные пласты конгломератов. Конгломераты в отличие от известных в титоне содержат значительное количество гранитной гальки. Крупные валуны гранодиоритов известны в базальных конгломератах толщи в районах, лежащих на широте Сакраменто. Здесь же известны линзы конгломератов и песчано-алевролитовых пород из обломков серпентинитов (так называемые осадочные серпентиниты). Но особенно распространены такие породы среди алевролитов титона и нижнего мела на крыльях антиклинали Уилбар-Спрингс, в ядре которой выступает тело серпентинитов (Бейли, Блейк, 1969).

¹ Особенно далеко на север прослеживаются апт-ал.бские слои.

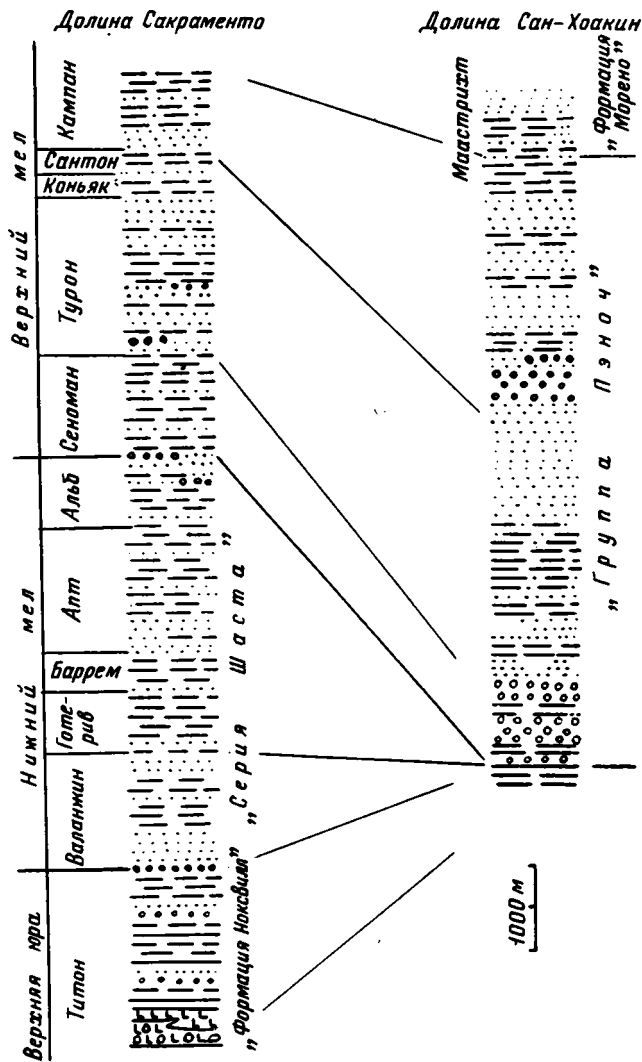


Рис. 49. Стратиграфические разрезы верхнеюрско-меловых отложений на западном борту прогиба Грейт-Вэлли (Page, 1966). Условные обозначения см. на рис. 3

Верхнемеловые отложения (относимые большей частью к "серии Чико") распространены значительно шире, чем подстилающие горизонты. Поэтому в крайней северной части и на северо-восточном борту прогиба Грейт-Вэлли они перекрывают невадийские образования. На западном борту в пределах долины Сан-Хоакин они ложатся с перерывом то на титонские, то на валанжинские слои и только местами — на альбские. На западе долины Сакраменто верхнемеловые отложения продолжают разрез нижнемеловых без перерыва и значительных литологических изменений, но местами (к северу от Уилбар-Спрингс) — с базальными конгломератами. Их нижние горизонты образованы глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников, иногда конгломератов, мощностью до 2 км ("глинистые сланцы Антелоп", сенонан и отчасти альб). Роль песчаников и конгломератов возрастает в северном направлении. Выше в разрезе чередуются пачки (по несколько сотен метров) полимиктовых песчаников и пачки алевролитов и глинистых сланцев, общей мощностью 4 км.

На значительной части западного борта, от устья р. Сакраменто до широты Чико на севере, были прослежены (Kirby, 1943, и др.; см. рис. 49):

- 1) пачка песчаников, в которой невыдержанные пласты песчаников сменяются по про-

стиранию переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, с отдельными линзами конгломератов, 90–1000 м ("Венато", турон);

2) глинистые сланцы и алевролиты с отдельными тонкими слоями песчаников, иногда образующие пачки ритмичного переслаивания, 150–300 м ("Йоло", турон);

3) пласты массивных и слоистых песчаников, чередующиеся с пачками ритмичного переслаивания песчаников и глинистых сланцев, мощность на юге составляет около 600 м, на севере она постепенно уменьшается вплоть до полного выклинивания ("Сайтс");

4) глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников, в южных районах – с мощным песчаным горизонтом, до 700 м, на севере меньше ("Фанкс");

5) песчаники массивные и слоистые, с крупными известковистыми конкрециями, с прослоями глинистых сланцев и алевролитов в средней части, до 400 м, на севере меньше ("Гуинда"); возраст отложений "формаций Сайтс, Фанкс и Гуинда" – от коньяка до нижнего кампана;

6) верхнему кампану отвечают алевролиты и глинистые сланцы с отдельными прослоями песчаников, в низах – с тонкими пластами известняка и известковистыми конкрециями, содержащими обильную фауну, до 600 м и больше ("Форбес"). Для остальной части разреза отмечена бедность фауны, многочисленные гиероглифы в подошве песчаных слоев и уменьшение размера зерен от подошвы слоев к кровле, а также другие признаки образования в сравнительно глубоководных турбинных потоках (Bailey a.o., 1964). В северных районах в отложениях отмечены кластические дайки.

Отложения кампана на западе долины Сакраменто перекрыты третичными слоями. В скважинах в центральной части прогиба были обнаружены более высокие горизонты мела¹ (Goudkoff, 1945; "Geologic guide...", 1962; Safonov, 1962, и др.):

7) "песчаники Кайоун", до 400 м;

8) "глинистые сланцы Сакраменто", около 300 м (кампан);

9) "пески Уинтерос", до 600 м (маастрихт);

10) "пески Старки", порядка 500 м.

Общая мощность верхнемеловых отложений западного борта прогиба составляет на юге долины Сакраменто 5–6 км. В северном направлении, вдоль простирания прогиба, происходит утонение и выклинивание ряда горизонтов верхнего мела, а общая мощность сокращается до 4 км в районе Сайтса и 1 км близ Оно. На юге, в пределах долины Сан-Хоакин, мощность верхнемеловых отложений увеличивается до 8–10 км, и в разрезе заметно возрастает роль глинистых пачек. Наиболее полный разрез верхнего мела описан на участке между Трейси и холмами Пэноч (Matsumoto, 1960; Payne, 1962):

1) глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников, содержащие в средней части линзовидный горизонт грубых конгломератов, а близ кровли – пласт (до 3 м) дацитовых туфов и монтмориллонитов, около 1600 м ("Редил", сеноман);

2) полимиктовые песчаники, сильно слоистые, средне- и крупнозернистые, до 330 м ("Бенито", сеноман-турон);

3) глинистые сланцы, обычно кремнистые и алевролитистые, с отдельными тонкими прослоями песчаников и мощным (от 150 до 600 м) песчаным горизонтом в средней части, около 1000 м ("Шерво", турон);

4) глинистые сланцы, обычно песчанистые, с подчиненными пластами песчаников и линзами конгломератов в подошве, около 1500 м (нижняя пачка "Марлайф", коньяк-сантон);

5) полимиктовые песчаники, мелко- и среднезернистые, часто глинистые, с многочисленными крупными конкрециями, 100–250 м ("песчаники Ланада", сантон);

6) глинистые сланцы, часто известковистые, с песчаными прослоями, особенно многочисленными на севере, 800 м (верхняя пачка "формации Марлайф", сантон-кампан);

7) горизонт мелкозернистых песчаников ("песчаники Телевижн", кампан, 30 м)

8) чередование мощных пластов глинистых сланцев и полимиктовых мелкозернистых песчаников, до 1000 м ("формация Ухелд", кампан-маастрихт, до 1000 м).

¹ Одновременно с появлением в разрезе этих горизонтов нижние слои мела в восточном направлении выклиниваются.

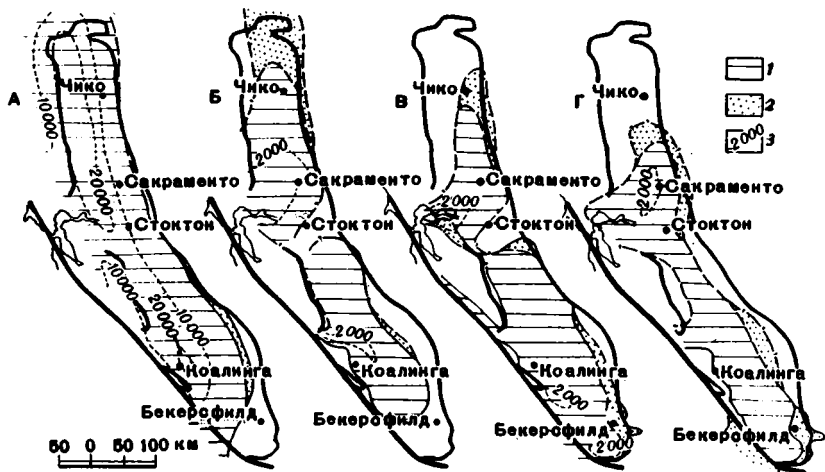


Рис. 50. Палеогеографические схемы прогиба Грейт-Вэлли (Nackel, 1966):
 А - для мелового времени, Б - для палеоцена и начала эоцена, В - для конца эоцена,
 Г - для олигоцена
 1 - область морского осадконакопления; 2 - область континентального осадконакопления; 3 - изопахиты осадочной толщи (в футах)

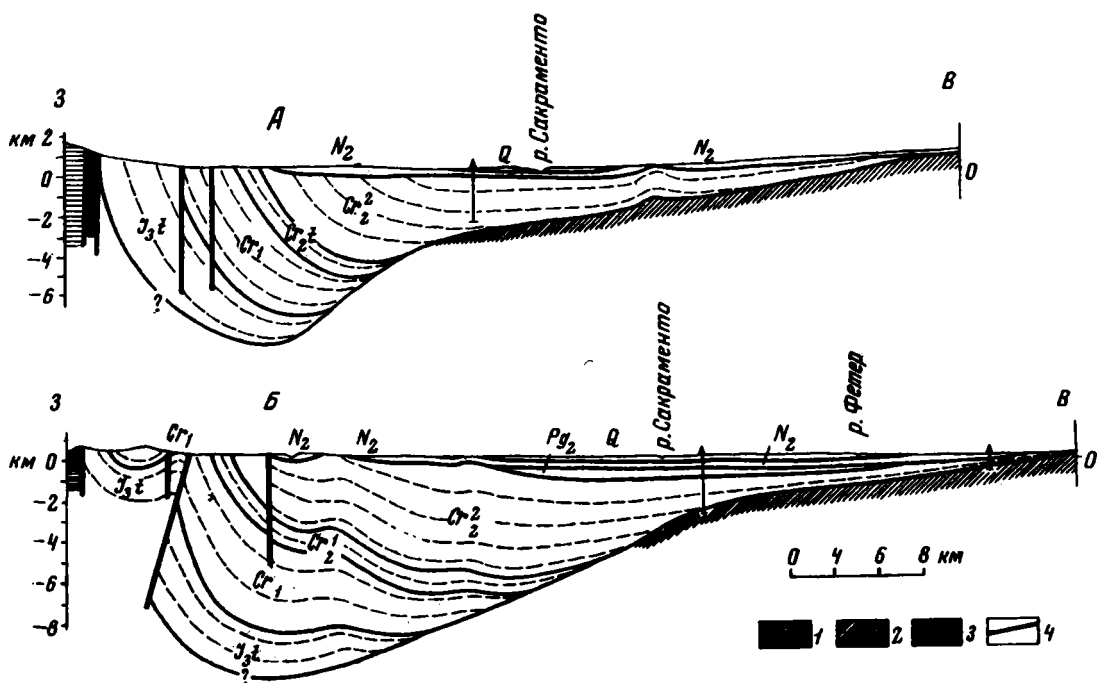


Рис. 51. Поперечные геологические разрезы через северную часть прогиба Грейт-Вэлли, в пределах долины Сакраменто (Safonov, 1962), в районах: А - Ред-Блафф, Б - Уилбар-Спрингс. Вертикальный масштаб в два раза больше горизонтального
 1 - отложения францисканского комплекса Береговых хребтов; 2 - гранитно-метаморфический комплекс основания восточной части прогиба; 3 - гипербазиты; 4 - разломы

Выше этих отложений, объединяемых в "группу Пэноч", согласно залегает преимущественно глинистая толща ("формация Морено", около 1000 м), богатая органическим и кремнистым материалом. Она включает:

- 9) "глинистые сланцы песчаники Досадос", "глинистые сланцы Тьерра-Лома", "глинистые сланцы Марка" с фауной маастрихта;

10) "глинистые сланцы Дос-Палос" с горизонтом песчаников в верхах, с обилием глауконита и с ископаемыми дания, который многие калифорнийские палеонтологи рассматривают в составе палеоцена (Loeblich, 1958; Payne, 1962, и др.). Таким образом, переход между верхним мелом и палеогеном происходит внутри "формации Морено".

Мощные разрезы верхнемеловых отложений, с чередованием песчаных и глинистых пачек, известны на юго-западном борту прогиба и южнее холмов Пэноч (Goukoff, 1945; Matsumoto, 1960). Сокращение мощностей верхнемеловых отложений начинается к югу от Коалинги, выклинивание их прослеживается на широте Бекерсфилда (рис. 50, см. рис. 48). Быстрое уменьшение мощности отложений и смена морских пород континентальными наблюдаются на северо-восточном борту прогиба Грейт-Вэлли. С приближением к Сьерра-Неваде установлено выклинивание нижних слоев мела, базальными становятся последовательно все более молодые пачки (Kirby, 1943; Goukoff, 1945; "Geologic guide ...", 1962; рис. 51, 52). Восточнее Реддинга разрез верхнего мела включает слои от турона до низов кампана, мощностью 1200 м, с чередованием песчаных и глинистых пачек (Popenoe, 1943; Matsumoto, 1960). В районе Чико разрез начинается уже коньякскими слоями; отложения от коньяка до кампана представлены преимущественно аркозовыми песчаниками мощностью до 700 м. Близ Фолсома встречены только кампанские породы мощностью в несколько десятков метров.

Палеогеновые толщи залегают согласно выше "формации Морено" (маастрихт-палеоцен) или более древних слоев мела. От мезозойских толщ они отличаются большей изменчивостью фаций и мощностей. Разрез образован пачками песчаников (часто аркозовых) с прослоями глинистых сланцев и пачками глинистых сланцев с прослоями песчаников. Эти пачки чередуются по вертикали и замещают друг друга фашиально. Отложения имеют морской характер; только в узкой полосе на северо-восточном борту прогиба и местами на широте Стоктона отмечены континентальные слои. На поперечном поднятии в районе Стоктона (север долины Сан-Хоакин) палеогеновые толщи совсем выпадают из разреза (Hackel, 1966).

Отложения палеоцена представлены глинистыми сланцами и песчаниками, обычно аркозовыми или кварцевыми, с линзами конгломератов, общей мощностью до 600-800 м. На севере западного борта они известны между Стоктоном и Сакраменто ("формация Мартинес" и низы "формации Меганос").

К югу от поперечного поднятия отложения распространены до Коалинги (верхи "формации Морено", "песчаники Лагуна-Сека", низы "формации Лодо", "песчаники Вейант").

Эоценовые отложения развиты более широко. Их нижние слои прослежены от Реддинга на севере до Бекерсфилда на юге с перерывом в районе Стоктона. Слои среднего - верхнего эоцена прослежены от Чико на севере до самых крайних участков прогиба на юге (см. рис. 50). В долине Сакраменто нижнеэоценовые слои образованы глинистыми сланцами и алевролитами, мощностью до 700 м, но в среднем порядка 100 м (верхи "формации Меганос" и "формация Кэпай"). Южнее поперечного поднятия в отложениях увеличивается роль песчаников, которые на севере долины Сан-Хоакин преобладают в составе толщи ("формация Тесла", около 600 м). К югу от холмов Пэноч в разновозрастных слоях выделяются: 1) пачка глинистых сланцев, 2) пачка песчаников, 3) и снова пачка глинистых сланцев, общей мощностью от 300 до 1500 м, представляющие верхи "формации Лодо"; 4) выше пачка песчаников "Ёкут" (в скважинах - "Гэтчел").

Среднеэоценовые слои залегают с местными несогласиями и представлены песчаниками, большей частью аркозового состава, иногда глинистыми, содержащими прослой гравелитов и глинистых сланцев, а в районе Стоктона и угольные пласты; мощность слоев до 300-400 м ("формация Доменгайн" и ее аналоги - "песчаники Эвенел" к югу от Коалинги и "конгломераты Увас" южнее Бекерсфилда). Верхнеэоценовые отложения представлены песчаниками и песками, а также крупными (200 м) пачками глинистых сланцев, общей мощностью до 1000 м ("формация Маркли" к северу от поперечного поднятия; фашиально замещающие одна другую "формации Каноас, Крейенхаген и Пойнт-оф-Рокс" между городами Дьябло и Бекерсфилдом; "формация Техон" к югу от Бекерсфилда).

Все морские толщи эоцена изучены вдоль юго-западного борта и в центральной части прогиба. На северо-восточном борту они замещаются прибрежными, затем континентальными образованиями небольшой мощности. У северного окончания прогиба отмечены континентальные отложения "формации Монтгомери-Крик" (нижний эоцен). Южнее на востоке долины Сакраменто известны прибрежно-морские пески и песчаники, обычно кварцевые, с прослоями гравелитов, глинистых сланцев и иногда лигнитов, мощностью 50-100 м ("формация Айоун", средний эоцен). В предгорьях Сьерра-Невады они сменяются континентальной пачкой "гравия Бат" (эоцен), лежащей прямо на породы основания¹. В пределах долины Сан-Хоакин известны прибрежно-морские "пески Фамоза" (средний-верхний эоцен), которые дальше на восток переходят в континентальную песчано-глинистую толщу ("формация Уолкер", от нижнего эоцена до нижнего миоцена).

Олигоценовые толщи часто залегают с небольшим размывом на эоценовых, имеют меньшую мощность и не распространяются так далеко на север, запад и восток (см. рис. 50). В пределах долины Сакраменто морские отложения олигоцена известны только к югу от Кэпай и Мэрисвилла и представлены песчаниками с прослоями туфов ("формация Киркер", в холмах Беркли - "песчаники Сан-Рамон"). Их мощность в обнажениях на западе порядка 100 м, в скважинах в районе Сакраменто - до 600 м. К северу от Мэрисвилла распространены континентальные андезитовые туфы, восточнее Стоктона - континентальные песчаники "формации Ветланд". В пределах долины Сан-Хоакин развиты морские глинистые сланцы с базальной пачкой песчаников, мощностью до 300 м ("формация Тамей"). Южнее Бекерфилда глинистые сланцы сменяются морскими песчаниками и алевролитами небольшой мощности ("формация Сан-Эмигдио" и низы "формации Плейто"), а на крайнем юге - континентальными породами ("формация Текуя", верхний олигоцен - нижний миоцен). На северо-восточном борту прогиба к олигоцену относится часть континентальной "формации Уолкер".

Неогеновые отложения прогиба Грейт-Вэлли по характеру и распространению сходны с палеогеновыми. Однако только в южной части прогиба весь неогеновый разрез образован мощными морскими толщами. К северу от Коалинги распространены преимущественно континентальные породы; лишь глинистая толща верхнего миоцена имеет морское происхождение. В подошве неогеновых слоев нередко наблюдаются признаки разрыва, в ряде мест - конгломераты.

Отложения миоцена имеют максимальную мощность в юго-западной части прогиба (рис. 53). К юго-востоку от Коалинги мощность ниже- и среднемиоценовых слоев достигает 1000 м. Это аркозовые пески и песчаники с прослоями глинистых сланцев ("формация Вакерос" и выше "формация Темблор"). Южнее их

¹ В хребте Сьерра-Невада ей соответствует "золотоносный гравий" эоцена.

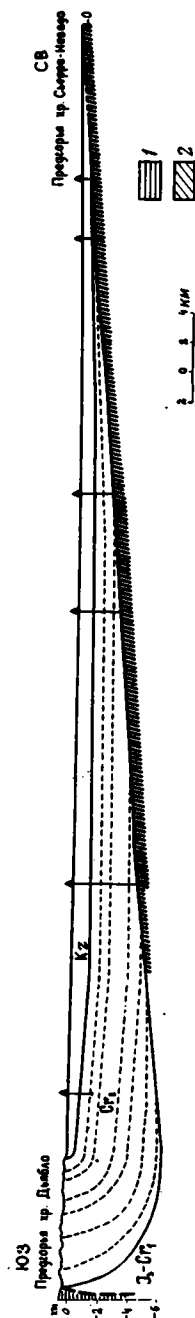


Рис. 52. Поперечный геологический разрез через прогиб Грейт-Вэлли на севере долины Сан-Хоакин ("Geologic guide", 1962)
1 - францисканские отложения Береговых хребтов; 2 - породы основания восточной части прогиба

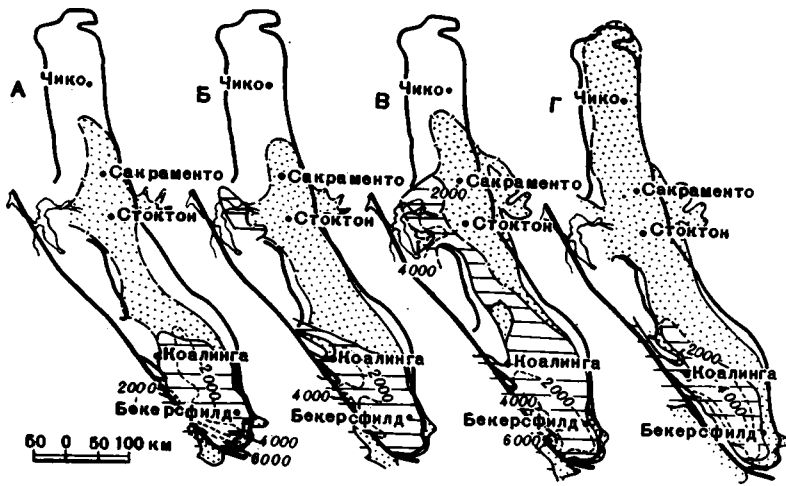


Рис. 53. Палеогеографические схемы прогиба Грейт-Вэлли (Hackel, 1966): А - для раннего миоцена, Б - для среднего миоцена, В - для позднего миоцена, Г - для плиоцена. Условные обозначения см. на рис. 50

мощность возрастает до 2500 м. В разрезе и на площади чередуются пачки аркозовых песков и песчаников и пачки глинистых сланцев, которые получили много местных формационных названий (Ferguson, 1943; Goudkoff, 1943; Hackel, 1966, и др.): "глинистые сланцы Солт-Крик", "пески Факоидес", "глинистые сланцы Сантос" и "пески Агуа", "пески Карнерос" и выше "глинистые сланцы Медиа" - в нижнем миоцене; "пески Баттон-Бед", выше "глинистые сланцы Гоулд", затем "алевроиты Дэвилуотер" - в среднем миоцене. На восточном борту прогиба они замещаются песками и отчасти алевроитами, мощностью до 1000 м ("формация Веддер", "пески Пирамид-Хилл", "алевроиты Джевет", "алевроиты Фримен", выше "пески Олшес" и "алевроиты Раунд-Маунтин"). В самых восточных районах им соответствуют континентальные грубообломочные породы небольшой мощности (верхи "формации Уолкер", нижний миоцен, и "гравий Бена", средний-верхний миоцен). Подобные образования распространены и на южном окончании прогиба (верхи "формации Текуя", нижний-средний миоцен). В нижнемиоценовых отложениях самых южных районов встречаются пласты базальтовых и дацитовых лав; несколько севернее - вулканические пеплы и бентониты (в верхах "формации Веддер" и в "алевроитах Фримен"). К северу от Коалинги в прогибе Грейт-Вэлли известны только континентальные породы нижнего-среднего миоцена, распространяющиеся, по-видимому, до Мэрисвилла ("формация Зилч", или континентальный неоген между Коалингой и Стоктоном, "формация Вэлли-Спрингс" севернее Стоктона). Севернее Сакраменто среди них отмечаются риолитовые и дацитовые туфы (Hackel, 1966). Алевроиты, пески, конгломераты и глинистые породы содержат большое количество андезитового и отчасти риолитового материала, источник которого установлен в Сьерра-Неваде (Olmsted, Davis, 1961, и др.). В предгорьях сьерр встречаются также вулканические брекчи и туфобрекчи, отложенные грязевыми потоками; лавы неизвестны.

Верхнемиоценовые отложения на юго-западе прогиба Грейт-Вэлли достигают мощности 2000 м и представлены преимущественно глинистыми сланцами, богатыми кремнистым материалом ("Монтерей", "Риф-Ридж", "Мак-Лур", "Антелоп"). Местами в них встречаются пачки песков (например, "пески Асфальто"). Иногда в непосредственной близости распространены глинистые сланцы, диатомиты, кремнистые сланцы, пески и даже конгломераты. На востоке глинистые отложения сменяются песчаными, морскими ("пески Стевенс") и затем мелководно-морскими ("пески Санта-Мargarита" и др.). Морские породы верхнего миоцена распространены значительно дальше на север, чем подстилающие слои. Они известны в центральной части и на северо-западе долины Сан-Хоакин, на юго-западе долины Сакраменто ("группа Сан-Пабло"). Мощность отложений к югу от г. Дьябло достигает 1000 м. В самых

северных выходах, в районе Вакавилла, отмечены морские туфогенные песчаники мощностью 100 м. В более восточных и северных районах им соответствует пачка андезитовых туфов небольшой мощности. Она входит в состав континентальной "формации Мертен", распространенной между Мэрисвиллом и Стоктоном. К юго-востоку от Стоктона к верхнему миоцену относится часть континентальной "формации Зилч" (нижний - верхний миоцен). На юго-восточном окончании прогиба известен континентальный "гравий Бена", выше - континентальные пески и глины (низы "формации Чанак").

Характерной особенностью верхнемиоценовых толщ Калифорнии является присутствие кремнистых пород, детально описанных Брамлеттом (Bramlette, 1947). Наше знакомство с этими породами¹ показало их близкое сходство с породами курасийской и отчасти холмской свит на Сахалине (см. выше). Это сходство дополняется общностью строения толщ и их положения в разрезе выше туфогенно-осадочных образований, что свидетельствует о принадлежности отложений к одной кремнисто-глинистой формации. Значительно больше, чем в прогибе Грейт-Вэлли, разновозрастные вулканогенные образования (нижний - средний миоцен) и кремнистые породы (верхний миоцен) распространены в Береговых хребтах. Однако появление всех этих вулканических и ассоциирующих с ними пород не следует связывать только с особенностями развития кайнозойской геосинклинали Калифорнии. За ее пределами, в складчатой области мезозойского миоценового вулканизма был проявлен гораздо шире. Вулканическая деятельность в Береговых хребтах и прогибе Грейт-Вэлли явилась лишь отражением этого мощного процесса.

Плиоценовые отложения прогиба Грейт-Вэлли распространяются значительно дальше, чем миоценовые. На северной центриклинали прогиба, на прилегающих участках западного и восточного бортов они перекрывают эоценовые и меловые слои. В подошве и кровле плиоценовых толщ здесь нередко отмечаются несогласия, которые исчезают в осевой части прогиба (Olmsted, Davis, 1961, и др.). Подобно нижне - среднемиоценовым породы плиоцена только в южной части прогиба имеют морское происхождение и достигают больших мощностей (см. рис. 53). Здесь распространены аркозовые пески и песчаники, глинистые сланцы, алевролиты и местами конгломераты, мощностью до 1500 м ("формация Этчгейн", нижний - средний плиоцен, и "формация Сан-Хоакин", верхний плиоцен). И вкострости простираения прогиба, и по его простираению морские отложения замещаются континентальными песчано-глинистыми толщами мощностью до 200 м ("формация Чанак" на юго-востоке, "формация Керн-Ривер" на востоке, "формация Тулэйр" на западе, часть "формации Мертен" и "формация Лагуна" на севере долины Сан-Хоакин). В пределах долины Сакраменто в плиоценовых породах значительно увеличивается роль туфогенного материала ("формация Техама", до 600 м). На востоке, с приближением к вулканическому плато Модок, туфогенно-осадочные отложения плиоцена замещаются туфобрекчиями из андезитового и базальтового материала, туфами и иногда лавами ("формация Тускан", до 300 м; Anderson, Russel, 1939, и др.). В низах плиоценовых отложений долины Сакраменто прослежен горизонт пемзовых туфов дацитового состава ("туф Номлаки"). В Мэрисвилл-Батс среди осадочных образований прогиба выступает кратер плиоцен - плейстоценового вулкана, образованного андезитовыми порфиритами и туфами, которые окружены кольцом осадочных пород мела и эоцена, затем кольцом андезитовых брекчий и прорваны в центральной части интрузиями риолитовых порфиров (рис. 54).

Выше плиоценовых слоев согласно залегают континентальные обломочные толщи плейстоцена ("формация Ред-Блафф" на севере, верхи "формации Тулэйр" и "формация Керн-Ривер" на юге; Вархафтиг, Бирман, 1968). В южных районах среди них известны озерные диатомовые глины (пачка мощностью до 50 м). На севере, вблизи вулканического плато Модок, встречаются базальтовые лавы. Средние мощности отложений - от нескольких десятков до нескольких сотен метров, а к югу от Беркерсфилда - до 1,5 км. Временем основных дислокаций в прогибе Грейт-Вэлли считается середина плейстоцена. Современные аллювиальные осадки повсеместно залегают со значительным несогласием.

Таким образом, осадочные толщи прогиба Грейт-Вэлли по возрасту и характеру весьма близки к отмечавшимся в Западно-Сахалинском прогибе. Прогиб Грейт-Вэл-

¹ Образцы кремнистых пород "формации Монтерей" любезно переданы нам А. Гранцем (Геологическая служба США).

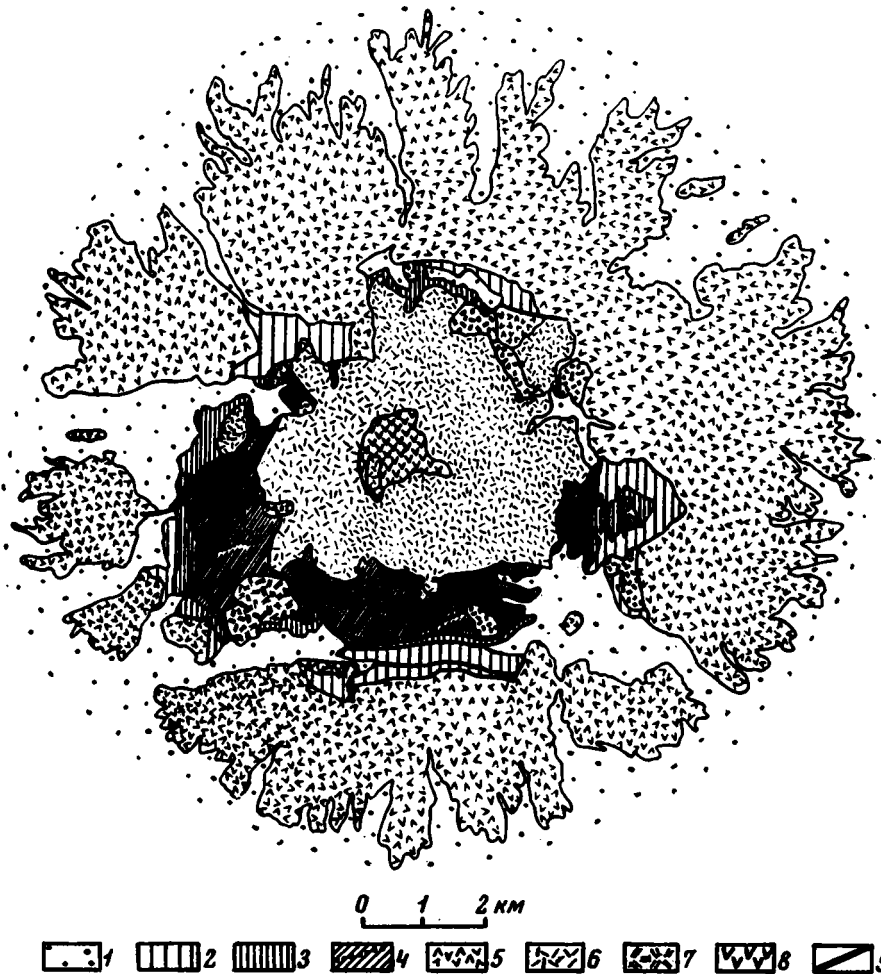


Рис. 54. Геологическая карта вулкана Мэрисвилл-Батс в северной части прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic guide ...", 1962)

1 - голоценовые отложения; 2 - плиоцен-плейстоценовые отложения ("формация Техама"); 3 - эоценовые отложения ("формация Айоун"); 4 - верхнемеловые отложения; 5-8 - породы вулкана Мэрисвилл-Батс: 5 - андезитовые лавы, туфы и брекчи, 6 - андезитовые порфириты, 7 - риолитовые порфириты, 8 - туфобрекчи, заполняющие жерло вулкана; 9 - разломы

ли полностью доступен для изучения, и в нем удастся проследить все изменения толщ вкрест простирания, по направлению к Сьерра-Неваде (рис. 55): сокращение их мощности, выклинивание нижних горизонтов разреза, смену морских отложений континентальными, а на севере - замещение туфогенно-осадочных пород вулканогенными. Смена фаций и мощностей отложений, появление континентальных толщ и выклинивание ряда слоев наблюдаются и вдоль простирания прогиба. Характерны особенности центриклиналей прогиба: на юго-востоке происходит постепенное выклинивание меловых отложений и резкое сокращение на борту прогиба мощности третичных толщ; на северо-западе уменьшается мощность меловых слоев, постепенно выклиниваются слои миоцена и затем палеогена, маломощные плиоценовые образования ложатся на нижнеэоценовые и меловые.

Как известно, прогиб Грейт-Вэлли представляет крупный нефтегазоносный бассейн. Нефтяные месторождения распространены в южной части прогиба и связаны с неогеновыми отложениями, хотя нефтеносны и другие горизонты

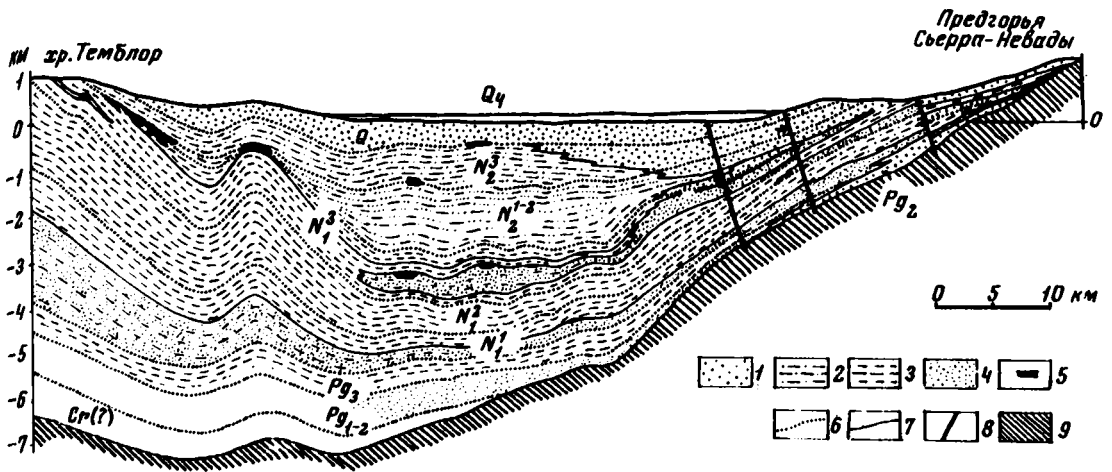


рис. 55. Поперечный геологический разрез через прогиб Грейт-Вэлли на юге долины Сан-Хоакин ("Geologic formations...", 1943)

1 - континентальные терригенные и глинистые породы; 2-4 - морские отложения: 2 - алевролиты и глинистые сланцы, 3 - глинистые и иногда кремнистые породы, 4 - песчаники; 5 - газо- и нефтенасыщенные песчаники; 6 - стратиграфические границы; 7 - границы литологических комплексов; 8 - разломы; 9 - гранитно-метаморфические породы основания прогиба

от верхнего мела до плейстоцена¹. С плиоценовыми отложениями на юге территории связаны также газовые месторождения, но в основном они распространены в северной половине прогиба (юг долины Сакраменто), где газonosны слои верхнего мела и эоцена, иногда и более молодые. Коллекторами нефти и газа служат пески, реже трещиноватые глинистые сланцы (Hart, 1966). Угольные пласты в отложениях прогиба Грейт-Вэлли не имеют промышленного значения; только в районе Айон, на востоке, разрабатываются прослойки лигнита. У слияния рек Сан-Хоакин и Сакраменто производится добыча торфа. Во многих местах из кайнозойских отложений добываются песок, гравий и глина, а из четвертичных пород южных районов также гипс. У подножья Сьерра-Невады известны россыпные месторождения золота.

Приведенный обзор показывает, что миогеосинклинальный прогиб на территории Большой долины заложился, вероятно, в самом конце юры к западу от формировавшейся складчатой области Сьерра-Невады. В течение мела и кайнозоя прогибание продолжалось практически непрерывно. Однако границы прогиба и соответствующего морского бассейна не оставались постоянными, а зона наибольшего прогибания последовательно смещалась все дальше к востоку и к югу (см. рис. 50, 53). В меловое время прогиб был слабо расчленен. Крупный морской бассейн, занимавший территорию Большой долины, был связан с бассейнами более западных и северных районов. По изменению характера отложений, удивительно постоянной ориентировке косої слоистости и следов течений на значительных участках установлено поступление материала меловых пород из поднимавшейся области мезозойской Сьерра-Невады и гор Клатмат и перенос его на юг, вдоль простирания прогиба (Hackel, 1966). На юге в конце мела появились также западные источники сноса. Для палеогена характерно образование местных поднятий, большая изолированность морских бассейнов и расширение площадей континентального осадконакопления на северо-восточном борту прогиба, на северной и южной центриклиналях. Основные источники сноса располагались как на востоке, так и на западе - в интенсивно воздымавшейся области Береговых хребтов. В конце палеогена и в неогене появляются и южные источники сноса. Неогеновый морской бассейн занимал только южную часть прогиба, а на остальной территории накапливались континентальные толщи изменчивых фаций и мощностей, ложившиеся местами с несогласием. В четвертичное время продолжалось континентальное осадконакопление. С серединой плейстоцена было связано замыкание прогиба Грейт-Вэлли. Однако геодезические измерения показывают, что в

¹ В районе Эдисона, на востоке прогиба, резервуаром для нефти служат породы основания (May, Hewett, 1948).

узкой полосе осевой зоны прогиба погружение продолжается и в настоящее время¹.

В отложениях прогиба Грейт-Вэлли известны и разломы, и крутые сжатые складки. Но современная структура прогиба значительно проще, чем в синклиорных зонах областей завершённой складчатости. Мелкие дислокации распространены в нем неравномерно и сосредоточены в основном на крутом юго-западном борту. Как видно на профилях (см. рис. 51, 52, 55), различная крутизна бортов и линзовидный характер слагающих толщ создают асимметрию прогиба Грейт-Вэлли. Его осевая зона заметно смещена к юго-западному борту. На всем протяжении зоны обычны пологое залегание слоев и несложные дислокации. В районе Бекерсфилда и Стоктона располагаются пологие поперечные поднятия (Hackel, 1966). К югу от поднятия Бекерсфилд и к северу от поднятия Стоктон локализуются участки максимальных мощностей третичных толщ, примыкающие ко впадинам Береговых хребтов. С этими участками связано распространение мелких осложняющих дислокаций в осевой зоне и на

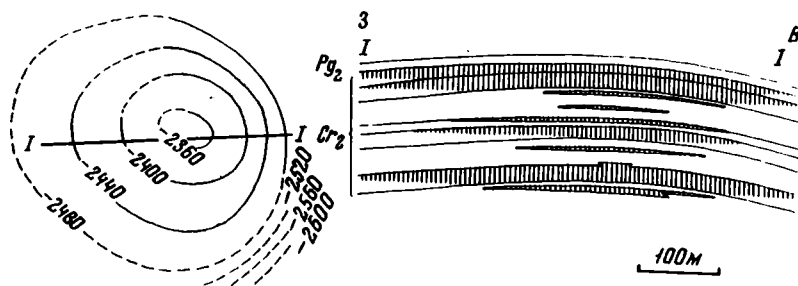


Рис. 56. Антиклиналь Уилд-гуз на севере прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic formations...", 1943)

Стратеоизогины (в футах) проведены по структурному горизонту близ подошвы эоцена. Штриховкой показано месторождение газа

юго-западном борту прогиба. На участках, примыкающих к поднятиям Береговых хребтов, третичные отложения имеют меньшую мощность и слабо дислоцированы. Так в части прогиба, примыкающей к поднятию Дьябло, слои осевой зоны залегают почти горизонтально и не нарушены мелкими дислокациями. Севернее Стоктона происходит увеличение мощности отложений и некоторое усложнение общей структуры. В осевой зоне прогиба появляются пологие брахиантиклинали и купола, послужившие ловушками для газа. Они образованы меловыми и третичными слоями, наклон которых редко превышает 10-20° (рис. 56). Простираение брахискладок северо-западное или субмеридиональное. Распространены они локально — брахиантиклинали обычно не имеют сопряженных синклиналей. Особенно многочисленны мелкие нарушения на южном окончании осевой зоны прогиба. Здесь на небольшой площади распространены купола и брахиантиклинали нефтяных полей Кэйл, Тон-Секшенз, Колз-Левн, Грили, Рио-Браво, Фрутвэйл, Баттонвиллоу и др. Брахиантиклинали имеют обычно северо-западное простираение и крылья с наклоном в несколько градусов, иногда осложненные разломами (рис. 57). В целом они складывают лишь незначительные изгибы слоев в осевой зоне прогиба, зеркало складок всегда близко к горизонтальному. Дно прогиба широкое и уплощенное, постепенно переходящее в участок северо-восточного борта.

На северо-восточном борту прогиба наблюдаются пологое воздымание слоев по направлению к Сьерра-Неваде, уменьшение мощности и постепенное выклинивание многих горизонтов (см. рис. 51, 52, 55). Наклон слоев в моноклинали редко превы-

¹ Выказывалось мнение, что погружение происходит в результате хозяйственной деятельности людей и связано в основном с понижением уровня грунтовых вод при их интенсивном использовании (Poland, Evenson, 1966).

шает 10° . На юге, в районе Бекерсфилда, известны нарушающие ее небольшие продольные сбросы и пологие изгибы (рис. 58). На севере осложнение моноклиальной структуры создает вулкан Мэрисвилл-Батс (см. рис. 54).

Моноклиаль юго-западного борта прогиба на значительных отрезках также имеет простое строение, особенно в своей северной части, примыкающей к поднятию Северных Береговых хребтов. Здесь моноклиаль имеет субмеридиональное простирание, которое на отдельных участках сменяется северо-северо-западным. Крупные пачки песчаников и глинистых сланцев в титонских и меловых отложениях хорошо выделяются в рельефе и прослеживаются на многие десятки километров. Слои наклонены на восток под углом $30-40^{\circ}$, а к югу от Уилбар-Спрингс $40-60^{\circ}$, иногда больше. По направлению к центру прогиба залегание выполаживается. В плиоценовых слоях, залегающих на севере непосредственно выше меловых, обычен наклон от нескольких градусов до $15-20^{\circ}$. Местами на моноклинали картируются небольшие диагональные разломы, захватывающие преимущественно меловые слои. Южнее г. Паскенты известно несколько продольных разломов и связанных с ними складок, например антиклиналь Сайтс и сопряженная с ней синклираль (рис. 59). Это достаточно крупные (длинной до $20-30$ км) линейные складки простого строения, с наклоном крыльев до 40° , иногда больше. Их образуют слои мела и плиоцена, а на юге в антиклинали Рамзэй-Хиллс - также и слои эоцена. Пологая антиклиналь Данниган-Хиллс, расположенная ближе к оси прогиба, захватывает отложения плиоцена - плейстоцена и хорошо выражена в современном рельефе.

В районе слияния рек Сакраменто и Сан-Хоакин, на участке, примыкающем к впадине Сан-Франциско, моноклиаль меняет свое простирание на северо-западное. В месте изгиба меловые и третичные слои образуют ряд небольших (несколько километров) складок, линейных и брахиформных, имеющих невыдержанные простирания, и крылья, наклоненные под пологими или средними углами. Такие складки хорошо изучены на газовых полях Хонкер, Лос-Меданос, Уиллоу-Пас, Сулсан, Потреро-Хиллс и Керби-Хилл (рис. 60). Ближе к осевой части прогиба, например на газовом поле Рио-Виста, известны только небольшие купола с наклоном слоев в несколько градусов, иногда нарушенные разрывами. Южнее пологие брахискладки встречаются на газовых полях Трейси, Верналис и еще в ряде мест. В краевой части юго-западного борта известны продольные разломы.

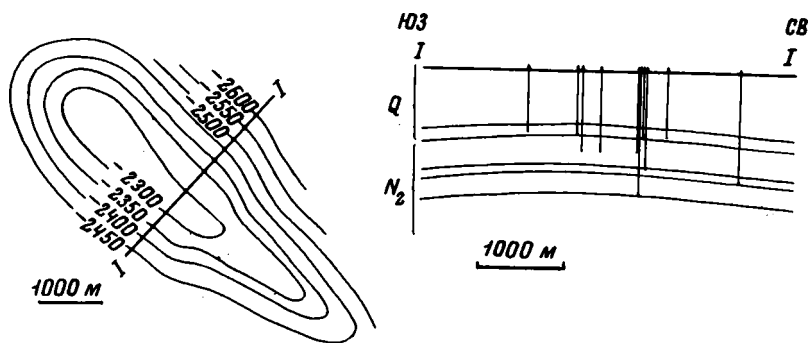


Рис. 57. Антиклиналь Баттонвиллоу на юге прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic formations...", 1943)

Стратонзогипсы (в футах) проведены по кровле плиоценовых слоев

Далее по простиранию - на участке, примыкающем к поднятию Дьябло, - моноклиаль построена просто и редко осложняется дополнительными нарушениями. Слои простираются в северо-западном направлении, образуя несколько лавных перегибов. Они наклонены на северо-восток под углом $50-60^{\circ}$, местами круче, а на субмеридиональных отрезках - более полого. Небольшие осложняющие складки в третичных слоях и продольные разломы отмечены близ ручьев Циерво и Хондо. Резкий поворот простирания виден вдоль периклинали поднятия Дьябло.

Вдоль всей границы с поднятиями Дьябло и Северных Береговых хребтов моноклиаль юго-западного борта оборвана взбросами и надвигами, расположенными

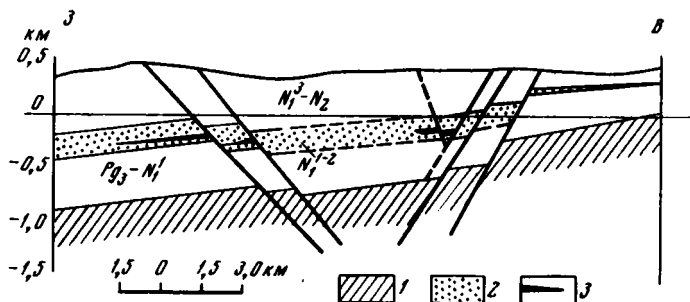


Рис. 58

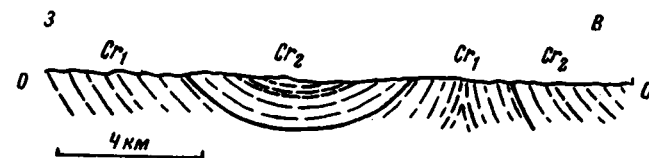


Рис. 59

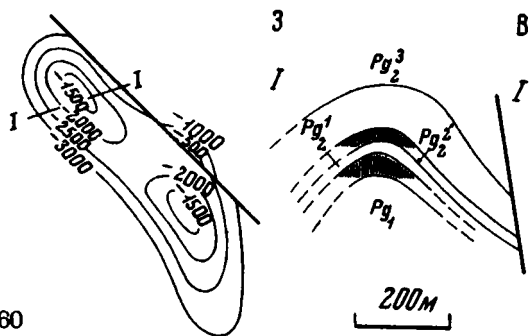


Рис. 60



Рис. 61

Рис. 58. Геологический разрез через южную часть восточного борта прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic formations...", 1943)

1 - породы основания прогиба; 2 - нефтеносный горизонт (нижний - средний миоцен); 3 - нефтяная залежь

Рис. 59. Антиклиналь Сайтс на западном борту прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic formations ...", 1943)

Рис. 60. Антиклиналь Керби-Хилл в северной части юго-западного борта прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic guide ...", 1962)
Стратоизогипсы (в футах) проведены по структурному горизонту внутри эоцена. Штриховкой показано газовое месторождение

Рис. 61. Геологический разрез через западный борт прогиба Грейт-Вэлли, в пределах долины Сакраменто (Bailey a.o., 1964)
1 - верхнемеловые отложения; 2 - нижнемеловые отложения; 3 - титонские отложения; 4 - францисканские отложения Береговых хребтов; 5 - серпентинизированные гипербазиты; 6 - разломы

нередко кулисно. По ним титонские и меловые толщи смещены на запад, по-видимому, на несколько десятков километров и приведены в соприкосновение с образованиями францисканского комплекса (рис. 61). В подошве надвигов залегают пластины гипербазитов, упомянутые выше. Вблизи фронта надвигов слои часто имеют крутой наклон и местами запрокинуты. Простираение слоев на борту прогиба соответствует простираанию взбросов и надвигов.

Южный участок прогиба Грейт-Вэлли, примыкающий к впадине Салинас, имеет наиболее сложное строение. Здесь, в районе хр. Темблор, моноклираль юго-западного борта проходит вдоль разлома Сан-Андреас и нарушена многочисленными дополнительными складками и разрывами. Кулисно расположенные антиклинали к югу от Коалинги рассматриваются рядом геологов как складки волочения вдоль сдвига Сан-Андреас. Это антиклинали нефтяных полей районов Коалинги, Кеттлеман-Хиллс, Лост-Хиллс, Белридж, Элк-Хиллс, Цимрик-Мак-Киттрик, Буэна-Виста, Мидвэй-Сансет и др. Они обычно удлинены в северо-западном направлении и построены асимметрично (рис. 62), причем более крутым часто оказывается юго-западное крыло. Так, в северной антиклинали района Кеттлеман-Хиллс наклон юго-западного крыла составляет $65-70^\circ$, северо-восточного - около 40° ; средняя антиклиналь несколько круче, другие складки обычно более пологие. Некоторые антиклинали осложнены седлами, складками третьего порядка и мелкими разрывами. Мелкие складки и разрывы обычно захватывают лишь несколько горизонтов разреза. Но в целом они нарушают все слои мела и кайнозоя, включая и плейстоценовые. Наиболее сложные дислокации отмечаются в краевой части юго-западного борта; с приближением к центру прогиба складки становятся более пологими, а разрывы все более редкими.

Интересно строение центриклиналей прогиба. На северо-западе наблюдается постепенное выклинивание слоев и очень пологое воздымание к массиву гор Клатат, не нарушенное мелкими дислокациями. Юго-восточная центриклиналь имеет более сложное строение. Ее очертания грубо повторяют угол между разломами Сан-Андреас и Гарлок. Мелкие складки в третичных отложениях располагаются параллельно краю центриклинали. Очень часто они связаны с небольшими субширотными взбросами и имеют асимметричное строение: северные крылья антиклиналей оказываются круче южных и местами подворачиваются (Hoots, 1930; рис. 63). В районе Вилер-Ридж с такой асимметричной антиклиалью связана нефтяная залежь. Севернее, в районах, удаленных от центриклинали, складки становятся более широкими и пологими.

По угловым несогласиям в пределах прогиба Грейт-Вэлли были установлены дислокации, образовавшиеся в палеоцене после отложения "формации Морено", перед средним эоценом, перед плиоценом и в середине плейстоцена. Из них только среднеплейстоценовые дислокации имели региональный характер (Nackel, 1966). Они привели к замыканию прогиба Грейт-Вэлли и оформлению его современной структуры. Судя по сейсмическим данным, дислокации продолжают и сейчас. Современные движения вызывают изгибы кабелей, трубопроводов, мостовых. В районе Буэна-Виста при смещении по надвигу на глубине 250 м были разорваны трубы нефтяных скважин; величина смещения составляет в среднем 17 см в год (Gilluly, 1963). В районе Арвин-Техачапи, на южной центриклинали прогиба, во время землетрясения 1952 г. наблюдались мелкие смещения в зоне сдвига Уайт-Волф (горизонтальная и вертикальная составляющие около 1 м). В ряде мест на юге долины Сан-Хоакин в верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях известны пологие складки, еще почти не затронутые эрозией. Синклиналям часто соответствуют речные долины, антиклиналям - гряды холмов (например Элк-Хиллс, Лост-Хиллс, Буэна-Виста-Хиллс и др.). Примеры современных движений в Южной Калифорнии весьма многочисленны. Скорости этих движений сравнимы со скоростями, вычисленными для прежних орогенических эпох. Поэтому Дж. Гиллули (Gilluly, 1963) рассматривал современную эпоху развития Южной Калифорнии как орогеническую. Анализ материалов по геологии прогиба Грейт-Вэлли подтверждает мнение Дж. Гиллули. Зона погружения и накопления осадков сейчас сохранилась только в осевой части прогиба. Активный рост складок и движения по разломам происходят во многих местах. Процесс замыкания прогиба, по-видимому, продолжается в настоящее время. Однако для его характеристики требуется сбор детальных материалов.

Описание структуры прогиба Грейт-Вэлли может быть дополнено геофизическими

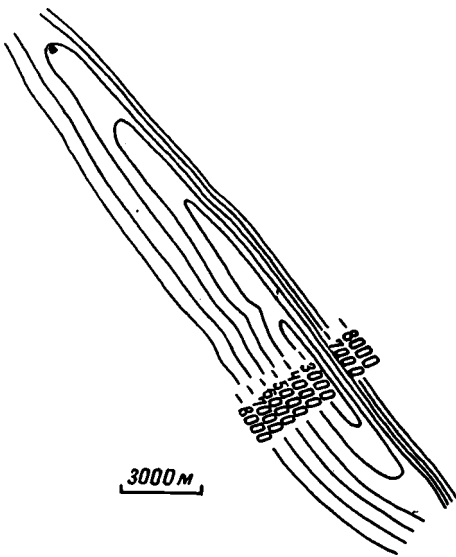
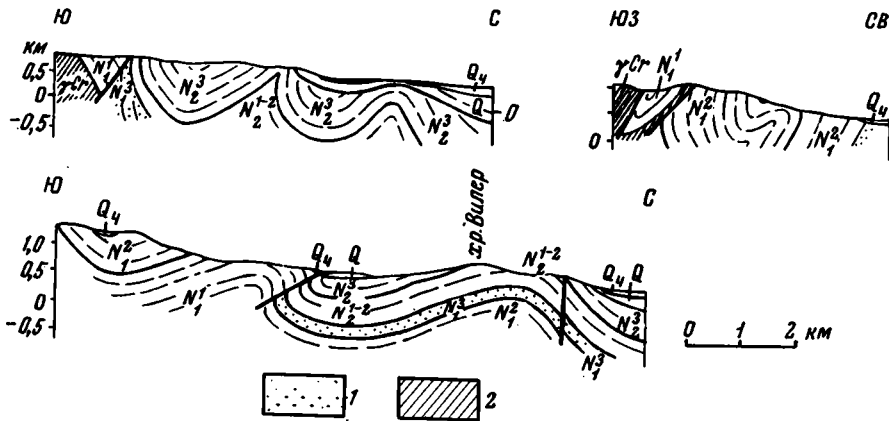


Рис. 62. Антиклиналь Лост-Хиллс в южной части юго-западного борта прогиба Грейт-Вэлли ("Geologic formations...", 1943)

Стратоизогипсы (в футах) проведены по структурному горизонту внутри среднего миоцена

Рис. 63. Складки на южной центральной антиклинали прогиба Грейт-Вэлли (Hoots, 1930)

1 - верхнемиоценовые отложения; 2 - породы основания прогиба



данными. На гравиметрической карте Калифорнии в целом видно изменение аномалий Буге от 0 до +20 мгл у побережья до -240 мгл на востоке, в области невадид. Такое изменение соответствует, по-видимому, увеличению мощности земной коры в восточном направлении. Максимумы (или нормальные значения) и минимумы силы тяжести, отмеченные в Береговых хребтах, обычно отвечают поднятиям и впадинам (Шарпан, 1966). Для гравитационных ступеней в ряде мест установлено соответствие разломам с совмещением пород разной плотности¹. Интересно, что все это молодые разломы, хорошо выраженные в рельефе. Породы гипербазитовых массивов сильно серпентинизированы, имеют пониженную плотность, близкую к плотности францисканских пород, и поэтому обычно не выделяются в гравитационном поле. Вдоль западного борта прогиба Грейт-Вэлли прослежен заметный гравитационный минимум, отвечающий зоне современного прогибания и больших мощностей всей осадочной серии; наименьшие значения аномалий Буге (до -80 мгл) отмечены к юго-востоку от Коалинги.

В центральной части прогиба установлена продольная зона почти непрерывного гравитационного максимума (-40 мгл на юге, -20 мгл в средней части и 0 мгл на севере, рис. 64). Здесь же при аэромагнитной съемке был установлен значительный магнитный максимум (до 4000 гамм; Griscom, 1966). Существование такой аномальной зоны в центральной части прогиба Грейт-Вэлли² связывают с особенностями

¹ У разлома Сан-Андреас гравитационные ступени появляются только на участках соприкосновения пород разной плотности.

² Определенных данных о продолжении этой зоны на север и на юг за пределы прогиба нет.

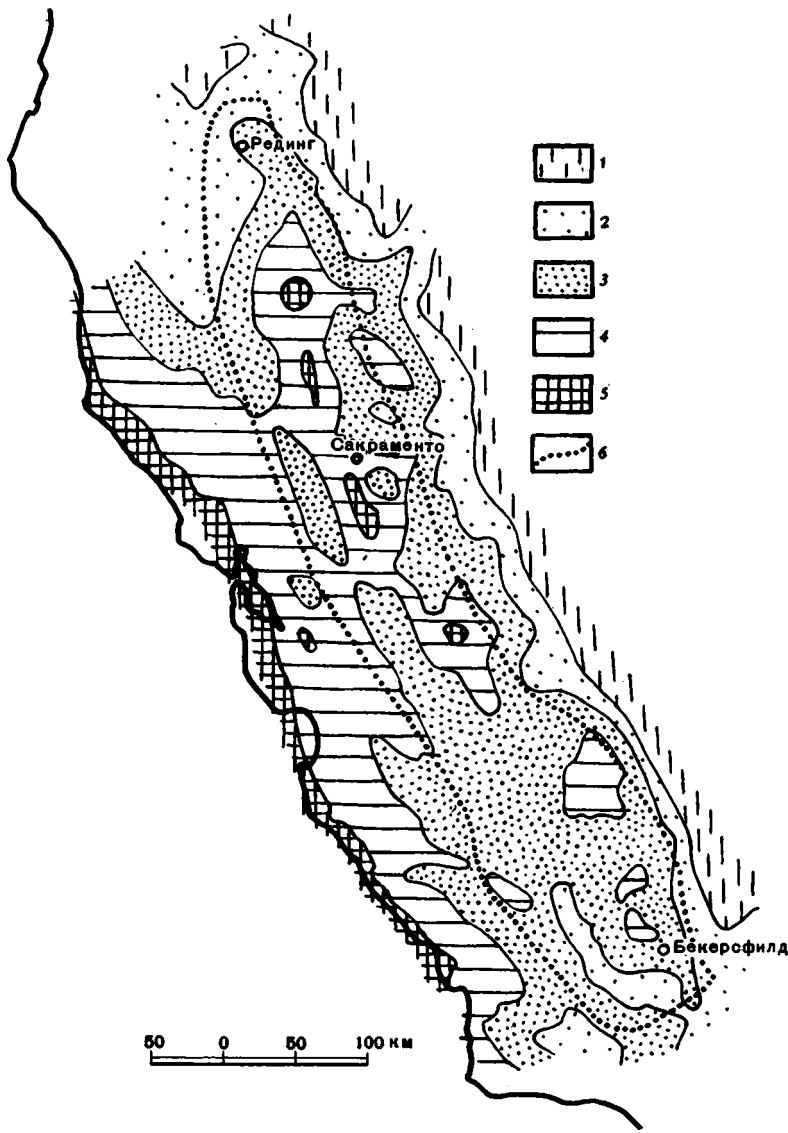


Рис. 64. Схема аномалий Буге в прогибе Грейт-Вэлли в Калифорнии (Чарпан, 1966)

1 - зона пониженных аномалий Буге в пределах невадид; 2 - наиболее пониженные аномалии в пределах прогиба Грейт-Вэлли; 3 - относительные гравитационные минимумы; 4 - участки относительно повышенных аномалий; 5 - относительные гравитационные максимумы; 6 - контуры прогиба Грейт-Вэлли

строения его основания (Чарпан, 1966). Ряд исследователей считают возмущающую массу крупной интрузией основного или ультраосновного состава, внедрившейся, возможно, вдоль контакта пород невадийского комплекса и францисканских образований. Э.Бейли предполагает здесь мезозойский рифт в земной коре, связанный со смещением ее блока на запад (рис. 65). Некоторые исследователи объясняют возникновение аномальной зоны особенностями нижней части земной коры или верхней мантии. Другие ищут связь аномалии с зоной неоген-четвертичного вулканизма, указывая на расположение здесь вулкана Мэрисвилл-Батс. По-видимому, особенности

¹ К северу от Стоктона ширина возмущающей массы до 15 км, глубина залегания ее кровли 7-15 км, западный контакт погружается к юго-западу.



Рис. 65. Схема глубинного строения Западной Калифорнии (Bailey а.о., 1970)
 1 - миогеосинклинальные отложения прогиба Грейт-Вэлли (от титона до неогена);
 2 - эвгеосинклинальный комплекс Береговых хребтов ("формация Францискан", от титона до турона или коньяка), крапом показаны метаморфизованные породы; 3 - гранитно-метаморфический комплекс Сьерра-Невады (палеозойско-мезозойский);
 4 - "базальтовый слой"; 5 - гипербазиты; 6 - разломы

этой зоны и ее структурное положение в дальнейшем могут быть сопоставлены с особенностями аномальной зоны у западного побережья Сахалина.

Сейсмические данные по прогибу Грейт-Вэлли крайне ограничены. Поперечный профиль преломленных волн, прошедший через Сан-Франциско, дает для Береговых хребтов и прогиба Грейт-Вэлли мощность земной коры около 22 км (Eaton, 1966). Однако почти весь отрезок профиля, отвечающий прогибу, характеризуется неадекватными данными, что объясняют предположительно уменьшением мощности коры под прогибом или увеличением сейсмических скоростей в коре.

Прогиб на западе Калифорнийского полуострова

На западе Калифорнийского полуострова видны фрагменты крупного кайнозойского прогиба, сходного с Грейт-Вэлли. Северо-восточный борт прогиба прослеживается более чем на 1000 км вдоль края гор Сан-Педро-Мартир и далее на юг (рис. 66). Участки юго-западного борта видны в районе зал. Магдалена, в горах Сьерра-Вискайно, на островах Цедрос и Сан-Бенито. Таким образом, ширина прогиба порядка 100 км. Значительные его части располагаются в пределах современного шельфа Тихого океана. На севере на простирании прогиба находится впадина Лос-Анжелес (Пушаровский, Меланхолина, 1963). В выполнении прогиба Калифорнийского полуострова участвуют отложения верхнего мела и кайнозоя, преимущественно морские, терригенные, общей мощностью несколько километров (Beal, 1948; Duffam, Allison, 1960).

На северо-восточном борту прогиба верхнемеловые слои с несогласием перекрывают образования невадийского складчатого комплекса Полуостровных хребтов: гранитоиды батолита Южной Калифорнии, верхнемезозойские эвгеосинклинальные отложения и более древние толщи переходного типа (Меланхолина, 1967). Нижнемеловые слои (до альба включительно) входят еще в состав невадийского комплекса; они дислоцированы вместе с более древними отложениями, на востоке метаморфизованы и в ряде мест рассечены гранитными интрузиями (Silver а.о., 1963). Время невадийской складчатости здесь определяется серединой мела. На юго-востоке полуострова складчатые структуры невадид перекрывают третичными вулканогенными образованиями "формация Комонду" (см. ниже), которые в западном направлении замещаются осадочными отложениями прогиба. В разрезе юго-западного борта прогиба также известны осадочные породы верхнего мела, но взаимоотношения ниже- и верхнемеловой толщи неясны (Duffam, Allison, 1960).

Верхнемеловые отложения на северо-западе полуострова и в горах Сьерра-Вискайно представлены песчаниками с линзами грубых конгломератов и местами с многочисленными прослоями глинистых сланцев, мощностью более 800 м ("формация

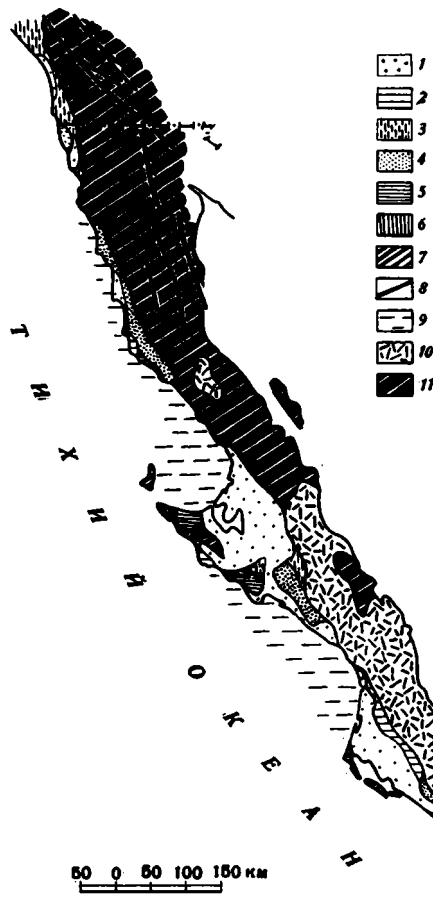


Рис. 66. Геологическая карта Калифорнийского полуострова ("Geologic map of North America ...", 1965) Прогиб Калифорнийского полуострова: 1 - четвертичные отложения; 2 - плиоцен; 3 - миоцен; 4 - палеоген; 5 - верхний мел; 6 - нижний мел; 7 - мезозойский гранитно-метаморфический комплекс основания прогиба; 8 - разломы; 9 - участки прогиба, лежащие на шельфе Тихого океана. 10 - вулканическая зона на юго-востоке Калифорнийского полуострова. 11 - складчатая область мезозой (невадид)

Росарио", кампан-маастрихт). Южнее гор Сьерра-Вискайно отложения верхнего мела известны только в двух скважинах (Allison, 1964).

Отложения палеоцен-эоцена¹ залегают с местными несогласиями на верхнемеловых слоях, а в краевой части северо-восточного борта распространяются значительно шире, перекрывая породы невадийского комплекса. Это алевролиты с прослоями песчаников и песчаных глин, с крупными песчаными стяжениями, мощностью от 300 до 1200 м или больше ("формация Тепетэйт"). В северных районах породы имеют более грубообломочный состав, чем на юге. Местами помимо морских отложений в толще встречаются континентальные слои. Контуры палеоцен-эоценового морского бассейна примерно соответствовали контурам прогиба (рис. 67). На севере бассейн продолжался в пределы впадины Лос-Анжелес. Определенно датированные олигоценовые отложения на Калифорнийском полуострове не установлены.

Нижнемиоценовые отложения² известны на небольшой площади близ Ла-Пуриссими, на северо-восточном борту прогиба. Это диатомовые глинистые сланцы, шоколадно-коричневые, при выветривании осветляющиеся, с прослоями кремнистых пород

¹ Стратиграфический аналог "формации Мартинес" в Калифорнии.

² Вероятно, аналог "формации Вакерос" в Калифорнии.

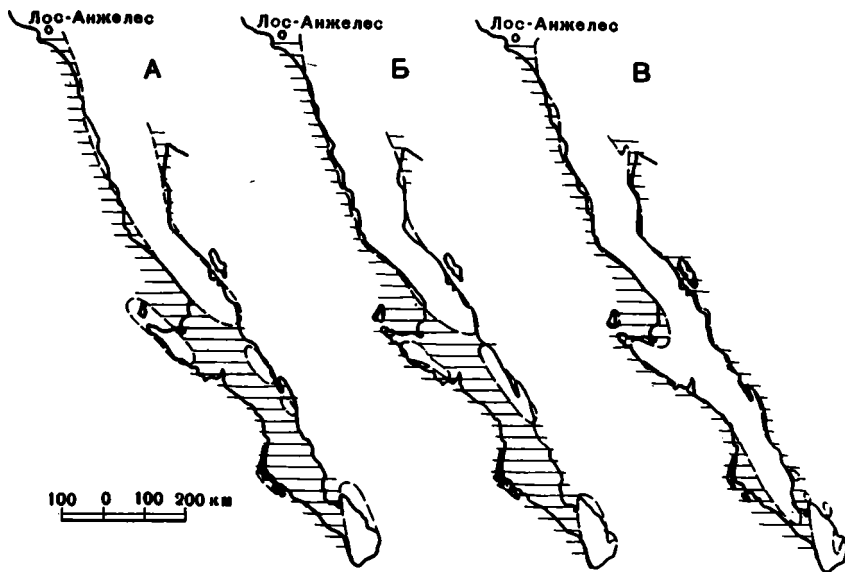


Рис. 67. Палеогеографические схемы Калифорнийского полуострова (Dutham, Allison, 1960): А - для эоценового времени, Б - для миоценового времени, В - для плиоценового времени. Заштрихована площадь морского бассейна

видимой мощностью 150 м ("формация Сан-Грегорио"). Толща среднего миоцена ("формация Исидро", частично включающая и нижний миоцен)¹ залегает с небольшим несогласием на различных горизонтах третичных отложений, а на западе перекрывает меловые слои. Она сложена в нижней части глинистыми сланцами, местами диатомовыми, с прослоями песчаников и известняков, а в верхней части - преимущественно песчаниками и глинами, иногда с примесью туфогенового материала и с прослоями вулканогенных пород. Мощность толщи около 150 м. Количество туфогенного материала в породах увеличивается в восточном направлении, источник его предполагается в Соноре. Диатомовые сланцы напоминают породы, отмеченные в "формации Сан-Грегорио", и особенно породы "формации Монтерей" в Калифорнии. Наиболее широко они распространены на западе - в горах Сьерра-Вискайно и на о-ве Цедрос ("формация Тортугас" среднего миоцена; Allison, 1964).

Далее с местными несогласиями следует вулканогенно-осадочная толща верхнего миоцена ("формация Комонду"). Это лавы и пирокластические породы андезитового, реже риолитового и базальтового состава, отложения грязевых потоков, а также конгломераты, песчаники, глины и иногда известняки, мощностью от 15 м до многих сотен метров. Отложения в значительной части континентальные. У восточного борта прогиба грубость материала песчаников сильно увеличивается, возрастают количество вулканогенных пород в составе толщи и ее общая мощность. На востоке - в зоне, пограничной с невадидами, - вулканогенные образования распространены особенно широко, и в горах Сьерра-Хиганта мощность их достигает 1200 м. Центры верхнемиоценового вулканизма располагались, по-видимому, именно в этой зоне (Dutham, Allison, 1960). По особенностям строения и структурного положения вулканическая зона на юго-востоке полуострова напоминает отрезки Восточно-Азиатского вулканического пояса.

Для миоценового и плиоценового времени отмечается сокращение морского бассейна на площади прогиба Калифорнийского полуострова (см. рис. 67). Морские от-

¹ Соответствует "формации Темблор" в Калифорнии, частично, возможно, "формациям Вакерос и Монтерей".

ложения плиоцена распространены только на ряде участков в центре прогиба. Здесь с местными несогласиями на миоценовых слоях залегают песчаники и глины, иногда с прослоями конгломератов, с линзами загрязненных известняков, мощностью от 150 м до нескольких сотен метров ("формация Салада").

В центральной части прогиба Калифорнийского полуострова плиоценовые отложения покрываются плейстоценовыми и современными толщами. В них известны озерные, речные, эоловые и иногда морские пески, гравий и глины. Местами отмечаются пласты (до 15 м) базальтовых лав. На юго-востоке полуострова видны отдельные вулканические конусы; в наиболее поздних из них сохранились кратеры. Для вулкана Трес-Виргенес отмечена активность в историческое время. В центральной части прогиба осадконакопление продолжается на ряде площадей современного шельфа.

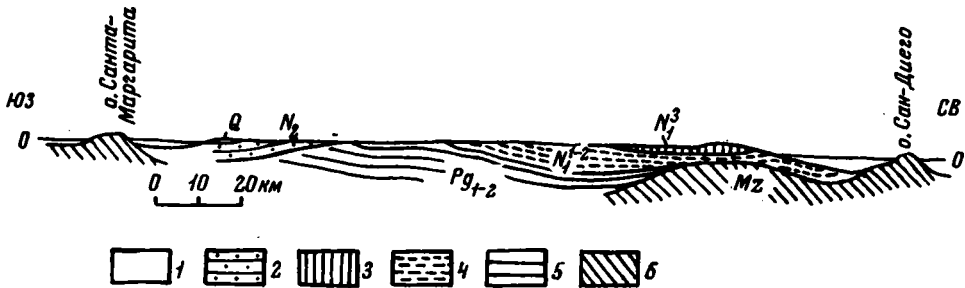


Рис. 68. Геологический разрез через южную часть прогиба Калифорнийского полуострова (Beal, 1948)

1 - четвертичные отложения; 2 - плиоценовые отложения; 3 - верхнемиоценовые отложения; 4 - нижне-среднемиоценовые отложения; 5 - палеоцен-эоценовые отложения; 6 - породы основания прогиба

Прогиб Калифорнийского полуострова имеет уплощенную синклиналиную форму (рис. 68). Верхнемеловые отложения северо-восточного борта образуют моноклиналию со средним или пологим наклоном слоев к юго-западу. Третичные толщи, обнаженные на бортах, тоже полого наклонены внутрь прогиба. Четвертичные отложения в его центральной части залегают горизонтально. Внутри прогиба отмечаются небольшие складки - то пологие, то узкие и острые, иногда - продольные и диагональные разломы. Однако структурные формы прогиба по существу еще не описаны из-за плохой обнаженности и слабой изученности. Современные движения тоже специально не рассматривались. В ряде мест известны плейстоценовые морские террасы, как опущенные, так и поднятые выше уровня моря (Durham, Allison, 1960). Такие поднятые террасы располагаются, в частности, у бортов прогиба, например на о-ве Сан-Бенито и на п-ове Вискайно. В последнем случае поверхности террас местами разбиты разломами и полого изогнуты (McIntyre, Shelton, 1952). В современном рельефе хорошо выражены и крупные разломы: Сан-Мигуэль, Агуа-Бланка, Санта-Росалия и др. Однако смещения при землетрясении известны только по разлому Сан-Мигуэль. Эпицентры землетрясений вообще очень редко отмечаются в пределах прогиба и почти всегда связаны с районом Калифорнийского залива.

Прогиб Западного Орегона и Вашингтона

Прогиб расположен кулисно по отношению к калифорнийскому прогибу Грейт-Вэлли и представляет сходную структуру в средней части Кордильер. Он протягивается меридионально на 750 км при ширине до 100 км, охватывая район Береговых хребтов, низменности Пюджет и долины Уилламет. На востоке прогиб примыкает к мезозойской складчатой области (невадидам), перекрытой в пограничной зоне вулканическими образованиями Каскадных гор (рис. 69).

Выходы складчатого комплекса невадид известны на островах Ванкувер и Сан-Хуан, в северной части Каскадных гор, в районе Оканоган - Голубых гор на востоке

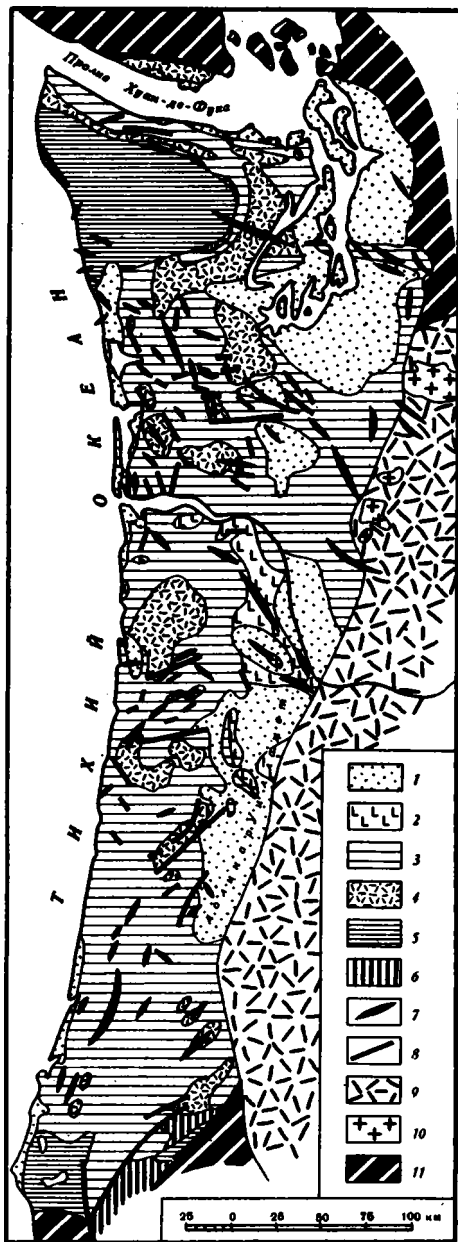


Рис. 69. Геологическая карта Западного Орегона и Вашингтона ("Tectonic map of United States, 1962)

Прогиб Западного Орегона и Вашингтона: 1 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - миоценовые "базальты Колумбия-Ривер"; 3 - отложения эоцен-миоцена; 4 - нижнеэоценовые отложения; 5 - меловые отложения; 6 - юрские отложения; 7 - оси антиклинальных складок; 8 - разломы. Вулканическая зона Каскадных гор; 9 - кайнозойские вулканогенные образования; 10 - поздне третичные гранитоидные интрузии. 11 - складчатая область мезозой (невадид)

Орегона и в горах Клатмат на юге. Здесь распространены кристаллические и аспидные сланцы, зеленокаменные породы, образованные по эффузивам основного и среднего состава, кварциты, полимиктовые песчаники, метаморфизованные известняки и амфиболиты палеозойского и мезозойского возраста, включая верхнюю юру, местами, возможно, и нижний мел (Koch, 1966; Stout, 1964; Weaver, 1945; Меланхолина, 1967). Это характерные породы эвгеосинклинального и переходного разрезов Кордильер. В западных районах в составе невадийского комплекса известны тела гипербазитов. Повсюду развиты поздне мезозойские гранитоидные интрузии. Обломочные толщи орогенного комплекса невадид распространены незначительно. Они залегают с несогласием в основании и представлены морскими и континентальными образованиями (иногда угленосными), относимыми к верхнему мелу.

Вулканоогенная серия Каскадных гор сложена континентальными породами третичного и четвертичного возраста общей мощностью до 6 км и более (Уотерс, 1957; Foster, 1960; Macdonald, 1966; Peck, 1960; Peck a.o., 1964; Stout, 1964; Weaver, 1945,

и др.). В отличие от областей, лежащих к востоку и западу, здесь развиты преимущественно образования андезитового состава. Только в нижней части разреза (эоцен и, возможно, олигоцен)¹ преобладают аркозовые и полевошпатовые песчаники и базальтовые лавы, особенно на севере; в меньшем количестве присутствуют риолиты и андезиты, различные осадочные и туфогенно-осадочные породы. Их мощность на юге Вашингтона достигает 3 км. Вверх по разрезу количество андезитов заметно увеличивается.

Средняя толща (олигоцен-миоцен)² залегает с местными несогласиями и представлена туфами, лавами и агломератами андезитового, реже дацитового или базальтового состава, с характерной быстрой сменой пород в разрезе и по простиранию. Мощности отложений также не выдержаны; часто они измеряются сотнями метров, но местами в пределах Орегона возрастают до 4-4,5 км.

Выше с несогласием ложатся базальтовые лавы среднего - верхнего миоцена³. Обычно они однообразны по составу и только в небольшом количестве содержат пласты андезито-базальтов и андезитов, палагонитовых брекчий, туфогенных песчаников и конгломератов. Мощность отложений в долине р. Колумбии достигает 700 м. Распространены они гораздо шире, чем подстилающие горизонты, и протягиваются далеко на восток от Каскадных гор, образуя Колумбийское плато. Выше местами отмечаются андезиты верхнего миоцена. Плиоценовые и четвертичные породы Каскадных гор⁴ представлены андезитовыми, дацитовыми и базальтовыми лавами и пирокластами, общей мощностью до 1 км и более. Вдоль гребня Каскадных гор протягивается полоса вулканических конусов, иногда очень крупных. Из них вулкан Лассен-Пик проявлял активность уже в XX в.

Граница кайнозойского геосинклиналиного прогиба с вулканической зоной Каскадных гор фиксируется повсеместно сменой морских отложений континентальными и появлением значительного количества вулканогенных пород в различных горизонтах. Как отмечает Ф.Кинг (1961), большая часть третичных вулканогенных пород центральных Кордильер локализована именно в Каскадных горах и на Колумбийском плато. Позднетретичные⁵ интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов также приурочены к полосе Каскадных гор. Подошва вулканогенной серии глубоко погружена, но в современном рельефе Каскадные горы образуют поднятие, протягивающееся меридионально на много сотен километров. Его осложняют небольшие разломы и складки с наклоном крыльев, редко превышающим 10-20°. Эти складки часто совпадают по простиранию с невадидскими структурами и ориентированы в Орегоне в северо-восточном, а в Вашингтоне - в северо-западном направлениях. Интенсивность смятия убывает с запада на восток и от нижних горизонтов к верхним. Залегание плиоценовых слоев обычно близко к горизонтальному. Несомненные резкие различия зоны Каскадных гор и структур Береговых хребтов Орегона и Вашингтона. Структурное положение и особенности строения сближают полосу Каскадных гор с участками Восточно-Азиатского вулканического пояса, впервые описанного Е.К.Устиевым (1959).

Прогиб на западе Орегона и Вашингтона выполнен верхнемезозойскими и третичными отложениями. Нижние горизонты разреза⁶ обнажены только на южном окончании прогиба - в отрогах гор Кламат ("Geologic map of Oregon...", 1961; Koch, 1966; Me-

¹ "Формации Своук, Тиввэй, Рослин" на севере и "формация Нэчес" на юге Вашингтона; их аналоги в Орегоне.

² "Формация Кичелус" в Вашингтоне, "формация Джон-Дэй", "андезиты Западных Каскад" (или "серия Литл-Бат") в Орегоне.

³ "Базальты Колумбия-Ривер, или Якима".

⁴ "Формация Кэскан", вулканические породы Высоких Каскад.

⁵ Некоторые из них секут "базальты Колумбия-Ривер". Для батолитов Снокуолми и Чилливек определения абсолютного возраста дают 17-18 млн. лет (кали-аргоновый метод; Lipson a.o., 1961).

⁶ Синхронные по образованию невадидской складчатости.

ланхолина, 1964). Здесь образования невадийского комплекса с несогласием перекрыты титонской толщей, отличающейся от них отсутствием регионального метаморфизма и слагающей более простые структуры. Эта толща ("формация Ридл") образована алевролитами с прослоями песчаников, линзами конгломератов и загрязненных известняков, мощностью много сотен метров. По характеру и фауне она сопоставляется с ноксвиллскими отложениями Калифорнии. На крайнем западе территории (мыс Оттер-Пойнт) в блоке, ограниченном разломами, были изучены разновозрастные отложения иного характера, сопоставляемые с францисканскими отложениями (Koch, 1966). Помимо терригенных пород они содержат пласты андезитовых лав (нередко - пиллоу-лав), вулканических брекчий и кремнистых пород, серых, зеленых и красных. В разрезе преобладают полимиктовые песчаники, нередко с ритмичной слоистостью, с незакономерными прослойками алевролитов в кровле слоев и с гиероглифами в подошве. Видимая мощность толщи порядка 3 км. Местами отложения рассечены тлами гипербазитов.

Нижнемеловые слои залегают согласно на титонской толще и с резким несогласием на невадийских образованиях ("Geologic map of Oregon ...", 1961; Koch, 1966). Это переслаивающиеся песчаники и алевролиты с линзами известняков мощностью до 2 км, на востоке - меньше ("формация Дэйс-Крик", валанжин-баррем). В прибрежных районах отмечается мощный горизонт базальных конгломератов. Верхнемеловая терригенная толща ("формация Хорнбрук", сеноман-кампан) распространена незначительно. Эоценовые отложения на южной центриклинали прогиба перекрывают непосредственно нижнемеловые, или титонские, слои, а восточнее - также и невадийские образования.

На севере, судя по находкам фораминифер, меловые отложения входят в состав мощной (до 5 км) вулканогенно-осадочной толщи, обнаженной на п-ове Олимпик ("формация Солдак"; Weaver, 1937, 1945; Park, 1942; Brown a.o., 1960; Gower, 1960)¹. В толще переслаиваются алевролиты, аргиллиты и полимиктовые песчаники; в отдельных пластах встречаются кварц-полевошпатовые песчаники и конгломераты. Вулканогенные горизонты образованы базальтовыми пиллоу-лавами, лавобрекчиями и широкластами, с которыми часто связаны кремнистые известняки и аргиллиты. Породы сильно уплотнены и в отличие от вышележащих эоценовых иногда метаморфизованы. Г.Е.Уиллер (устное сообщение, 1963 г.) подчеркивал, что эти отложения очень напоминают францисканские и не характерны для третичных толщ региона. Однако Р.Браун (Brown a.o., 1960) отмечал сходство вулканических пород с эоценовыми, залегающими выше согласно.

Третичный разрез образован переслаивающимися и взаимовклинивающимися осадочными и вулканогенными отложениями, обычно морскими, мощностью более 7 км (рис. 70). Все толщи залегают согласно, угловые несогласия отмечены только около местных поднятий (Snively, Wagner, 1964). Палеоэоценовые отложения входят, возможно, в состав "формации Солдак". Отложения нижнего и среднего эоцена² образуют характерную толщу, обнаженную в ядрах антиклинальных структур на юге о-ва Ванкувер ("формация Мечосин"), на п-ове Олимпик ("формация Кресцент"), между реками Чехейлис и Колумбия, в верховьях р. Нехалем ("формация Тилламук"), в бассейне р. Силец ("формация Силец-Ривер") и на р. Ампуа ("формация Ампуа")³. Здесь широко распространены базальтовые (изредка андезитовые) лавы, сходные по химическому и минералогическому составу с разновозрастными породами Каскадных гор, но образовавшиеся в условиях морского бассейна. Лавы, туфы и агломераты переслаиваются с пластами и пачками туффитовых песчаников, алевролитов, конгломе-

¹ Возраст толщи условно определялся Ч.Парком как нижнемеловой (но, возможно, и более молодой), К.Уивером - как палеоэоценово-юрский, А.Ирдли - как эоценовый. Ч.Парк отмечал также находки олигоценовых ископаемых в поле развития толщи.

² Фаунистический аналог "формаций Доменгайн и Кэпай" в Калифорнии.

³ Описания этих отложений приводятся многими исследователями (Парк, 1963; Уотерс, 1957; Brown a.o., 1960; Gower, 1960; Park, 1942; Smith, Ruff, 1938; Snively, Baldwin, 1948; Snively, Wagner, 1963, 1964; Warren, Norb'srath, 1946; Weaver, 1937, и др.).

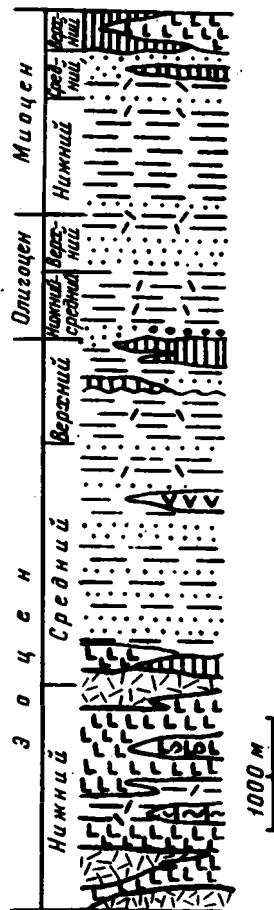
Рис. 70. Стратиграфический разрез третичных отложений района Ньюпорт в Орегоне

Условные обозначения см. на рис. 3. Вертикальной штриховкой показаны субаэральные базальтовые потоки

ратов и с линзами загрязненных известняков; яшмы встречаются только в прожилках и гнездах. С лавовыми потоками тесно пространственно связаны красные кремнистые известняки и аргиллиты, содержащие скопления марганцевых соединений (часто в промышленных количествах). В осадочных породах встречается морская фауна, а для лав характерны шиллоу-текстуры, свидетельствующие об их подводном происхождении. Иногда шиллоу-лавы сменяются по простиранию лавобрекчиями. Местами встречаются брекчии грязевых потоков и прослои почв, образованные на вулканических островах (в частности, у 45-й параллели). Среди базальтов наиболее часты афанитовые породы, нередко с порфиритовой структурой, иногда мицдалекаменные. Во внутренних частях мощных потоков, в дайках и силлах отмечены диабазы. Альбитизированные разности были описаны Ч. Парком как спилиты; позднее они были установлены как внутри лавовых потоков, так и в интрузивных залежах. Среди туфов преобладают лапиллиевые разности, осадочные породы также нередко туфогенны. Полная мощность толщи - до 3,5 и 4 км - наблюдалась у северного и южного окончаний прогиба. По данным бурения и геофизики, в других районах устанавливаются близкие мощности (до 3 км; Snavely, Wagner, 1963). Для отдельных пачек отмечается увеличение мощности вблизи центров извержений.

На п-ове Олимпик и в других районах ниже-среднеэоценовые породы образуют характерный парагенез. Несмотря на внешнее сходство, этот парагенез не может считаться принадлежащим зеленокаменной (спилито-кератофировой) формации, как это предполагалось Н.С. Шатским (1954). Здесь полностью отсутствуют кислые эффузивы - обязательный член этой формации, а кремнистые породы развиты незначительно. Близкие по составу базальтовые лавы установлены как в морских, так и в континентальных толщах нижнего и среднего эоцена. Они распространены в разных структурных зонах и не являются специфичными только для прогиба Западного Орегона и Вашингтона.

Вулканогенные образования сменяются вверх осадочными толщами среднего - верхнего эоцена¹, местами также включающими пласты базальтовых и андезитовых лав. В центральной части прогиба, на юге Вашингтона и в Северном Орегоне, они представлены туфогенными алевролитами, содержащими глауконит и часто богатыми органическим материалом, с подчиненным количеством полимиктовых и туфогенных песчаников, мощностью 1200 м и более ("формация Каулиц"; Snavely, Wagner, 1964; Warren, Norbistrath, 1946; Weaver, 1945). Местами, особенно к югу от р. Колумбии, известны пласты туффитов и туфов, а близ возвышенности Тилламук - также лавовые потоки щелочных базальтов и конгломераты из базальтовых валунов. В основной толще иногда отмечаются несогласия. На севере п-ова Олимпик алевролиты преобладают только в нижней части этого горизонта мощностью до 900 м ("формация Алдвел", средний-верхний эоцен; Brown a.o., 1960; Gower, 1960). Они залегают с постепенным переходом на вулканогенных образованиях и постепенно сменяются



¹ Возрастные аналоги "формаций Доменгайн и Техон" в Калифорнии.

вверх по разрезу полимиктовыми песчаниками и затем конгломератами общей мощностью порядка 500 м ("формация Лайр", верхний эоцен).

В южной части прогиба также увеличивается роль песчаников. Среднеэоценовая толща на юге Береговых хребтов сложена полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, образующими грубые ритмы; местами известны прослои туфов, конгломератов, угля ("формация Тай"; Snavelly, Wagner, 1964). Толща имеет мощность до 3000 м и распространена очень широко. Верхнеэоценовые отложения закартированы на сравнительно небольших участках. В Центральном Орегоне они залегают с местными несогласиями и представлены туфогенными алевролитами (с глауконитом) с прослоями аркозовых и туфогенных песчаников, а вблизи центров извержений также с пластами лав и туфов щелочных базальтов ("формации Ямхилл и Нестака", общей мощностью до 1000 м; на западе - низы "формации Толедо"). Южнее количество песчаников возрастает и в верхнеэоценовой толще ("формации Араго"; Weaver, 1945). В ней чередуются песчаники и алевролиты, иногда конгломераты, а на востоке также пласты туфов, брекчий грязевых потоков и андезитовых лав; их мощность до 2500 м. Близ залива Кус часть морских отложений фашиально замещается континентальными и солоноватоводными образованиями, содержащими залежи угля промышленного значения; их мощность порядка 1000 м.

Морские отложения среднего - верхнего эоцена прослеживаются от Береговых хребтов в западную часть низменности Пюджет и долины Уилламет (Gard, 1968; Roberts, 1958; Snavelly a.o., 1958; Weaver, 1937, и др.). Здесь в них постепенно увеличивается количество прослоев континентальных песчаников и глинистых сланцев, местами появляются угли. В районе Сиэтла и Сентрейлии среднеэоценовая толща образована еще морскими породами: алевролитами, часто туффитовыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями туфов ("формация Мак-Интош", до 1500 м). В верхнеэоценовых слоях присутствуют как морские, так и солоноватоводные и континентальные отложения. Это конгломераты, туфогенные и аркозовые песчаники с пластами андезитовых и базальтовых лав, брекчий и туфов, с отдельными прослоями угля ("формация Норткрафт", до 600 м); выше - песчаники с прослоями туфов, алевролитов, глинистых сланцев и отдельными пластами угля ("формация Скукамчук", до 1000 м). Далее на восток, вкрест простираения прогиба, морские отложения среднего - верхнего эоцена полностью замещаются континентальной фашиально изменчивой толщей, образованной аркозовыми песчаниками с подчиненными слоями алевролитов, пачками переслаивания их с песчаниками и пластами угля ("группа Пюджет", до 4000 м). В средней части толши нередко залегают горизонт туфогенных пород, лав и лавобрекчий ("формация Норткрафт").

В долине Уилламет верхнеэоценовые алевролитовые толщи западных районов замещаются аркозовыми и туфогенными песчаниками с прослоями алевролитов, туфов и в верхах - лигнитов, мощностью несколько сотен метров ("формация Спенсер" и ее аналоги; "Geologic map of Oregon...", 1961; Snavelly, Wagner, 1963). В них известны как морские, так и континентальные слои. В восточном и южном направлениях роль континентальных образований возрастает.

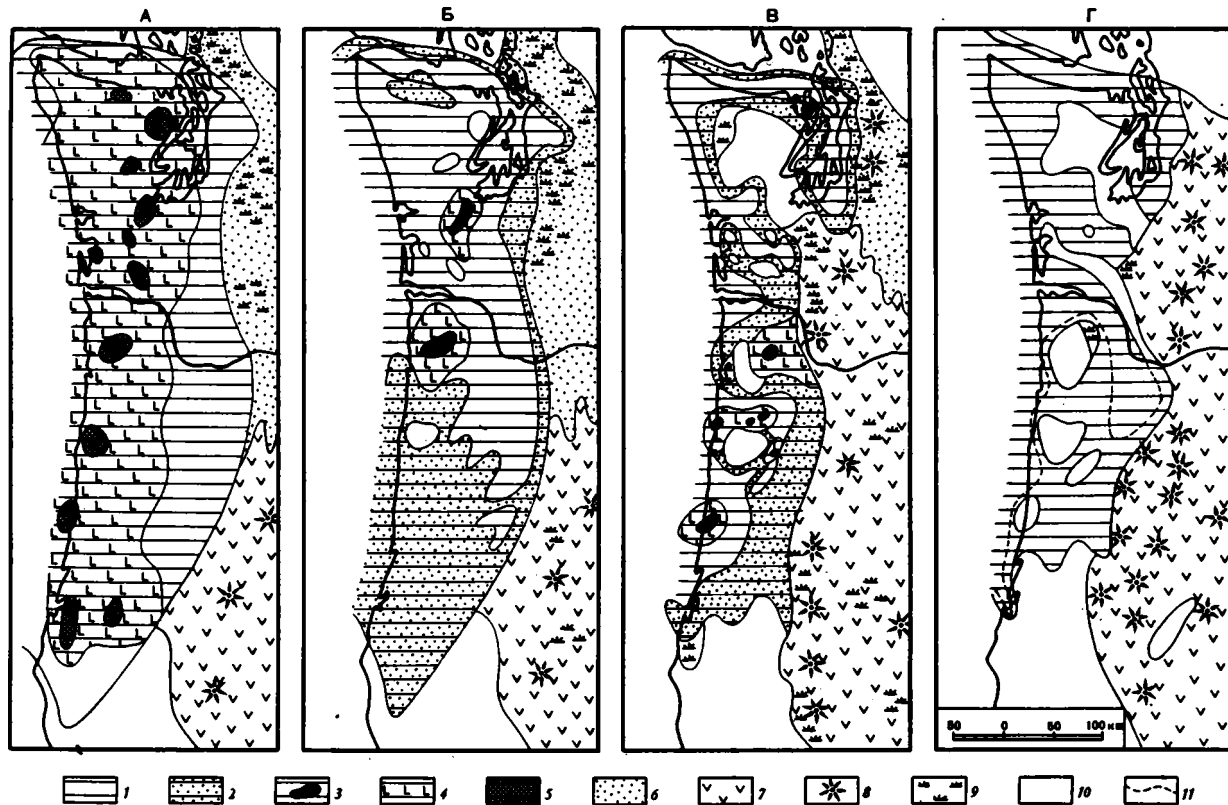
На крайнем юге долины Уилламет известна мощная (1000 м) толща, представленная в низах грубыми брекчиями, агломератами и туфами с флорой эоцена, а в верхах - преимущественно лавами андезитового, дацитового и базальтового состава ("формация Калапуа"; Smith, Ruff, 1938). На западе ей соответствуют верхнеэоценовые осадочные и туфогенные отложения ("формация Нестака"), на востоке - верхнеэоценовые эффузивы Каскадных гор ("формация Колестин"; Resck, 1960).

Таким образом, среди эоценовых толщ преобладают морские отложения, которые на востоке замещаются континентальными. Контуры эоценового морского бассейна ограничивают большую западную часть прогиба, причем для конца эоцена намечается сокращение его площади (рис. 71). В краевой восточной части прогиба осадконакопление проходило на болотистой прибрежной равнине, пересекавшейся крупными потоками. По фашиальным изменениям отложений устанавливается снос материала с массива гор Клатмат на юге, из вулканической области Каскадных гор, а также, вероятно, и из района о-ва Ванкувер на севере (Snavelly, Wagner, 1963). Для конца эоцена определены и местные источники сноса.

Отложения нижнего и среднего олигоцена в центральной части прогиба продолжают разрез эоцена и также представлены туфогенными алевролитами с прослоями

Рис. 71. Палеогеографические
схемы прогиба Западного Орегона
и Вашингтона (Snively, Wag-
ner, 1963): А - для раннего
эоцена, Б - для середины эоцена,
В - для позднего эоцена,
Г - для олигоцена

Морская область: 1 - участ-
ки накопления алевритов и глин;
2 - участки накопления песков;
3 - вулканические острова;
4 -
участки излияний базальтовых лав;
5 - подводные вулканические цент-
ры. Континентальная об-
ласть: 6 - участки накопления
аркозовых песков; 7 - район из-
лияний андезитовых лав; 8 - вулка-
ны; 9 - торфяные болота; 10 -
области сноса. 11 - положение бе-
реговой линии в позднем олигоцене



мелкозернистых песчаников, с отдельными пластами глауконитовых песчаников и туфов, мощностью до 2000 м ("формации Кизи и Линкольн", верхи "формации Толедо", "формации Юджин, Питсбург-Блаф" и др; Snavelly, Wagner, 1964; Weaver, 1937). Местами они залегают с размывом и базальными конгломератами из обломков пород эоцена, причем верхнеэоценовые слои иногда отсутствуют в разрезе. Эти отложения сохраняют свой состав почти на всей территории прогиба. На юге они распространяются только до р. Ампука (не считая участка у залива Кус), а севернее представлены на всей площади, кроме небольших местных поднятий. Отложения верхов олигоцена ("формация Блезэйкли" и ее аналоги) в Вашингтоне распространены также широко, а в большей части Орегона отмечены только у самого побережья. По составу они сходны с нижнеолигоценовыми, но часто содержат значительные количества туфогенных песчаников с глауконитом. В крайних юго-западных выходах преобладают массивные туфогенные и аркозовые песчаники ("формация Якуина"). Мощность отложений несколько сотен метров (у залива Якуина - более 1000 м). На севере п-ова Олимпик песчаники преобладают во всем разрезе олигоцена мощностью до 2000 м ("формация Твин-Ривер", включающая отчасти верхний эоцен и нижний миоцен; Brown a.o., 1960; Gower, 1960). Для их состава характерно незначительное количество туфогенного материала. На северном окончании прогиба, уже в пределах о-ва Ванкувер, отложения олигоцена распространены на нескольких небольших участках (Weaver, 1937). Они залегают с несогласием на лавах "формации Мечосин" и представлены песчаниками и конгломератами мощностью в несколько сотен метров.

В восточной части прогиба морские олигоценовые отложения сменяются континентальными песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, туфов андезитового и дацитового состава, изредка также лав ("формация Оханапекш" и др., около 800 м). Далее на восток эти отложения замещаются вулканогенными образованиями Каскадных гор ("формация Кичелус" на севере и "серия Литл-Бат" на юге; Gard, 1968; Peck a.o., 1964). Вулканическая зона Каскадных гор рассматривается как источник туфогенного материала, поступавшего в прогиб (Snavelly, Wagner, 1963; см. рис. 71). В восточных районах Береговых хребтов Орегона, захваченных поднятием в конце олигоцена, известны верхнеолигоценовые силлы габбро мощностью до 300 м.

Миоценовые отложения распространены гораздо меньше эоценовых и олигоценовых (рис. 72). Они известны в ядрах синклиналиных складок на севере п-ова Олимпик, в долине р. Чехейлис, в низовьях р. Колумбии и на небольших площадях вдоль побережья Орегона. На отдельных участках в районе Портленда и на изменности Пюджет отмечены континентальные аналоги морских отложений, известных в более западных районах. Нижнемиоценовые¹ отложения сходны с олигоценовыми и при картировании часто от них не отделяются (Snavelly, Wagner, 1964). Так, в районе Ньюпорта они представлены алевролитовой толщей, богатой органическим материалом, мощностью более 1000 м ("формация Най"). Отложения среднего миоцена¹ ("формация Астория") залегают с местными несогласиями и образованы полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами с прослоями туфов, мощностью несколько сотен метров. На севере п-ова Олимпик закартирована среднемиоценовая толща песчаников с линзами конгломератов и иногда с прослоями угля, мощностью порядка 700 м ("формация Кларлам"; Gower, 1960). Восточнее, у залива Кларлам, известны среднемиоценовые угленосные отложения, континентальные и прибрежно-морские.

На юге Вашингтона и на севере Орегона отложения среднего миоцена содержат иногда пласты базальтовых лав. Чаше базальты перекрывают осадочную толщу и потому могут рассматриваться как верхнемиоценовые² (Snavelly, Wagner, 1964). Обычно базальты весьма однородны по составу и представлены пиллоу-лавами, лавобрекчиями, прокластическими породами; преобладают лавовые горизонты со столбчатой отдельностью. Многие современные мысы на севере морского побережья Орегона сложены базальтами и соответствуют местным центрам миоценового вулканизма.

¹ Возрастной аналог "формации Вакерос" в Калифорнии.

² Возрастной аналог "формации Темблор" в Калифорнии.

³ Аналог "формации Брайонес" в Калифорнии.

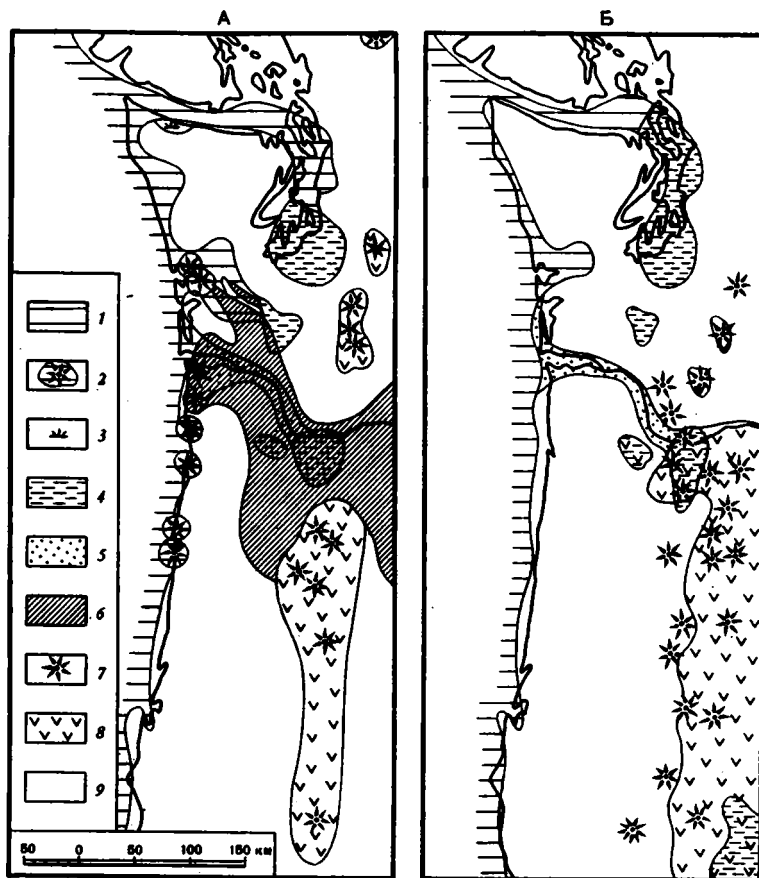


Рис. 72. Палеогеографическая схема прогиба Западного Орегона и Вашингтона (Snively, Wagner, 1983): А - для миоцена, Б - для плиоцена
 Морская область: 1 - участки отложения осадочных пород; 2 - подводные центры базальтовых излияний. Континентальная область: 3 - торфяные болота; 4 - участки осадконакопления в озерах и текущих водах; 5 - участки накопления речных песков и алевритов; 6 - район излияний базальтовых лав; 7 - вулканы; 8 - район излияний преимущественно андезитовых лав; 9 - область поднятия и размыва

Особенно большое распространение и мощности базальтовых лав наблюдаются в долине р. Колумбии и на севере долины Уилламет ("базальты Колумбия-Ривер", до 300 м). Отсюда они протягиваются в пределы Каскадных гор и далее на восток. В западных районах известны признаки подводного излияния базальтов. Восточнее породы имеют континентальное происхождение, но не отличаются по составу. Таким образом, излияние "базальтов Колумбия-Ривер" было связано с разными структурными зонами и не представляло специфической особенности прогиба Западного Орегона и Вашингтона.

Близ устья р. Колумбии базальты перекрыты пачкой (150 м) косослоистых кварцевых песчаников и алевролитов континентального происхождения, относимых к плиоцену и, возможно, верхам миоцена. Морские плиоценовые отложения распространены крайне ограниченно (см. рис. 72). В низовьях р. Чехейлис они представлены песчаниками, в подчиненном количестве - глинистыми сланцами и конгломератами, мощностью до 1200 м ("формация Монтесано"). У залива Кус плиоценовые песчаники с линзами конгломератов ("формация Эмпайр") имеют мощность около 250 м, а на других участках еще меньше. Эти отложения накопились в отдельных морских заливах, а крупный плиоценовый бассейн располагался далее к западу. Его отложения,

содержащие в ряде образцов бентонную фауну плиоцена, были обнаружены на современном шельфе и континентальном склоне у берегов Орегона (Вугне а.о., 1966). Континентальные отложения плиоцена известны на востоке Береговых хребтов и в районе Пюджет-Уилламет (Lowry, Baldwin, 1952, и др.). Это пески (обычно туффитовые), гравий и иногда алевриты, с прослоями туфов, местами базальтовых и андезитовых лав, сходных с лавами Каскадных гор. Их мощность - от нескольких десятков до первых сотен метров (в районе Портланда до 600 м). Установлено, что это отложения древних рек Каулиц, Чехейлис, Колумбии ("формация Трутдэйл"¹) и Уилламет, а также притоков последней: Клакамас ("лавы Боринг"²), Молалла ("формация Молалла"), Сев. Сантьям ("толща Ферн-Ридж") и др. Отдельные пачки имеют озерное происхождение. В основании плиоценовых толщ отмечается несогласие, однако в районе Пюджет - Уилламет оно, по-видимому, несущественно.

Плейстоценовые отложения также залегают с несогласием и представлены песками, галечниками и иногда алевритами, мощностью от нескольких десятков до 100-200 м. Известны связанные между собой отложения морских террас, рек и ледников (отвечающие двум стадиям оледенений). Моренные и флювиогляциальные отложения наиболее широко распространены на низменности Пюджет и в прилегающей части Каскадных гор. Здесь, как отмечает Уивер, ледники спускались с востока по всем долинам Каскадных гор и с северо-запада, от о-ва Ванкувер. Для плиоцен-плейстоценового времени общее поднятие Каскадных гор составляет 800-1000 м, Береговых хребтов - несколько меньше (Lowry, Baldwin, 1952). Отмечавшиеся плиоценовые отложения с бентонной фауной оказались поднятыми в среднем на 620 м, при этом произошло приращение суши до 15 км (Вугне а.о., 1966). Среди голоценовых осадков также известны отложения рек, озер, ледников, морских террас и дюн, мощность их не превышает 100-150 м. Местами в коре выветривания базальтов образовались скопления железистых бокситов. Широкое развитие четвертичных отложений отмечается лишь для района Пюджет-Уилламет.

С кайнозойскими отложениями прогиба связаны нефте- и газопроявления, известные преимущественно в прибрежной полосе Вашингтона. Однако большинство скважин, пробуренных на нефть, оказалось пустыми. Только на северном конце низменности Пюджет были обнаружены непромышленные запасы газа, связанные с континентальными третичными отложениями. В ряде мест Орегона и Вашингтона разрабатываются угольные пласты. Они известны в континентальных отложениях эоцена на восточном борту прогиба и на отдельных участках западного борта (залив Кус).

Осадочная серия Западного Орегона и Вашингтона представляет отложения морского бассейна, накопившиеся в процессе развития единого крупного прогиба (Weaver, 1937; Snively, Wagner, 1963; см. рис. 71, 72). В начале третичного времени прогиб занимал всю зону Береговых хребтов и района Пюджет-Уилламет. Осадконакопление проходило в условиях неглубокого моря, а в крайней восточной полосе - на прибрежной равнине. Обломочный материал поступал с поднятий, образовавшихся в области мезозой. В позднем эоцене начался рост отдельных местных поднятий и постепенное отгеснение прогиба к западу. Это привело к формированию поднятия Береговых хребтов на месте прогибавшейся зоны. В конце олигоцена поднятиехватило большую часть Западного Орегона, а в миоцене также и Береговые хребты Вашингтона. Только на западе территории продолжалось значительное прогибание и морское осадконакопление. К востоку от Береговых хребтов образовалась линейная депрессия, заполнявшаяся континентальными отложениями. Рост поднятий сопровождался дислокациями и образованием местных несогласий в разрезе. Как отмечает Ирдли (1954), основные складчатые дислокации были связаны с концом миоцена. Однако в прогнутых зонах осадконакопление продолжалось без перерывов. В плиоценовое и плейстоценовое время происходило постепенное расширение поднятия Береговых хребтов, приведшее к его современному положению. Осадконакопление в прибрежной зоне на западе и в депрессии Пюджет-Уилламет существенно не отличалось от

¹ Вероятный возрастной аналог "формации Этчегойн" в Калифорнии (Snively, Wagner, 1964).

² Вероятный возрастной аналог "глин Сан-Хоакин" в Калифорнии.

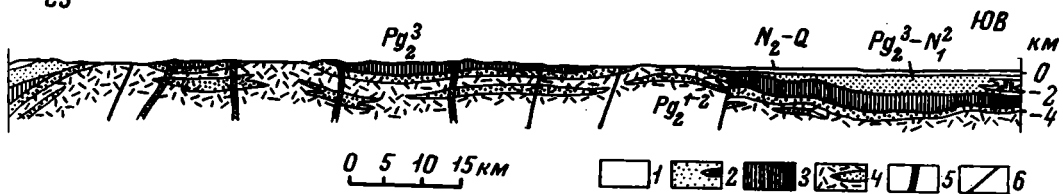


Рис. 73. Геологический разрез через Береговые хребты Орегона и долину Уилламет (Snively, Wagner, 1964)

1 - плиоцен-четвертичные отложения; 2 - верхний эоцен - миоцен; 3 - верхний эоцен; 4 - нижний - средний эоцен; 5 - дайки и силлы габбро, диабазов и диоритов, главным образом олигоценового и раннемиоценового возраста; 6 - разломы

современного. Для всего третичного времени установлена близкая связь проявлений вулканизма в пределах прогиба и в зоне Каскадных гор. Источником значительной части вулканогенного материала в отложениях прогиба послужили извержения в Каскадных горах.

В современном структурном плане Береговые хребты Орегона и Вашингтона представляют в целом меридиональное поднятие (750х70-80 км), с пологоскладчатыми дислокациями эоцен-миоценовых толщ. Между этим поднятием и вулканической цепью Каскадных гор расположена депрессия Пюджет-Уилламет, выполненная четвертичными и отчасти плиоценовыми отложениями, залегающими почти горизонтально. Осложняющие складки имеют в Орегоне меридиональное и северо-восточное простирание, а вблизи р. Колумбии и далее в Вашингтоне - северо-западное простирание. Это простые и пологие формы протяженностью несколько десятков километров; узкие складки с подвернутыми крыльями очень редки даже и среди мелких форм (Ирдли, 1954, и др.). Разломы картируются лишь местами, как правило, это сбросы и взбросы. Некоторые разломы северо-западного или западного простирания, возможно, являются сдвигами (Snively, Wagner, 1964). Плиоценовые слои нарушены только небольшими разломами. Четвертичные отложения обычно не дислоцированы. Зеркало складок всегда очень пологое.

В пределах Орегона поднятие Береговых хребтов имеет антиклинальное строение и наклон крыльев до 20° , редко больше (рис. 73). Среди осложняющих дислокаций известны сбросы и взбросы с амплитудой до 1000 м. Складки имеют наклон крыльев от нескольких градусов до $20-30^\circ$ и только около разломов более крутой. На севере Орегона видно пологое погружение общей антиклинальной структуры. Нижне-среднеэоценовые отложения, выходящие в своде поднятия, здесь облекаются все более молодыми слоями, вплоть до среднемиоценовых в долине р. Колумбии. В Северном Орегоне тектоническая расчлененность поднятия более значительна, чем на юге. В южных районах, например по р. Суислав, поднятие осложняется лишь очень небольшими складками, а зеркало складчатости местами почти горизонтально и не образует антиклинальной структуры. К югу от р. Ампука расположен участок пологой центриклинали, с отдельными осложняющими складками и разломами в третичных слоях (см. рис. 69). Местами здесь отмечаются несогласные взаимоотношения третичных и верхнемезозойских отложений, однако последние дислоцированы тоже довольно просто ("Geologic map of Oregon"..., 1961). Вдоль границы прогиба с массивом гор Клатат известны протяженные разломы северо-восточного простирания.

В Вашингтоне поднятие Береговых хребтов состоит из серии крупных пологих складок (длиной до 150-170 км). Это синклиналь в долине р. Колумбии, антиклиналь Саут-Бенд, синклиналь в долине р. Чехейлис, антиклиналь Олимпик и синклиналь Клайлам, располагающиеся под углом к общему простиранию поднятия. Они осложнены мелкими складками и разломами невыдержанных простираний. Антиклиналь

Олимпик представляет наиболее крупную и высоко поднятую структуру на севере Береговых хребтов. В ее ядре (шириной до 60 км) выходят интенсивно смятые мезозойские(?) отложения, изученные пока слабо. На крыльях и на юго-восточной периклинали залегают третичные слои, от нижнеэоценовых до миоценовых и местами плиоценовых. Близ ядра они круто наклонены и иногда запрокинуты (Park, 1942; Brown a.o., 1960, и др.; рис. 74). В периферической части, в более молодых толщах, залегание слоев выполаживается до 30° и менее. Местами на крыльях антиклинали Олимпик установлены небольшие продольные разломы и складки. Синклиналь Кларам, лежащая на севере п-ова Олимпик, представляет довольно узкую (10–15 км) и асимметричную складку, с несколько более крутым южным крылом, иногда осложненную мелкими дислокациями (Brown a.o., 1960; Gower, 1960; см. рис. 74). Прямолинейная зона пролива Хуан-де-Фука рассматривается некоторыми исследователями (Sheehan, 1966, и др.) как часть крупного линейного элемента, предположительно сдвига. Возможно, существование этого линейного элемента определяло многие особенности строения северной части Береговых хребтов. Небольшой участок на юге о-ва Ванкувер тоже принадлежит прогибу Западного Орегона и Вашингтона. По границе его с мезозойскими Британской Колумбии прослежен крупный разлом близширотного простирания ("Geologic map of North America", 1965).

Дислокации третичных отложений Береговых хребтов продолжают и под плащом четвертичных осадков депрессии Пюджет–Уилламет (Weaver, 1937, и др.). На юге сохраняется моноклиальное падение слоев на восток, характерное для соседних районов поднятия Береговых хребтов (см. рис. 73). Известно погружение на северо-восток и отмечавшихся мелких складок, осложняющих поднятие. Восточнее моноклиальность продолжается в слоях молодых вулканогенных пород Каскадных гор. На севере, в пределах низменности Пюджет, выделяется ряд складок того же северо-западного простирания, что и в смежных районах Береговых хребтов. Это довольно крупные складки (15–100 × 10–20 км), широкие и пологие, местами осложненные продольными разломами.

Наиболее детально они были закартированы в угленосных районах бассейнов рек Каулиц и Чехейлис (Roberts, 1958; Snavely a.o., 1958; рис. 75). Здесь в ядрах антиклиналей обнажены эоценовые отложения, синклинали выполнены отложениями олигоцен–миоцена и местами плиоцена; четкими маркирующими горизонтами служили угольные пласты. Синклиналь Нэпавайн в низовьях р. Каулиц – очень широкая (до 20 км) и пологая складка, с наклоном крыльев не более $8-10^\circ$ и почти горизонтальным залеганием в центральной части. На крыльях синклинали отмечается уменьшение мощности ряда горизонтов. Местами известны осложняющие пологие складки, флексуры, сбросы и взбросы. В районе Чехейлиса синклиналь Нэпавайн кулисообразно подставляется синклиналью Чехейлис. Обе складки здесь широкие и пологие, несколько асимметричные – с очень пологими юго-западными (несколько градусов, иногда до 10°) и более крутыми (до $25-40^\circ$) северо-восточными крыльями, осложненными продольными разломами. Далее к северо-востоку выделяется антиклиналь Линкольна, довольно широкая на северо-западе (10–12 км) и сужающаяся на юго-восточном погружении. Почти на всем протяжении это горст-антиклиналь с пологим залеганием слоев в своде и относительно крутым на крыльях ($15-30^\circ$, иногда до 70°). Вблизи ограничивающих сбросов нередко образуются мелкие осложняющие складки и флексуры. Амплитуда сбросов достигает 100 м на юго-западном и 300 м на северо-восточном крыле антиклинали. В сторону юго-восточного погружения антиклинали сбросы постепенно затухают. Местами наблюдаются мелкие поперечные разломы. Синклиналь Сентрейлия, лежащая северо-восточнее, тоже широкая и пологая (с наклоном слоев не более $10-15^\circ$), с продольными разломами на крыльях. По разлому на северо-восточном крыле синклинали установлено смещение около 100 м, по-видимому, взбросового характера; к северу от Сентрейлии, где разлом разветвляется, амплитуда смещения по каждому из разломов составляет 50–70 м. Как и в других случаях, вблизи разлома слои залегают довольно круто, а на его южном опущенном крыле местами опрокидываются. У разлома образуется довольно узкая антиклиналь с более крутым юго-западным крылом, наклоненным в сторону синклинали Сентрейлия, и очень пологим (несколько градусов) северо-восточным крылом. Оно наклонено к синклинали Мендота. В северо-западной части синклиналь Мендота довольно широкая (10 км и более) и очень пологая. Слои залегают практически горизонтально

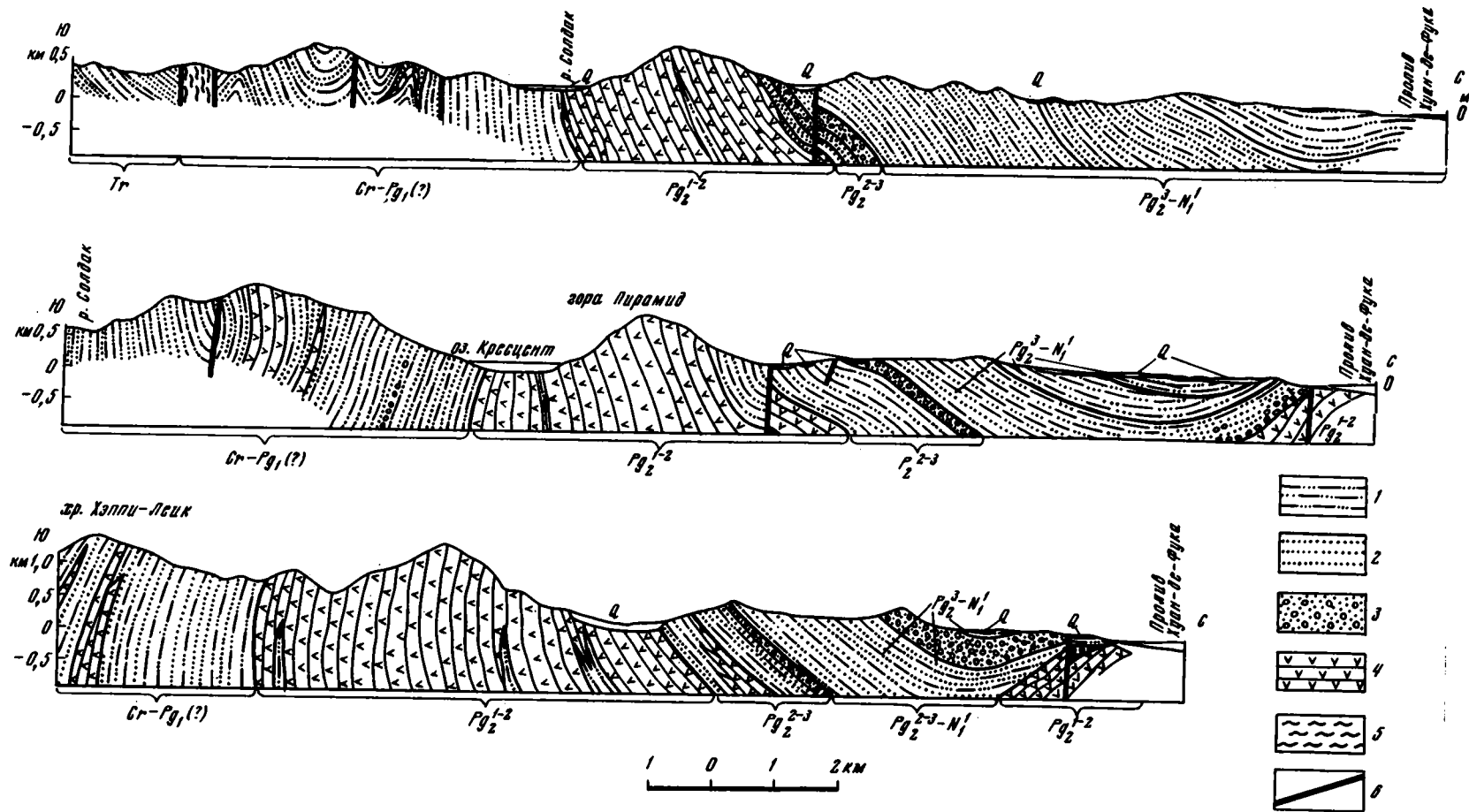


Рис. 74. Геологические разрезы на севере штата Вашингтон (Brown a.o., 1960; Gower, 1960)

1 - алевролиты; 2 - песчаники; 3 - конгломераты; 4 - базальтовые лавы и лавобрекчии; 5 - дислоцированные слои в зоне разлома; 6 - разломы

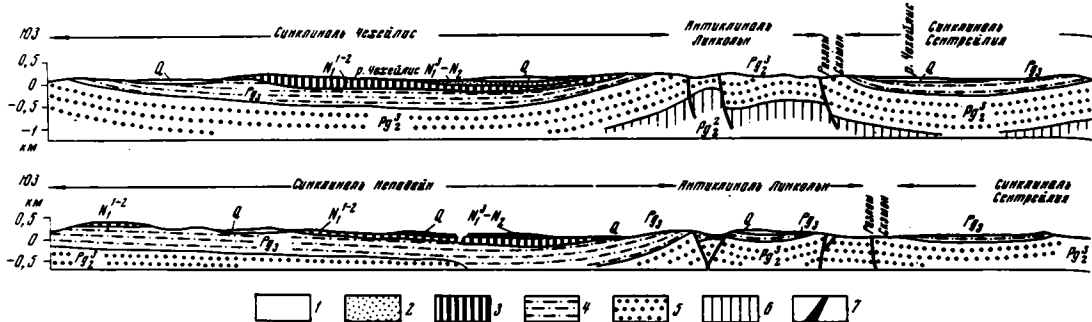


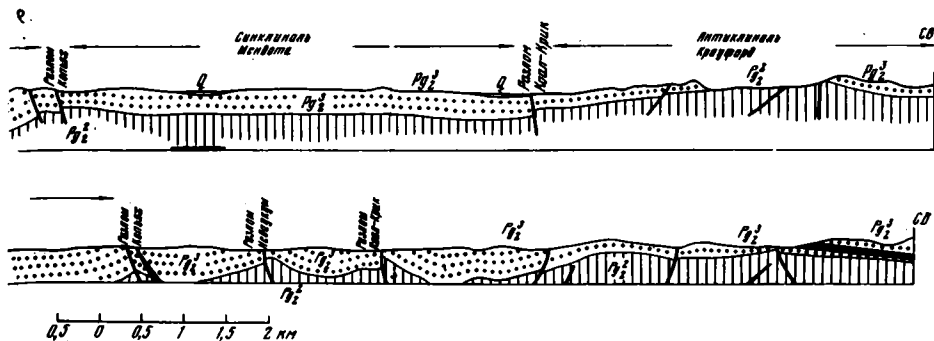
Рис. 75. Геологические разрезы через район Сентрейлия - Чехейлис, 1 - четвертичные отложения; 2 - верхний миоцен - плиоцен; 3 - нижний - средний состава олигоценевого

и только около разломов приобретают заметный наклон; на северо-восточном крыле синклинали известны осложняющие ее пологие брахискладки. На юго-восточном продолжении синклинали ограничивающие ее взбросы сближаются, между ними располагаются другие небольшие разломы - все северо-западного направления. Вблизи этих разломов слои довольно круто загибаются (до $30-40^\circ$, иногда больше) и образуется ряд небольших складок ($10-20 \times 2-5$ км). При сравнении синклинали Мендота и ее юго-восточного продолжения определенно выявляется, что отдельные четко выраженные складки образуются лишь при изгибании слоев около разломов. Еще дальше к северо-востоку выделяется антиклиналь Крофорд - также с пологим залеганием слоев, становящимся круче около разломов. Северо-восточная часть территории (антиклиналь Крофорд) является наиболее высоко поднятой, юго-западная часть (синклинали Чехейлис и Непавайн) - наиболее опущенной. Отмеченные отдельные складки образованы во всех случаях вблизи разломов. Морфологические особенности складок по рекам Каулиц и Чехейлис, связь их с небольшими разломами характерны и для других участков прогиба Западного Орегона и Вашингтона. В целом прогиб построен очень просто и не имеет настоящей складчатой структуры.

Современные тектонические движения на западе Орегона и Вашингтона проявляются в дальнейшем росте поднятия Береговых хребтов и опускании депрессии Пюджет-Уилламет. Морские террасы на побережье подняты на высоту от 30 до 450 м, причем нижние террасы сохранились лучше верхних. В Вашингтоне наблюдались изгибы нижней (30 м) террасы, поверхность которой местами опущена до уровня моря или поднята до высоты 70 м (Кинг, 1968). В четвертичных отложениях отмечаются отдельные складки и разломы. Иногда, например на севере гор Олимпик, нижнечетвертичные слои наклонены так же круто, как подстилающие третичные, и с несогласием перекрыты более молодыми осадками, отвечающими по возрасту последнему оледенению.

Сейсмическая активность территории невысока: известны лишь мелкие землетрясения, связанные иногда с отдельными небольшими разломами. Более значительные (но в общем тоже небольшие) толчки зафиксированы в районе пролива Хуан-де-Фука. Все землетрясения поверхностные. Согласно данным Ч. Рихтера (Richter, 1940), сейсмически активная зона протягивается в северо-западном направлении к западу от побережья Орегона, Вашингтона и о-ва Ванкувер. Она является продолжением зоны, проходящей в Береговых хребтах Калифорнии вдоль разлома Сан-Андреас и параллельных ему разломов.

Геофизические исследования в Западном Орегоне и Вашингтоне во многом носят еще рекогносцировочный характер. Достаточно полно проведены только гравиметрические измерения (Blank, 1966; Bromery, Snavely, 1964; Stout, 1964; рис. 76). Они дают четкую картину возрастания аномалий Буге в западном направлении. Максимальные значения аномалий достигают в Береговых хребтах +50 мгл. Они отмечаются



северная часть депрессии Пюджет - Уилламет (Snively a.o., 1958)
миоцен; 4 - олигоцен; 5 - верхний эоцен; 6 - средний эоцен; 7 - интрузии основного
возраста

на участках антиклинальных структур с выходами ниже-среднеэоценового вулканогенного горизонта¹ (Wagner, Snively, 1964). Синклинальным структурам часто отвечают относительные гравитационные минимумы (до -80 мгл в синклинали Туалатин на севере долины Уилламет или на северо-западе синклинали р. Чехейлис). Следовательно, для ряда складок на западе Орегона и Вашингтона наблюдается прямое соответствие гравитационным аномалиям, подобно тому, как это отмечено на Сахалине. Наиболее заметное исключение представляет антиклиналь Олимпик, где устанавливается отчетливый минимум со значением² аномалий Буге -80 мгл.

Южнее п-ова Олимпик поднятию Береговых хребтов в целом отвечает зона положительного гравитационного поля с отмеченными максимумами в северной части поднятия. По западному крылу поднятия, где вулканогенные образования перекрыты мощными неогеновыми толщами, положительные значения аномалий силы тяжести сменяются отрицательными, установленными в прибрежной полосе Вашингтона. Депрессии Пюджет - Уилламет также отвечает отрицательное поле со значениями аномалий до -50 мгл. Местами вдоль границы с поднятием Береговых хребтов намечается гравитационная ступень (Wagner, Snively, 1964). Таким образом, элементы гравитационного поля Западного Орегона и Вашингтона в основном соответствуют современному структурному плану. Гравитационные максимумы отвечают поднятиям, которые сейчас продолжают свое развитие и хорошо выражены в рельефе.

Нарастание отрицательных значений аномалий Буге в восточном направлении продолжается далее в зоне Каскадных гор и в складчатой области невадид. Это связано, вероятно, с увеличением мощности земной коры в восточных районах (Blank, 1966, и др.). Результаты измерений по профилю преломленных волн на востоке Береговых хребтов дают мощность земной коры около 16 км (Berg a.o., 1966).

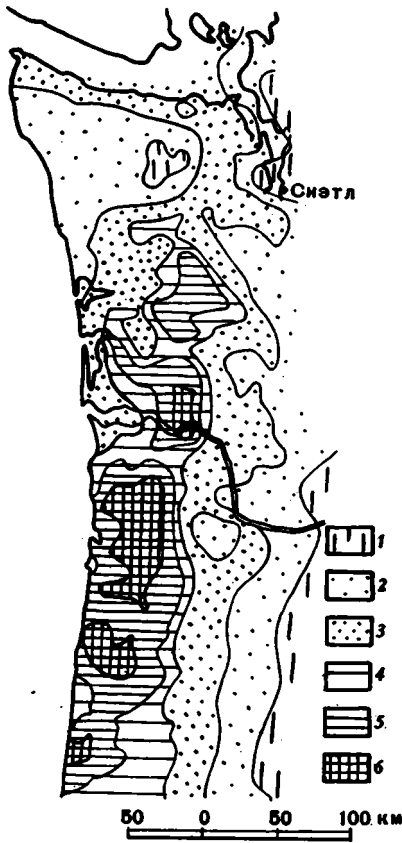
Данные аэромагнитной съемки опубликованы только для Северо-Западного Орегона (Wagner, Snively, 1964). Здесь устанавливается связь магнитных аномалий с поверхностным и близповерхностным распространением вулканогенных пород. На востоке зона аномалий высокой амплитуды прослеживается в Каскадных горах, на западе - вдоль поднятия Береговых хребтов. Участки низкой магнитности отвечают синклинальным структурам Береговых хребтов и депрессии долины Уилламет, где вулканогенный горизонт нижне-среднего эоцена перекрыт мощными осадочными толщами.

Прогиб Западного Орегона и Вашингтона, несомненно, сходен с Грейт-Вэлли, Западно-Сахалинским и другими подобными прогибами. Он близок к ним по структурному положению,

¹ Для этого горизонта вычислена средняя плотность пород $2,8 \text{ г/см}^3$, для более высоких слоев - $2,4 \text{ г/см}^3$.

² По величине аномалия сопоставима с аномалиями, известными в Каскадных горах.

Рис. 76. Схема аномалий Буге в прогибе Западного Орегона и Вашингтона (Bromery, Snavely, 1964)



1 - зона минимальных значений аномалий Буге; 2 - зона пониженных аномалий; 3 - относительные гравитационные минимумы; 4,5 - относительно повышенные аномалии; 6 - отчетливые гравитационные максимумы

возрасту и составу слагающих толщ, по формуле многих частных структур и их геофизической характеристике. Осадконакопление в прогибе Орегона и Вашингтона развивалось так же, как и в прогибе Грейт-Вэлли. Однако быстрое смещение зоны прогибания к западу, поднятие и дислокации в Береговых хребтах, образование депрессии Пюджет-Уилламет привели в миоценовое время к изменению общей структуры и к некоторой стабилизации. Дислокации плейстоценового времени, которые были наиболее значительны в Калифорнии, в Орегоне и Вашингтоне почти не проявились.

Все развитие прогиба проходило одновременно и в тесной связи с формированием вулканической зоны Каскадных гор¹. Влияние этой зоны выражалось не только в поступлении обильного туфогенного материала, но и в вулканических извержениях внутри самого прогиба, в частности в начале эоцена. Подобное сочетание кайнозойского геосинклинального прогиба с зоной континентального вулканизма наблюдается

и на Калифорнийском полуострове (см. выше). Здесь вулканическая зона также образовалась на границе кайнозойских структур с мезозоидами и развивалась в тесной связи с прогибом. Расположение обеих структурных зон в пределах суши позволяет значительно лучше изучить их взаимоотношения, чем это возможно на Сахалине.

Прогиб Якатага на Аляске

В юго-восточной Аляске на протяжении 450 км при ширине около 50 км видны северное крыло и осевая часть прогиба Якатага² (рис. 77). Прогиб располагается субширотно вдоль границы с областью более ранней складчатости, в которой к северу от разлома Чугач-Фэрүэтер распространены дислоцированные мезозойские образования, часто сильно метаморфизованные. По отрывочным наблюдениям известно, что это роговообманковые и биотитовые сланцы, реже амфиболиты и хлоритовые сланцы, а также мраморы, актинолитовые, ставролитовые, графитовые и кремнистые сланцы, в отдельных местах гнейсы (Plafker, 1967; Stonely, 1967, и др.). Считают,

¹ Особенности проявления вулканизма на западе Орегона и Вашингтона нередко рассматриваются в связи с особенностями строения земной коры этой территории - ее сравнительно небольшой мощностью и слабым развитием гранитного слоя (Кинг, 1961).

² Южное крыло прогиба расположено, по-видимому, в пределах шельфа. Западное продолжение прогиба Якатага предполагается на островах Кадьяк, Тринити и Чирикова (Grantz, 1964).

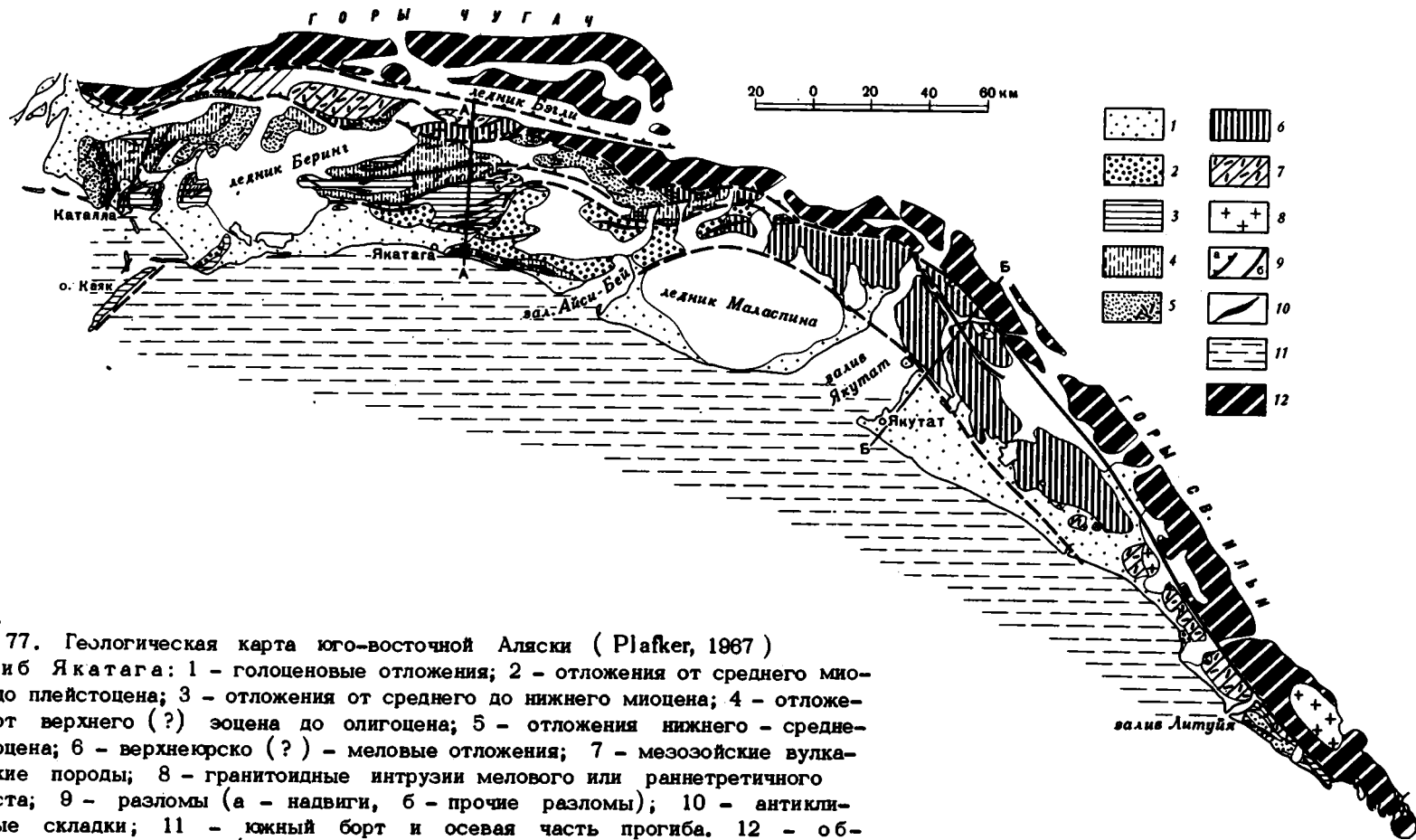


Рис. 77. Геологическая карта юго-восточной Аляски (Plafker, 1967)
 Прогиб Якутата: 1 - голоценовые отложения; 2 - отложения от среднего миоцена до плейстоцена; 3 - отложения от среднего до нижнего миоцена; 4 - отложения от верхнего (?) эоцена до олигоцена; 5 - отложения нижнего - среднего эоцена; 6 - верхнеюрско (?) - меловые отложения; 7 - мезозойские вулканические породы; 8 - гранитоидные интрузии мелового или раннетретичного возраста; 9 - разломы (а - надвиги, б - прочие разломы); 10 - антиклинальные складки; 11 - южный борт и осевая часть прогиба. 12 - область мезозойской (или раннетретичной) складчатости. АА и ББ - линии разрезов рис. 79

что кристаллические сланцы образованы по осадочным и вулканическим породам юрского и, может быть, мелового возраста. Близ горы Св. Ильи наблюдается переход от кристаллических сланцев к филлитам и другим слабо метаморфизованным породам. В районе горы Логан кристаллические породы перекрыты неизменными терригенными отложениями мела. Позднемезозойские интрузии в этой зоне образованы гранитами и кварцевыми диоритами. Возраст складчатости позднемеловой или раннекайнозойский.

Нижние горизонты разреза в прогибе Якатага представлены мезозойскими породами ("группа Якутат"), частично одновозрастными отмеченным севернее разлома Чугач-Фэруэтер. В нескольких скважинах у залива Якутат и в надвиговых пластинах на северном борту прогиба известны чередующиеся пласты и пачки (до 150 м) полимиктовых или кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, конгломератов и вулканогенных пород (Plafker, 1967; Stonely, 1967). В районе залива Якутат конгломераты (мощностью до 600 м) состоят из хорошо окатанной гальки осадочных и кристаллических пород, поступавших, вероятно, с севера. Но известны также мощные пласты валунных конгломератов из глыб осадочных пород местного происхождения. В разрезе одной из скважин и в экзотических глыбах на поверхности отмечены оолитовые известняки. Вулканические образования¹ распространены преимущественно в северо-западной и юго-восточной частях прогиба и представлены основными лавами, агломератами и туфами, ассоциирующимися с красными и зелеными алевролитами. Изредка встречаются также кремнистые породы. Мощности толши установлена только на отдельных участках, где достигает 6 км. Фауна встречается очень редко, известны пелециподы самых верхов юры - низов мела и верхнемеловые (или палеоценовые?) фораминиферы. Местами в породах развит сильный динамометаморфизм. Среди интрузий известны крупные тела диоритов и гранодиоритов и секущие их дайки кислых и основных пород.

Третичные отложения прогиба Якатага достигают мощности более 7 км и представлены терригенными и глинистыми породами, в небольшом количестве - вулканогенными образованиями (рис. 78). В подошве их предполагается угловое несогласие (Гейтс, Грик, 1967; Stonely, 1967). Однако стратиграфический контакт меловых и палеогеновых слоев отмечается только в ряде пунктов к северу от ледника Маласпина и плохо изучен. По мнению отдельных исследователей, несогласие невелико, так как палеогеновые отложения дислоцированы вместе с верхнемеловыми (Thompson, 1960). Интересны данные о слоях, явно нижетретичных (палеоценовых?), но структурно близко связанных с верхнемеловыми, приводимые для некоторых мест, в частности для угольного поля Беринг-Ривер на западе прогиба (Barnes, 1951).

Установлено, что разрез третичных отложений в западных районах наиболее полный и, по-видимому, непрерывный. В восточном направлении нижние горизонты разреза выклиниваются и в отложениях увеличивается роль континентальных образований (Миллер и др., 1961; Mac Neil а.о., 1961; Grantz, 1964; Plafker, 1967; Stonely, 1967). На площади от Каталлы до западных окраин ледника Маласпина в основании разреза выделяется горизонт морских алевролитов и глинистых песчаников, местами с прослоями известняков и конгломератов² ("формация Стилуотер" и ее аналоги). В крайних восточных выходах горизонта встречены прослои вулканогенных пород. В районе Якатаги отмечаются находки моллюсков и фораминифер среднего и верхнего эоцена. Мощность отложений у Якатаги и Маласпины составляет 900 м, близ Каталлы - порядка 600 м.

В районе Каталлы вверх по разрезу и отчасти по простиранию эти отложения сменяются континентальной песчано-глинистой толщей с углями, мощностью около 600 м ("формация Куштата", средний-верхний эоцен). Выше следует толща морских алевролитов с тонкими прослоями песчаников, мощностью до 1000 м и более ("фор-

¹ Их стратиграфическое положение точно не установлено (Plafker, 1967).

² По-видимому, именно эти отложения в районе ледника Маласпина Д. Миллер считал палеоценовыми (Миллер и др., 1961). В горах Рэгед и западнее эоценовый возраст имеет, вероятно, часть мощной вулканогенно-осадочной серии ("группа Орка"; Plafker, 1967).

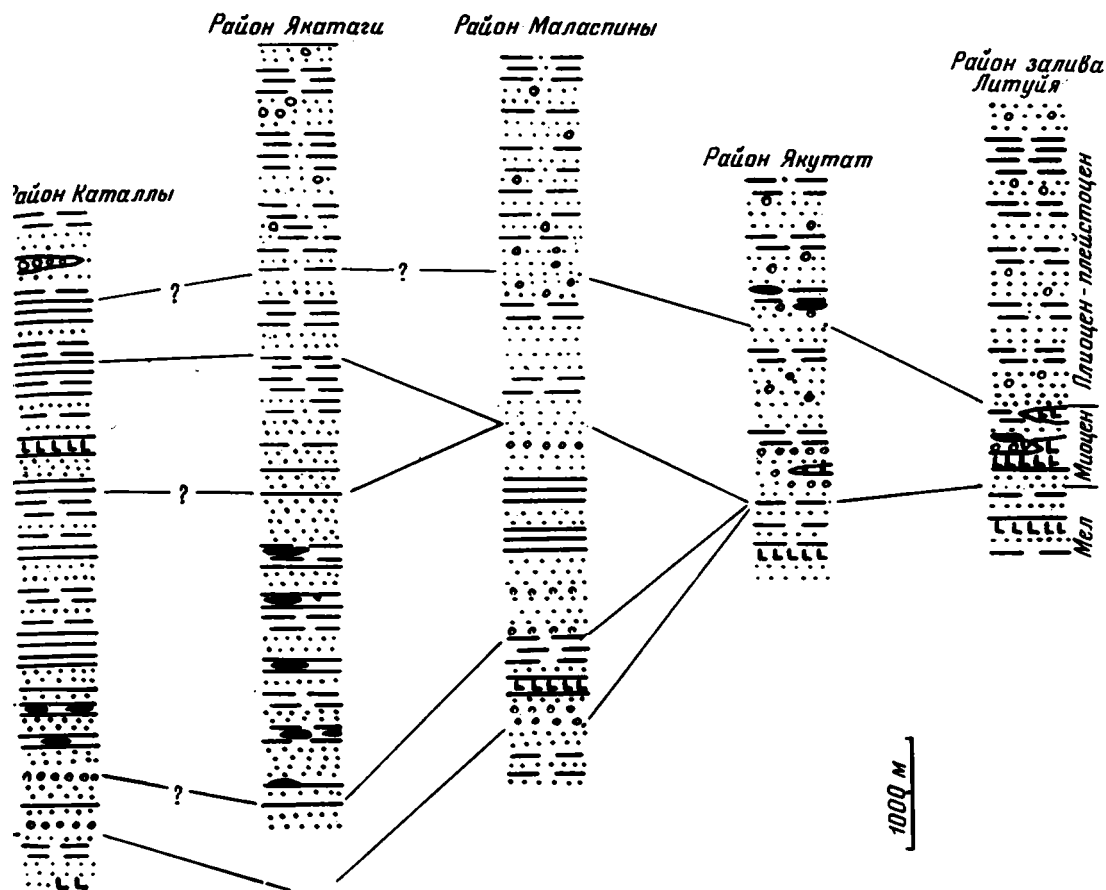


Рис. 78. Схема сопоставления разрезов третичных отложений прогиба Якатага на Аляске (Stonely, 1967)

Условные обозначения см. на рис. 3. Вертикальная штриховка - известняки

мация Токун", верхний эоцен - нижний олигоцен). На востоке отложениям "формаций Куштака и Токун" соответствует континентальная толща аркозовых песчаников с подчиненным количеством алевролитов, глинистых алевролитов, конгломератов и с прослоями углей ("формация Калтит"). Близ Якатаги и к северу от ледника Маласпина (в холмах Самовар) в толще встречено несколько прослоев с морскими моллюсками верхнего эоцена. Мощность толши достигает 3 км, но изменяется уже на небольших расстояниях. Ее крайние восточные выходы известны в районе залива Якутат.

Отложения олигоцена в районе Каталлы представлены морскими глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, обычно туфогенными (с глауконитом), иногда также базальтовыми лавами, туфами и агломератами ("формация Нижняя Каталла", около 1200 м). В Якатаге им соответствует тоже морская толща, но с преобладанием мелкозернистых песчаников, которые часто содержат глауконит ("формация Пул-Крик"). На небольшом расстоянии мощность отложений изменяется от 2800 м до нескольких сотен метров, а вблизи ледника Маласпина они совсем выклиниваются. Таким образом, все палеогеновые толщи не прослеживаются на восток дальше залива Якутат. Только значительно дальше к юго-востоку, уже за пределами прогиба Якатага, известны континентальные образования эоцена и олигоцена. Это угленосные слои (400 м), а выше толща риолитов, андезитов и базальтов с прослоями терригенных пород (около 750 м), распространенные на островах Адмиралтейства, Куприянова и Куо.

Неогеновые слои в районе Каталлы без перерыва продолжают разрез палеогена. Они образованы морскими глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с линзами конгломератов, мощность их достигает 1500 м ("формация Верхняя Каталла", миоцен-плиоцен и, возможно, плейстоцен). На востоке в основании неогеновых отложений выявляется стратиграфический перерыв. Восточнее района Якатаги из разреза выпадает подстилающая толща "формации Поул-Крик", а в районе залива Якутат выклиниваются и более низкие горизонты палеогена. Поэтому у здесь неогеновые слои с несогласием ложатся непосредственно на верхнемеловые образования. Мощность неогеновых отложений ("формация Якатага") возрастает на востоке до 3-5 км. Близ Якатаги и Маласпины отложения представлены в низах морскими алевролитами и алевритистыми песками (часто с глауконитом), а выше плохо сортированной алеврито-песчаной породой с галькой и валунами различных пород (до 5-6 м в диаметре).¹ В разрезах скважин у залива Якутат в нижней части толщи появляются прослойки лигнита и увеличивается количество песков (с вулканическим стеклом в составе зерен). Далее к юго-востоку, на р. Дангерус, в базальных слоях толщи (120 м) отмечены пласты основных лав и пирокластов. В крайней юго-восточной части прогиба, у залива Литуйя, в основании разреза залегает мощная (много сотен метров) толща вулканогенных пород ("формации Ценотаф и Топси"). В ней переслаиваются основные лавы, агломераты, туффитовые алевролиты и песчаники (часто с глауконитом), красные и зеленые глинистые породы, в подчиненном количестве серые алевролиты, песчаники и несколько угольных пластов. Породы имеют морское и континентальное происхождение. Выше с размывом следует толща, литологически сходная с "формацией Якатага", мощностью от 1200 до 3000 м и более. Отложения морские, а на ручье Нижний Топси-Крик в низах континентальные. Возраст отложений "формации Якатага" определяется по микрофауне и моллюскам как миоценовый в низах и плиоцен-плейстоценовый - в верхах. Значительную роль в разрезах различных районов играют несортированные песчано-алевролитовые породы с многочисленной галькой и валунами, которые нередко упоминаются как морские тиллиты. Судя по литологическим особенностям пород и характеру фауны, отложения "формации Якатага" накапливались в мелководно-морских условиях из материала, приносимого береговыми ледниками (Taliaferro, 1932; Stonely, 1967, и др.). Именно в таких условиях происходит и современное осадконакопление у побережья Аляскинского залива. На суше современные осадки представлены аллювиальными, ледниковыми, озерными и пляжевыми образованиями.

Третичные интрузии известны только на самом западе прогиба Якатага; это мелкие штоки фельзитов миоценового возраста. Западнее, в районе залива Принс-Вильям, изучены более крупные тела гранит-порфиров и кварцевых монзонитов, прорывающие отложения "группы Орка" и относимые к палеогену (Plafker, 1967).

С третичными отложениями прогиба Якатага связаны залежи угля и нефти. Выходы угля отмечаются на территории у заливов Айс и Якутат. На месторождении Беринг-Ривер, к северу от ледника Беринг, антрацитовые угли связаны с толщей "формации Куштата", где образуют пласты от нескольких сантиметров до 10 м, в одном случае до 18 м. Промышленные запасы нефти были обнаружены только на месторождении Каталла, сейчас оставленном. Нефтепроявления многочисленны и связаны с разными частями третичного разреза; структурные условия благоприятны для образования залежей. Однако поисковые работы на нефть пока не дают положительных результатов, возможно, из-за отсутствия коллекторов (Grantz, 1964).

Структурные формы в большей части прогиба Якатага имеют субширотное простирание, но восточнее ледника Маласпина они поворачивают к юго-востоку в соответствии с заворотом пограничного разлома Фэрюэтер. Зеркало складчатости в видимой части прогиба пологое, но дислокации весьма интенсивны, особенно в краевой полосе северного борта. Характер и расположение структурных форм определяются системой протяженных (порядка 100-150 км) продольных разломов. Близ поверхности разломы часто имеют характер взбросов², но с глубиной, по-видимому, выполаживаются

¹ Детальный разрез части этой толщи был описан Н.Талиаферро (Taliaferro, 1932) на рифе Якатага.

² Сместитель разлома Чугач - Св. Ильи в обнажении наклонен под углом 60°.

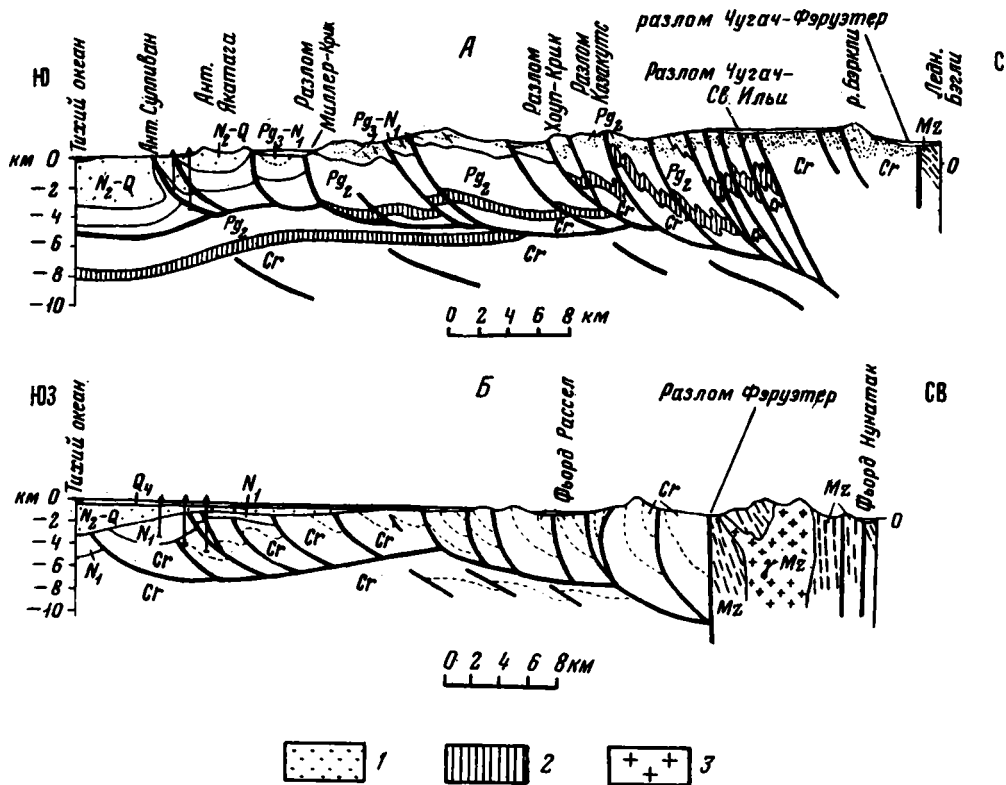


Рис. 79. Геологические разрезы через северный борт прогиба Якатага на Аляске (Stonely, 1967) в районах: А - Якатага, Б - залива Якутат
 1 - отложения плиоцен-плейстоцена ("формация Якатага"); 2 - горизонт в основании эоцена; 3 - меловые или раннетретичные граниты в горах Св. Ильи

и превращаются в надвиги, как это было установлено при бурении для разлома Сулливан в районе Якатаги (рис. 79). По всем надвигам и взбросам отмечается смещение на юг. Вдоль фронта надвигов располагаются крутые сжатые антиклинали, обычно асимметричные - с более крутым или подвернутым южным крылом. В надвиговых пластинах видны широкие синклинали или моноклинали, которые часто нарушены дополнительными мелкими дислокациями. Мелкие складки и надвиги нередко простираются под небольшим углом (5-20°) по отношению к более крупному надвигу.

Особенно сложная картина мелких дислокаций наблюдается на севере надвиговой зоны. Самые северные участки, лежащие вдоль разлома Чугач-Фэрүэтер, покрыты ледниками. В разрозненных выходах здесь видны мелкие разломы и крутые приразломные складки, нарушающие отложения "группы Якутат". По разлому Чугач-Св. Ильи эти отложения и метаморфические породы мезозоя надвинуты к югу на палеогеновые толщи. Последние нарушены многочисленными мелкими взбросами и надвигами, связанными с главным надвигом Козакутс. Приразломные складки довольно крутые, часто опрокинутые (Plafker, 1967; Stonely, 1967). Многие из них располагаются под углом к главному надвигу.

Южнее, между разломами Козакутс и Хоуп-Крик, мелкие дислокации становятся более простыми, а на поверхности выходят более высокие слои палеогена. Далее на юг, в полосе между разломами Хоуп-Крик и Миллер-Крик, складки еще более простые и пологие, крутые залегания наблюдаются только около разломов, а последние немногочисленны. К югу от разлома Миллер-Крик в слоях от олигоцена до плиоцен-плейстоцена мелкие складки и разломы встречаются редко. Здесь известны две протяженные (порядка 50 км) антиклинали и широкая пологая синклиналь (Plafker, 1967; Stonely, 1967, и более ранние работы). Антиклиналь Якатага на западе

связана с продольным надвигом и представляет крутую и острую складку, но по простиранию она выполаживается. Антиклиналь Сулливан, лежащая южнее, также связана с продольным надвигом, имеет подвернутое южное крыло и пологое северное крыло, осложненное мелкими дислокациями. Мелкие надвиги часто располагаются почти послойно, вдоль определенного горизонта близ кровли "формации Поул-Крик". Наиболее детально структуры надвиговой зоны изучены в средней части прогиба, между ледниками Беринг и Маласпина. Они изображены на профиле, составленном Р.Стоунли (см. рис. 79).

Для самых западных районов отмечаются структуры того же характера; в горах Рэгед они осложнены надвигом слоев в восточном направлении. В районах к востоку от Якатаги в меловых отложениях "группы Якутат" также развиты сходные структуры, изученные слабее вследствие плохой обнаженности (Stonely, 1967). В северо-восточной полосе, примыкающей к разлому Фэруэтер, надвиги к острые приразломные складки особенно многочисленны; к юго-западу структуры становятся проще. Под прибрежной равниной Якутат неогеновые слои залегают довольно полого, несогласно перекрывая меловые образования. Однако местами они тоже нарушены надвигами. Один из таких надвигов и связанная с ним асимметричная антиклиналь наблюдались к юго-востоку от залива Литуйя. Как отмечает Р.Стоунли, структурные формы в меловых и кайнозойских толщах в общем похожи.

Северная граница прогиба Якатага проходит вдоль разлома Чугач - Фэруэтер - самого южного из системы дугообразных разломов Аляски. Топографические особенности этого разлома, его современная активность, линейность и большая протяженность - характерные признаки сдвигов. По мнению некоторых исследователей, разлом Чугач-Фэруэтер является правым сдвигом¹ (Stonely, 1967). Усложнение надвиговых структур прогиба Якатага к северу и северо-востоку связывают с близостью к этому разлому. Интересно замечание Дж. Грика об усложнении структур с приближением к фронту гор. Действительно, образование надвигов в прогибе Якатага может быть связано с разницей высот. Близлежащие вершины в горах Чугач и восточнее поднимаются на 3-4 км, а высота горы Св. Ильи, отстоящей от побережья всего на 50 км, достигает 5,5 км. Такой близостью гор, возможно, и объясняется сложность строения северного борта прогиба Якатага.

В пределах надвиговой зоны дислоцированы все отложения прогиба Якатага, включая и плиоцен-плейстоценовые слои. Однако формирование надвигов происходило длительно. В холмах Самовар есть доказательство образования некоторых надвигов в толще "формации Калтит" до отложения "формации Якатага" (Stonely, 1967). Возможно, что на севере надвигание происходило одновременно с осадконакоплением в прогибе. Деформации продолжаются и в настоящее время. Как отмечает Р.Стоунли, современные тектонические процессы в провинции Аляскинского залива подобны процессам позднегеретического времени. Об интенсивности современных движений свидетельствуют резко расчлененный рельеф, поднятые выше уровня моря фиорды у залива Якутат, морские террасы высотой до 300 м, движения при современных землетрясениях. В верховьях залива Якутат и близ залива Литуйя землетрясения были связаны с движениями по разлому Чугач-Фэруэтер (Stonely, 1967, и др.). В районе залива Литуйя вдоль плоскости, наклоненной к северу около 80°, отмечалось правобокое смещение на 6,5 м и поднятие юго-западного крыла на 1 м. Однако землетрясения на юго-востоке Аляски немногочисленны и все мелкофокусные.

Геофизических данных по юго-восточной Аляске очень немного. Для некоторых участков сотрудниками нефтяных компаний составлены неглубокие сейсмические профили, которые дополняются наблюдениями по сейсмике предомленных волн на смежной территории залива. При детальных гравиметрических измерениях на прибрежной равнине Якутат получены значения аномалий Буге от -15 до -45 мгл, отдельные наблюдения в районах Каталлы и Якатаги дают минимальные значения до -70 мгл (Stonely, 1967). На основе разрозненных гравиметрических данных Г.Вуллардом и другими (Wollard a.o., 1960) была составлена карта аномалий Буге Аляски. На этой карте значения аномалий изменяются от -120 мгл к северу от прогиба Яката-

¹ Как и некоторые другие дугообразные разломы Аляски.

га до +50 мгл у континентального шельфа Аляскинского залива. Мощность земной коры по гравиметрическим данным предполагается порядка 35 км.

Как видно из описания, прогиб Якатага сходен с другими рассмотренными прогибами по структурному положению и размерам, возрасту, составу и фациальным изменениям отложений, по характеру частных структурных форм и времени их образования, по современному тектоническому состоянию. Специфику прогиба составляет усложненное строение северного борта, примыкающего к области более древней складчатости.

Прогибы юго-востока Азии

Гомологи Западно-Сахалинского прогиба выявляются, таким образом, по обе стороны Тихого океана. В ряде случаев оказываются сходными даже и второстепенные черты их строения и развития. При сравнении приведенных описаний намечаются главные особенности таких прогибов, отличающие их от смежных зон. Выясняется, что эти особенности характерны и для других мезо-кайнозойских прогибов, лежащих по периферии Тихого океана вдоль границы с областями более древней складчатости. Таковы прогибы на северо-западе Калимантана (б. Борнео) и на северо-востоке Суматры, примыкающие к мезозоидам Индокитая и Малайи (Ван Беммелен, 1957; Архипов, 1964; Fitch, 1963; Haile, 1963, 1968; Wilson, 1963). Во многом сходен с ними прогиб Иравади в Бирме (Кудрявцев и др., 1968).

Вдоль побережья Северо-Западного Калимантана располагается крупный прогиб (800 x 200 км), развивавшийся с позднемиоценового до четвертичного времени с последовательным смещением зоны прогибания к северо-западу, в сторону мезозой. В современной структуре многие толщи разреза имеют линзовидный характер и располагаются в виде гигантской косоугольной серии, постепенно наращивая разрез с юго-востока на северо-запад, вкрест простирая прогиба (Fitch, 1963). В результате создаются очень большая ширина прогиба и большая суммарная мощность толщ (более 25 км), значительно превышающая мощность в каждом отдельном районе. Внутри осадочной серии верхнего мела - кайнозоя отмечаются только местные несогласия (Haile, 1963). На отдельных участках они были связаны с интенсивными дислокациями конца эоцена и середины миоцена, не приводившими, однако, к заметной структурной перестройке (Fitch, 1963). Длительное почти непрерывное прогибание и миогеосинклиальный характер разреза отличают прогиб Северо-Западного Калимантана от зон, лежащих восточнее и южнее.

В основании разреза залегают радиоляриевые кремнистые породы, спилитовые лавы и туфы, которые выше сменяются аргиллитами, алевролитами и граувакковыми песчаниками с горизонтами известняков ("группа Раянг", верхний мел - низы миоцена). Пачки переслаивания этих пород нередко напоминают флиш. По простираанию и вверх по разрезу эти отложения сменяются преимущественно глинистыми морскими толщами с подчиненными горизонтами песчаников, мергелей и рифовых известняков ("группа Барам", верхний эоцен - миоцен). Далее следуют песчаные и глинистые породы с пластами лигнитов, с тонкими прослоями известняков, образовавшиеся в паралических условиях ("группа Бруней", верхний миоцен - плиоцен). В северной части прогиба увеличивается количество грубообломочных отложений. В восточных районах иногда отмечаются кислые, средние и основные эффузивы третичного и четвертичного возраста. В прибрежных районах разрез заканчивается четвертичными осадками, которые нередко залегают согласно на плиоценовых и сходны с ними по составу. В прилегающей части Южно-Китайского моря происходит современное осадконакопление.

Для отложений прогиба Северо-Западного Калимантана отмечаются деформации, образовавшиеся в позднем мелу, палеогене и неогене на поднимавшемся восточном борту прогиба, одновременно с осадконакоплением в его осевой зоне (Haile, 1963). Самые молодые, еще слабо консолидированные отложения нарушены надвигами и пологими изгибами (Fitch, 1963). Известны признаки современных движений. Современная структура прогиба по своей простоте, видимо, не может быть названа синклиной. Это пологий асимметричный прогиб, осложненный дополнительными

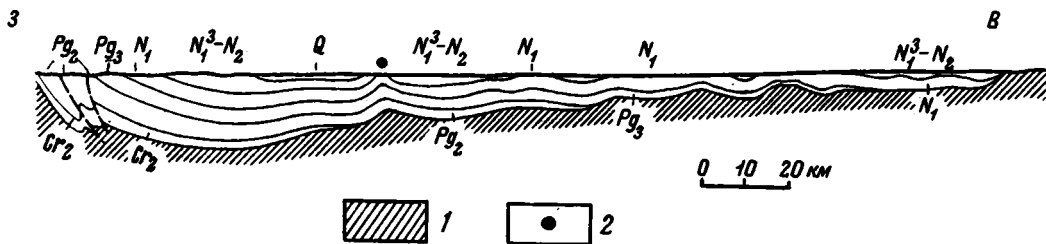


Рис. 80. Геологический разрез через прогиб Иравади в Бирме (Леворсен, 1970)
 1 – породы основания прогиба; 2 – район нефтяного месторождения

складками, также пологими. Антиклинали обычно более узкие и линейные, чем синклинали. Их простирание соответствует общему простиранию прогиба и изменяется от субширотного на юге до северо-северо-восточного на севере. Как известно, район Северо-Западного Калимантана представляет значительный нефтяной бассейн. Залежи нефти обнаружены в прибрежной полосе в породах верхнего миоцена и плиоцена.

Прогиб на северо-востоке Суматры отвечает по размерам (1500x100 км) всей зоне Западного Сахалина – запада Хоккайдо и разделяется поперечными поднятиями на три меньших бассейна. В северном бассейне разрез начинается эоценовыми, а южнее – олигоценными слоями и продолжается до плейстоцена. В разрезе преобладают нормально-морские отложения, в южных районах присутствуют также мощные континентальные пачки с углями, особенно в самых верхах. Преимущественно распространены терригенные породы, глинистые сланцы и мергели, а в бассейне северной Суматры – также и кремнистые образования (миоцен-плиоцен). Известняки слагают лишь пласты сравнительно небольшой мощности. Вулканогенные породы (обычно андезиты) представляют второстепенные члены терригенных и кремнистых комплексов, причем большей частью устанавливается их непосредственная связь с эффузивами Барисанского поднятия, расположенного западнее. Среди осадочных пород нередки туфогенные и глауконитовые разности. По составу отложений и полноте разрез прогиба существенно отличается от разрезов более западных районов (Ван Бемелен, 1957). Общая мощность кайнозойских отложений достигает в северном бассейне 8 км, в центральном 3 км, а на юге 6 км. В осевой части и на юго-западном борту прогиба наблюдаются максимальные мощности и согласное залегание толщ. В северо-восточном направлении мощности сокращаются, палеогеновые отложения исчезают из разреза и слои неогена ложатся непосредственно на складчатый комплекс мезозой.

Такому распределению мощностей соответствует и общее асимметричное строение прогиба. Его юго-западный борт более узкий и крутой, чем северо-восточный, больше осложненный дополнительными дислокациями. Среди мелких структурных форм прогиба синклинали всегда более широкие и пологие, антиклинали узкие и вытянутые, со сбросами и взбросами на крыльях, с различными мелкими нарушениями. Структурные формы прогиба были образованы в четвертичное время, но частично развивались конседиментационно. С антиклиналями нередко связаны скопления нефти. Нефтеносны миоценовые и плиоценовые слои.

Прогиб Иравади в Бирме протягивается меридионально на 700 км при ширине около 100 км. Он выполнен мощными толщами верхов мела и кайнозоя, залегающими без значительных несогласий. Отложения песчано-глинистые, с горизонтами известняков (в основном распространенными на юге), с отдельными прослоями эффузивов, преимущественно средних и основных. На юге почти весь разрез (кроме самой верхней части) сложен морскими породами. Севернее они постепенно замещаются континентальными образованиями с углями.

Зона максимальных мощностей отложений (до 10–15 км) смещена к западному борту прогиба, создавая общую асимметрию структуры (рис. 80). Вдоль края западного борта, по границе с поднятием Аракан-Йома, проходит зона крупных разломов, сопровождаемых гипербазитами (относимыми к концу мела – началу палеогена). На востоке, по границе со складчатой областью мезозой, протягивается Бирманско-

Малайский пояс гранитоидов и отчасти эффузивов, которые по всем характеристикам и структурному положению совершенно сходны с образованиями Восточно-Азиатского вулканического пояса (Кудрявцев и др., 1968). Структурные формы прогиба Иравади пологоскладчатые, располагающиеся параллельно его общему простиранию. Их образование относится в основном к четвертичному времени. Как и другие рассмотренные структуры, прогиб Иравади является нефтяным бассейном. Главные нефтеносные толщи прогиба относятся к олигоцену-миоцену.

Помимо разобранных примеров тектонические гомологи Западно-Сахалинского прогиба могут быть выявлены и в других районах. Возможно, к этой группе структур относятся прогибы на юго-востоке Новой Зеландии, в западной прибрежной части Колумбии и Эквадора (Вуд и др., 1963; Браун и др., 1970; "Очерки...", 1959, и др.). Однако это предположение нуждается в проверке.

Прогибы северо-востока Азии

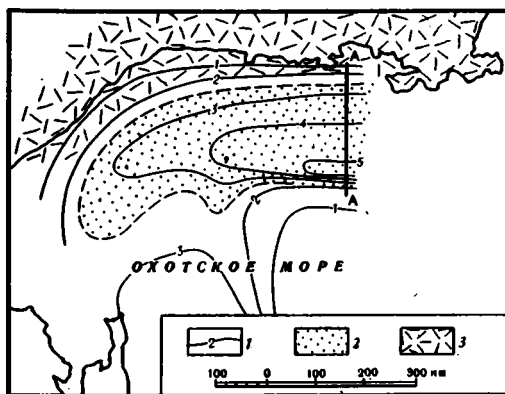
Тектонические гомологи Западно-Сахалинского прогиба существуют и на северо-востоке Азии, в пределах Советского Союза. Севернее Сахалина в сходном тектоническом положении находится Северо-Охотский прогиб, выделенный по данным сейсмологии (МОВ и ГСЗ; "Строение...", 1964; Марков и др., 1967; Милашин, 1967, рис. 81). Он располагается субширотно вдоль охотского отрезка вулканического пояса, разделяющего структуры мезозойской эры на севере и кайнозойской зоны на юге. Прогиб лежит в области современного шельфа Охотского моря и почти полностью компенсирован осадками, мощностью 5 км. Зона максимальных мощностей значительно смещена к югу. Поэтому прогиб имеет резко асимметричное строение с более узким и крутым южным бортом и очень пологим северным бортом, примыкающим к мезозойским.

Подосва рыхлых осадков в прогибе имеет граничные скорости продольных сейсмических волн 6,0-6,1 км/сек. Осадки характеризуются низкими скоростями: 1,6-1,7 км/сек для верхних нескольких сотен метров разреза, 2,6 км/сек для некоторых более глубоких преломляющих горизонтов. Скорее всего, это осадки песчано-глинистого состава и отчасти, возможно, туфогенные. Резкие отражающие горизонты свидетельствуют о слоистом строении всей осадочной толщи, но характер залегания слоев установлен только для ее верхней части (мощностью до 2 км). Углы наклона отражающих площадок достигают 5° на южном борту и $2-3^{\circ}$ на северном; самые верхние слои (мощностью 100-200 м) залегают горизонтально (Милашин, 1967; рис. 82). Сейсмические данные касаются западной части прогиба протяженностью около 500 км и шириной до 150 км. Возможно, восточная часть прогиба простирается еще на несколько сотен километров, вплоть до залива Шелихова (Юнов, 1970). По структурному положению, размерам, форме поперечного сечения и сейсмическим характеристикам осадков Северо-Охотский прогиб сходен с Западно-Сахалинским. Более полное их сравнение - дело дальнейших исследований.

Прогиб Западной Камчатки сопоставляется с Западно-Сахалинским гораздо более уверенно. Их сходство намечается по возрасту, составу и мощностям отложений, их

Рис. 81. Схема расположения Северо-Охотского прогиба ("Строение...", 1964)

1 - изопахиты осадочной толщи в Охотском море; 2 - Северо-Охотский прогиб; 3 - участок Восточно-Азиатского вулканического пояса. АА - линия сейсмического профиля (рис. 82)



фациальным изменениям, наличию угленосных образований и нефтепроявлений, характеру мелких дислокаций и особенностям общей структуры. При этом определенно выявляются формационные и структурные отличия западной зоны Камчатки от восточной – подобно тому, как это отмечалось для Сахалина. Подчеркивая геологические особенности Западной Камчатки, Г.М.Власов рассматривал ее даже как третичный краевой прогиб, не указывая, однако, перед какой складчатой областью он образовался.

Предварительное знакомство с материалами показывает, что этот крупный длительно развивавшийся прогиб с еще не завершенной складчатостью сходен с другими отмеченными прогибами приматериковой полосы. Структуры восточного борта прогиба, расположенные на суше, изучаются геологическими методами (Дьяков, 1955; "Геология СССР", т. XXXI, 1964; "Геология и перспективы...", 1967). Западная часть прогиба, расположенная в пределах Охотского моря, пока не исследована. Возможно, здесь в отдельных частях прогиба осадконакопление еще продолжается. В связи с этим следует упомянуть о новых сейсмических данных по северо-восточной части Охотского моря (Милашин, 1967, и др.).

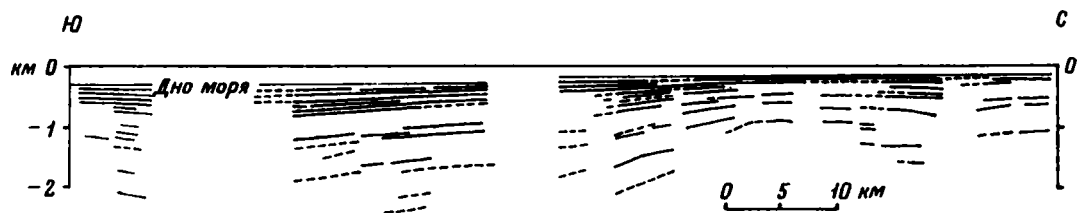


Рис. 82. Сейсмический разрез по профилю МОВ через Северо-Охотский прогиб (Милашин, 1967)

Кайнозойские прогибы Северо-Востока СССР изучены слабее, чем структуры Камчатки. Однако они более интересны для сравнительного анализа. Структуры приматериковой зоны расположены здесь полностью в пределах суши, что позволяет изучить и детали их строения, и взаимоотношения с прилегающими зонами кайнозойского кольца и вулканического пояса. В составе кайнозойских складчатых структур Северо-Востока СССР В.Ф.Белым (1963) были выделены "внешние (миогеосинклинальные) и внутренние (эвгеосинклинальные) зоны, которые отличаются друг от друга формациями, мощностями осадочных толщ и тектоническими структурами". Пенжинский прогиб, отвечающий северо-западной внешней зоне, может быть сопоставлен с Западно-Сахалинским прогибом по характеру разреза, особенностям строения и краевому положению в кайнозойском поясе. Прогиб протягивается к северо-востоку от устья р. Пенжины¹ более чем на 600 км при ширине 70–90 км. На северо-западе он смыкается со структурами вулканического пояса, проходящего по границе с мезозоидами, а на юго-востоке близко подходит ко внутренней (эвгеосинклинальной) зоне. Борта Пенжинского прогиба сложены меловыми толщами; центральная часть выполнена отложениями палеогена и отчасти неогена, значительные площади перекрыты четвертичными породами. По изменению фаций и мощностей этих отложений, по их деформациям устанавливается асимметричное строение прогиба (Белый, 1963). Его осевая зона сильно смещена к юго-восточному борту, особенно в слоях нижнего мела.

В осевой зоне Пенжинского прогиба разрез осадочных образований наиболее полный и мощный (более 10 км)². Все меловые толщи здесь залегают согласно. Заметные несогласия в подошве палеогена также, вероятно, отсутствуют и появляются только у юго-восточного борта (рис. 83). Выше палеогеновых толщ в наиболее погруженных участках известны согласно залегающие пачки низов миоцена. Вкрест

¹ Юго-западное продолжение прогиба располагается в пределах Пенжинской губы; на п-ове Елистратова виден небольшой участок его северо-западного борта (Авлейко и др., 1966).

² Г.П. Авдейко (1968) только для отложений нижнего мела указывает мощность 8 км.

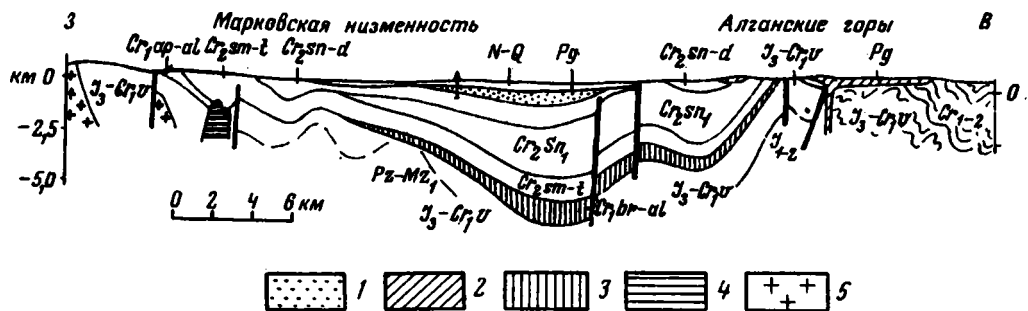


Рис. 83. Геологический разрез через Пенжинский прогиб (Иванов, 1967)
 1 – палеогеновые отложения; 2 – базальты палеогена; 3 – баррем-альбские слои;
 4 – интрузии габброидов (нижний мел); 5 – интрузии гранитоидов (нижний мел) в
 пределах вулканического пояса

простираения прогиба происходят сокращение мощностей, выклинивание некоторых горизонтов, появляются более крупные несогласия в разрезе. Особенно значительны изменения на северо-западном борту прогиба, примыкающем к мезозоидам. Подобные изменения отмечены В.В.Ивановым также на северной центриклинали прогиба и вблизи поперечных поднятий.

Нижние горизонты разреза Пенжинского прогиба (верхи юры-валанжин) соответствуют по возрасту самым верхам геосинклинального комплекса приколымских мезозоид. Они ложатся со значительным перерывом и несогласием и содержат помимо терригенных пород кремнистые образования, андезитовые и спилитовые лавы, сходные с развитыми во внутренней зоне (мощность толщи до 3 км). Более высокие меловые слои существенно отличаются от однообразных отложений внутренней зоны. Они образованы полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами морского происхождения, суммарная мощность которых порядка 10 км (Авдейко, 1968; Белый, 1963; Иванов, 1967). Снизу вверх в них увеличивается роль грубообломочных пород; в отложениях верхов сенона – дания появляются в значительных количествах гравелиты и конгломераты, местами встречаются континентальные пачки с углями. В аптских отложениях широко распространены туффиты и туфобрекчии андезито-базальтов. На территории, пограничной с вулканическим поясом, возрастает роль туфогенных пород и в других горизонтах мела. На северо-западном борту прогиба происходит быстрое выклинивание отложений готерива, баррема, апта, а затем и альба. Сеноман-туронские морские образования сменяются континентальными грубообломочными породами. Отложения верхов сенона и дания тоже становятся континентальными. Дальше к северо-западу появляются мощные толщи континентальных эффузивов (начиная с апта?), принадлежавшие уже Охотско-Чукотскому вулканическому поясу. В северной части прогиба на границе с вулканическим поясом прослежены постепенные изменения разреза со сменой апт-сеноманских осадочных образований континентальными эффузивами (Белый, 1963).

Палеогеновые отложения (эоцен-олигоцен, до 1-2 км) обычно представлены грубообломочными породами, морскими и континентальными. В центральной части прогиба Марковской скважиной была вскрыта палеогеновая толща с существенной ролью алевролитов. В пределах вулканического пояса к палеогену относятся континентальные толщи базальтов, андезитов и дацитов. В районах внутренней зоны, лежащих восточнее прогиба, палеогену отвечает перерыв в отложениях и образование регионального несогласия.

Нижнемиоценовые отложения в центральных участках Пенжинского прогиба образованы морскими терригенными и глинистыми породами (первые сотни метров). Выше следуют континентальные терригенные пачки. Однако на большей части территории неогеновые отложения (по несколько сотен метров) представлены континентальными эффузивами, преимущественно базальтового состава. Нередко они секутся субвулканическими интрузиями дацит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов, дацитов и андезитов. Четвертичные толщи (до 300 м) обычно сложены рыхлыми терригенными

породами аллювиального, озерно-болотного и флювиогляциального происхождения. На поперечных поднятиях распространены поля базальтов с подчиненным количеством андезитовых лав и туфов.

Все меловые и палеогеновые толщи Пенжинского прогиба В.Ф.Белый (1963) отнес к геосинклиальному комплексу, а возраст складчатых структур определял как ларамийский. Такое определение возраста, по-видимому, правильно для складчатых дислокаций во внутренней зоне, которая "испытала инверсию в конце мела и начале палеогена". Но структуры Пенжинского прогиба, сформировавшиеся, по мнению В.Ф.Белого, на границе палеогена и неогена, не могут быть названы ларамидами. К тому же в центральных участках прогиба с олигоценовыми отложениями тесно связаны породы миоцена. Здесь же локализуются и более молодые осадки. Поэтому В.В.Иванов (1967) справедливо считал специфической особенностью Пенжинского прогиба длительное и почти непрерывное погружение в течение мела и кайнозоя. Дислокации в Пенжинском прогибе местами очень молоды и отчетливо выражены в рельефе. Структурные формы весьма просты и сильно отличаются от форм, известных в областях завершённой складчатости. Недаром многие исследователи отказались от применения термина "Пенжинский синклиниорий" и характеризуют современную структуру как крупный прогиб асимметричного строения.

В центральной части прогиба изучено в основном залегание верхних горизонтов, всегда пологое, с отдельными осложняющими складками. С юго-запада на северо-восток выделяется несколько мульд, ориентированных вдоль простирания прогиба (Кондыревская, Чернореченская, Орловская и Марковская). Мульды выполнены неоген-четвертичными отложениями. На поперечных поднятиях обнажены породы мела, палеогена и отчасти неогена. Продольная зональность прогиба определилась, вероятно, в верхнемеловую эпоху и с некоторыми изменениями существует до настоящего времени (Агапитов, Иванов, 1969). Мульдам и поднятиям прямо соответствуют формы современного рельефа и аномалии гравитационного поля. На значительных участках в пределах мульд происходит современное осадконакопление. Участки локальных поднятий внутри мульд считаются перспективными на нефть (Иванов, 1967).

Северо-западный борт Пенжинского прогиба, примыкающий к мезозоидам, значительно шире и положе юго-восточного борта. Он представляет собой слабо нарушенную моноклинал с наклоном слоев $10-20^{\circ}$. Местами на моноклинали известны продольные разломы или очень пологие прерывистые складки. На более крутом юго-восточном борту прогиба мелкие нарушения встречаются часто, особенно складки. В меловых слоях закартированы и брахиформные, и линейные складки ($10-30 \times$ несколько километров), иногда довольно крутые. Нередко складки асимметричны и имеют более крутое (до 50°) юго-восточное и пологое ($15-20^{\circ}$) северо-западное крылья (Тарасенко и др., 1969). В палеогеновых слоях обычны брахискладки с более пологим наклоном крыльев ($10-20^{\circ}$). Из-под нижних горизонтов моноклинали юго-восточного борта прогиба выступают дислоцированные толщи нижней - средней юры и местами более древние. Они принадлежат Таловско-Майнскому поднятию - узкой антиклинорной структуре, пограничной с внутренней (эвгеосинклиальной) зоной. Юго-восточное крыло антиклинория почти на всем протяжении оборвано разломом, с которым связана значительная гравитационная ступень (Тарасенко и др., 1969). На северном и южном окончаниях к разлому приурочены массивы гипербазитов. На востоке вдоль зоны разлома располагаются линейные четвертичные депрессии.

Тектоническое положение, формационные и структурные особенности Пенжинского прогиба свидетельствуют о большом сходстве его с Западно-Сахалинским прогибом. Вопрос о возрасте складчатых дислокаций пока еще не решен окончательно. Однако ясно, что прогиб не имеет сейчас настоящей складчатой структуры, как это отмечалось и для Западно-Сахалинского прогиба. Прямое соответствие рельефа и гравитационных аномалий структурным формам прогиба показывает, что развитие их еще продолжается. Характерны различия внешней (миogeосинклиальной) и внутренней (эвгеосинклиальной) зон Корякского нагорья и их взаимоотношения, сходные с наблюдающимися на Сахалине или в Калифорнии. Очень интересно сочетание Пенжинского миogeосинклиального прогиба с отрезком вулканического пояса, лежащим по границе с мезозоидами. Это сочетание, повторяющееся во многих районах приматериковой полосы, не является случайным и свидетельствует о генетической связи мезо-кайнозойских геосинклиальных прогибов с линейными зонами континентального вулканизма.

Глава VI

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ НА ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Рассмотрение всего материала показывает, что в разных районах Восточной Азии и Америки по границе с мезозоидами (или областями интенсивных мезозойских дислокаций и магматизма) располагаются однотипные мезо-кайнозойские прогибы, подобные Западно-Сахалинскому (рис. 84). Это протяженные линейные прогибы (600-800x100 км и больше) асимметричного строения, длительно развивавшиеся на периферии Тихого океана. Их заложение произошло в конце юры или в мелу, во время крупной структурной перестройки, связанной со становлением складчатых областей мезозойд, расширением континентальных площадей и оттеснением геосинклинальных структур в сторону океана. Процесс замыкания прогибов и основные дислокации были связаны с концом неогена - четвертичным периодом и сейчас еще не закончились. Современные геосинклинальные структуры, окружающие ложе Тихого океана, имеют иное расположение, иногда секущее по отношению к отмеченным прогибам.

В выполнении прогибов участвуют отложения мела, палеогена, неогена и отчасти плейстоцена. Как на Западном Сахалине, так и в других районах, все горизонты разреза залегают без существенных перерывов и несогласий, образуя единую серию. Только в отдельных случаях отмечаются местные несогласия на центриклиналих и в прибортовых частях прогибов. Суммарная мощность мезо-кайнозойских отложений¹ в каждом из прогибов может составить 15-20 км. Однако ни в одном месте мощность осадочной серии не достигает таких величин, так как максимальные мощности разных толщ наблюдаются на разных участках.

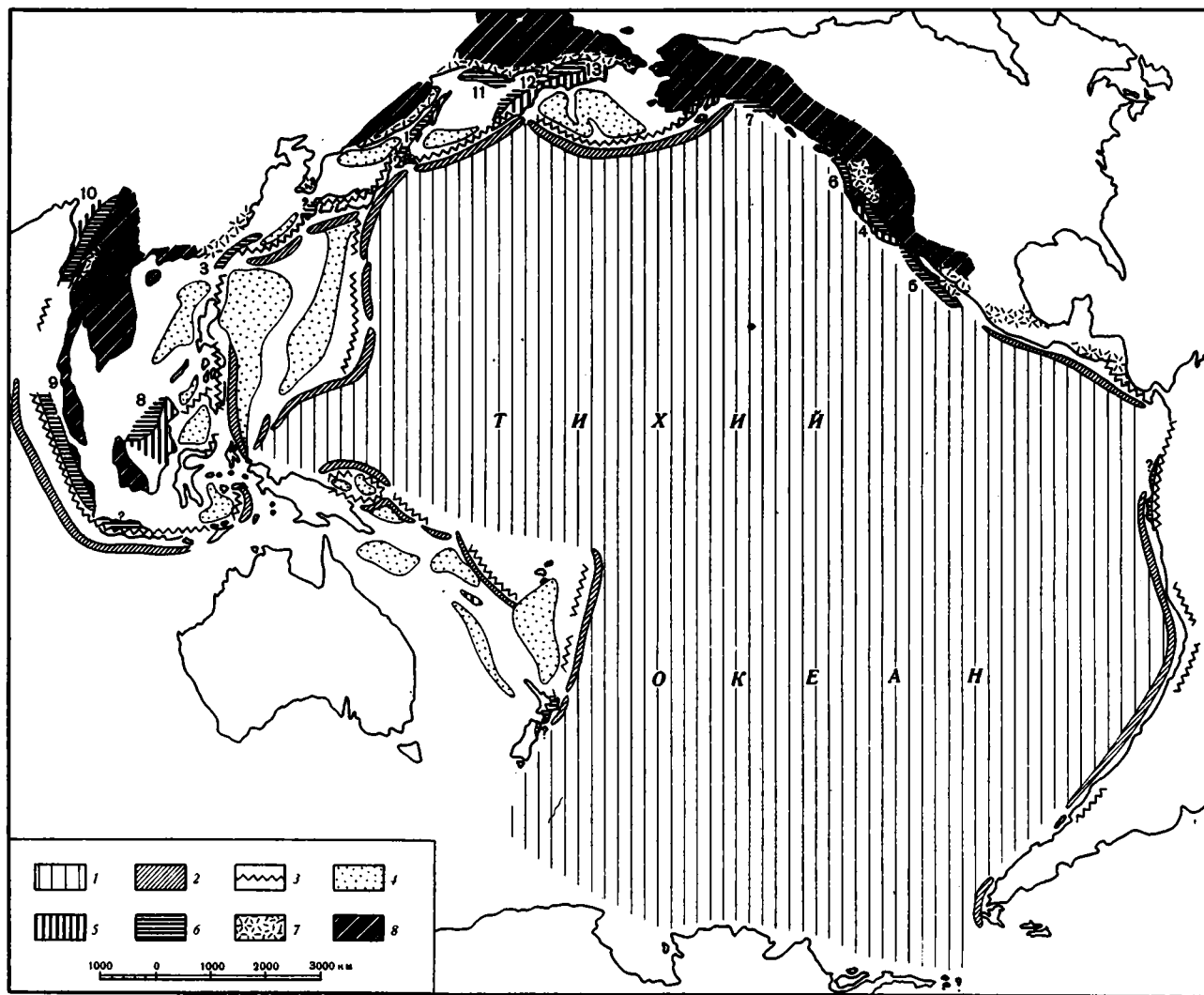
На детальном материале по Сахалину, Тайваню и Калифорнии был установлен линзовидный характер многих горизонтов, с изменением мощности как вдоль простирания прогибов, так и вкрест простирания. Наиболее мощные разрезы меловых и кайнозойских отложений наблюдаются в осевой части прогибов и на борту, примыкающем ко внутренним зонам геосинклинали. На борту, примыкающем к мезозоидам, и на центриклиналих прослеживаются общее сокращение мощностей и выклинивание нижних горизонтов разреза. Это особенно хорошо видно в прогибах, лежащих полностью в пределах суши, например в прогибах Грейт-Вэлли, Алишань, северо-восточной Суматры. Здесь верхние горизонты разреза распространяются в сторону мезозойд дальше, чем нижние, причем участки максимальных мощностей в верхних горизонтах несколько смещаются в этом направлении.

В каждом из прогибов мезо-кайнозойские отложения образуют мощный и по существу непрерывный разрез, типичный по характеру для миогеосинклинальных зон. В разрезе преобладают морские породы, глинистые и терригенные, обычно полимиктового состава, нередко с обилием туфогенного материала. Вулканогенные породы представляют второстепенные члены осадочных комплексов. Кремнисто-глинистые толщи образуют сравнительно небольшую часть разреза. Известняки встречаются

¹ Полученная при сложении значений мощностей разновозрастных толщ, измеренных на разных участках.

Рис. 84. Схема расположения мезо-кайнозойских миеосинклиналиных прогибов на севере Тихоокеанского пояса

1 - ложе океана. Современные геосинклиналиные структуры: 2 - глубоководные желоба; 3 - вулканические дуги и вулканические поднятия окраины материка; 4 - глубоководные котловины. Мезо-кайнозойские геосинклиналиные структуры: 5 - участки распространения эвгеосинклиналиных комплексов палеозойско-мезозойского возраста и позднекайнозойских наложенных впадин; 6 - мезо-кайнозойские миеосинклиналиные прогибы; 7 - мезо-кайнозойские вулканические поднятия, 8 - области мезозойской складчатости. Цифры на схеме - прогибы: 1 - Западно-Сахалинский, 2 - Исикари-Румои, 3 - Алишачь, 4 - Грейт-Вэлли, 5 - Калифорнийского полуострова, 6 - Западного Орегона и Вашингтона, 7 - Якатага, 8 - Северо-Западного Калимантана, 9 - Северо-Восточной Суматры, 10 - Иравади, 11 - Северо-Охотский, 12 - Западно-Камчатский, 13 - Пенжинский



только в отдельных пластах и пачках в самых южных районах: на юге Хоккайдо (в нижнемеловых слоях), на юге Тайваня (в отложениях плиоцена), на Калимантане, Суматре и в южной части Бирмы.

Песчаники, алевролиты и аргиллиты или переслаиваются, или образуют монотонные пачки. Переслаивание обычно незакономерное. Местами отмечаются пачки ритмичного строения. Однако очень редко переслаивание в них бывает таким частым и правильным, как во флишевых толщах¹. Соотношение песчаных и глинистых пород в отмечавшихся разрезах непостоянно. Среди неогеновых отложений на юге прогиба Алишань, среди меловых отложений прогиба Исикари-Румои и еще в ряде случаев было отмечено преобладание глинисто-алевролитовых пород. Вдоль простирания прогибов эти породы постепенно замещаются песчаниками и отчасти конгломератами, как было показано на детальном материале по верхнемеловым отложениям прогибов Исикари-Румои и Западно-Сахалинского (см. главы III и V).

Вместе с увеличением роли грубообломочных пород нередко наблюдаются фациальные замещения нормально-морских отложений паралическими угленосными толщами. Появление прибрежно-морских и континентальных образований нередко отмечается на бортах прогибов, например на северо-восточном борту прогиба Грейт-Вэлли. Достаточно часто появление таких образований прослеживается и вдоль простирания прогибов: в неогеновых отложениях на севере прогиба Грейт-Вэлли, в палеогеновых слоях на востоке прогиба Якатага, в неогеновых слоях северной части прогиба Алишань, в верхних горизонтах разреза на юге Суматры, в третичных отложениях на севере прогиба Иравади. Фациальные переходы между морскими и паралическими толщами наблюдались при изучении сенонских отложений Западно-Сахалинского прогиба.

Грубообломочные угленосные толщи сенона (верблюжегорская и жонкьерская свиты) сходны по характеру с образованиями орогенного комплекса. Однако выше было показано, что эти толщи появляются только в северной части прогиба, прилегающей к области сихотэалиньских мезозоид. Их накопление было определено интенсивным поднятием и дислокациями, развивавшимися в сенонское время в области мезозоид. Точно так же в накоплении палеогеновых молассоидных толщ Западно-Сахалинского прогиба (конгломератной и нижедуйской свит) выявляется связь с движениями на востоке Сахалина, а не с изменением тектонического режима в самом прогибе (см. выше). Подобные связи с движениями в соседних областях намечаются и для образования других толщ. Источники сноса обломочного материала пород и отдельных экзотических глыб устанавливаются как в соседних областях мезозоид, так и во внутренних зонах кайнозойской геосинклинальной системы. Таким образом, отмеченные грубообломочные паралические образования имеют аллохтонное происхождение, характеризуют тектонический режим соседних областей и потому не могут рассматриваться как орогенные, связанные с замыканием геосинклинальных прогибов. Вверх по разрезу и по простиранию они сменяются нормально-морскими отложениями многогеосинклинального типа. Только самые молодые молассовые толщи, изученные на Тайване, связаны по происхождению с замыканием прогиба. Подобные образования присутствуют и в некоторых других разрезах.

Образование горизонтов туфоженных пород (иногда и лав) также нельзя объяснить только особенностями прогибов, хотя такие породы и характерны для многих разрезов. При описании отложений в прогибах Пенжинском, Западно-Сахалинском, Исикари-Румои, Грейт-Вэлли (в северной части), Западного Орегона и Вашингтона было показано, что основные источники туфоженного материала находились в пределах смежных вулканических зон. Отдельные вулканы были обнаружены и внутри прогибов, но в их образовании тоже устанавливается связь с развитием вулканизма

¹ Отдельные пачки, сходные по строению с флишевыми, могут быть отмечены в нижней части разреза прогиба Северо-Западного Калимантана ("группа Раянг"), в миоценовых отложениях на юге прогиба Алишань ("формация Айляочао"), в невельской свите Западно-Сахалинского прогиба. Среднемиоценовые отложения прогиба Исикари-Румои ("формация Кавабата") по своим особенностям очень напоминают дикий флиш.

в смежных зонах. Значительное распространение вулканогенных пород местного происхождения было отмечено только для эоценовых отложений на западе Орегона и Вашингтона. Однако извержения эоценового времени были характерны для широкой площади и развивались в связи с формированием вулканической зоны Каскадных гор. Таким образом, выясняется, что появление вулканогенных пород в разрезах миогеосинклинальных прогибов было связано не с местным вулканизмом, а с латеральным влиянием прилегающих вулканических зон, пограничных с мезозоидами. Состав вулканогенных пород преимущественно средний и основной, в меловых отложениях — нередко также кислый.

Кремнисто-глинистые толщи обычно сменяют туфогенные образования вверх по разрезу или по простиранию, как это отмечалось для Сахалина, Хоккайдо, Камчатки, Калифорнии и других районов. Эти толщи распространены в различных зонах кайнозойской геосинклинальной области и не представляют специфической особенности только отмеченных прогибов. Связь в образовании кремнистых пород с предшествовавшей или одновременной вулканической деятельностью наблюдается повсеместно.

Как видно из сказанного, вулканогенные и кремнистые породы Западно-Сахалинского и других прогибов существенно отличаются от пород, слагающих эвгеосинклинальные комплексы. Среди них резко преобладают туфогенные породы (нередко переотложенные), кремнистые аргиллиты и алевриты. Почти всегда они имеют аллохтонное происхождение, связанное с вулканической деятельностью в смежных зонах, а не с эвгеосинклинальным характером самих прогибов.

Морские терригенные и глинистые отложения, замещающие их паралические угленосные толщи, туфогенно-терригенные образования и кремнисто-глинистые свиты чередуются в разрезе и на площади прогибов. В целом создается довольно сложное сочетание. Среди отложений типично миогеосинклинальных присутствуют слои и пачки, напоминающие на первый взгляд то орогенные, то эвгеосинклинальные образования. Выше, однако, показано, что такие образования, необычные для миогеосинклиналей, имеют аллохтонное происхождение, отражающее тектоническое развитие соседних зон, а не самих прогибов. Поэтому, несмотря на их присутствие, все мезокайнозойские отложения прогибов должны рассматриваться как миогеосинклинальные.

В соседних зонах, более близких к океану, были установлены разновозрастные отложения эвгеосинклинального типа (юрско-меловые). Эти отложения имеют большую мощность, чем в миогеосинклиналях, представлены преимущественно граувакковыми песчаниками, глинистыми сланцами, кремнистыми породами, толеитозыми базальтами и прорваны телами гипербазитов. Наиболее детально они изучены в Береговых хребтах Калифорнии ("францисканский комплекс"; Бейли, Блейк, 1969). По мнению Э. Бейли, отложения "францисканского комплекса" Береговых хребтов накопились в океанических условиях — на континентальном склоне и у его подножия. Миогеосинклинальные отложения прогиба Грейт-Вэлли были образованы в пределах шельфа и отчасти на континентальном склоне. В Калифорнии, Корякском нагорье, на Сахалине и Калимантане наблюдается близкое соседство разновозрастных отложений мио- и эвгеосинклинального типов (Бейли, Блейк, 1969; Белый, 1963; Зытнер и др., 1964). Сближение отложений разных типов происходит вдоль зоны надвигов и взбросов, нередко сопровождаемых телами гипербазитов.

Резкое различие мио- и эвгеосинклинальных комплексов смежных зон подчеркивается всеми исследователями. Вместе с тем в ряде мест в основании миогеосинклинального разреза согласно залегают вулканогенные и кремнистые породы, сходные с разновозрастными породами соседней эвгеосинклинальной зоны (верхи юры и нижний мел). В прогибах Пенжинском, Якатага, Грейт-Вэлли, Северо-Западного Калимантана, Исикари-Румои известны кремнистые породы, спилиты и туфы, залегающие ниже терригенных и глинистых отложений¹. В Западно-Сахалинском прогибе такое же положение в разрезе занимает туфогенно-кремнистая толща, отмеченная в верховьях рек Арково и Рождественки.

¹ В нижних горизонтах миогеосинклинального разреза на Хоккайдо, Калимантане и в Калифорнии нередко наблюдается переслаивание песчаных и глинистых пород, напоминающее флиш.

Местами вулканогенные и кремнистые породы ассоциируются с гипербазитами и образуют характерный офиолитовый комплекс. Исходя из состава офиолитовых комплексов в различных частях мира, они могут рассматриваться предположительно как образования древней океанической коры (Пейве, 1969, и др.). В Калифорнии описан последовательный разрез офиолитового комплекса, залегающего в основании прогиба Грейт-Вэлли непосредственно на гипербазитах (Bailey a.o., 1970; см. главу V). Было показано, что этот разрез по составу и мощностям горизонтов сходен с разрезами земной коры современных океанов. Такое сходство свидетельствует о вероятном заложении западной части прогиба Грейт-Вэлли на коре океанического типа. В восточной и северной частях отложения прогиба перекрыли гранито-метаморфический комплекс мезозой, т.е. породы коры континентального типа (см. рис. 65). Такие же образования устанавливаются или предполагаются и в основании других прогибов, на борту, примыкающем к мезозоидам. Таким образом, для ряда прогибов выявляется различный характер основания под противоположными бортами. Расположение прогибов отвечает, вероятно, зоне, существовавшей в юрско-меловое время по границе между ложем Тихого океана и окружающими континентальными площадями.

Заложение миогеосинклинальных прогибов на месте раннемезозойской эвгеосинклинали (на древнем океаническом ложе?) было связано, по-видимому, с крупной структурной перестройкой на периферии Тихого океана, происходившей в меловое время или местами в самом конце юры. В ряде районов на севере Тихоокеанского пояса заложение прогибов было одновременно завершающей складчатости в соседней зоне мезозой или последнему этапу осадконакопления. В процессе складчатости на значительных пространствах имели место формирование гранитно-метаморфического комплекса мезозой, наращивание континента и миграция геосинклинальных структур в сторону океана. Новообразованные миогеосинклинальные прогибы представляли внешнюю зону молодой геосинклинали; во внутренних зонах эвгеосинклинальное развитие продолжалось до конца мезозоя, на юге, возможно, и дольше.

Такие прогибы, как Западно-Сахалинский, Пенжинский, Западного Орегона и Вашингтона, Калифорнийского полуострова, сочетались с отрезками вулканического пояса, образовавшегося на краю континента. В ряде мест прослежены постепенные переходы между отложениями прогибов и вулканического пояса, со сменой морских отложений континентальными и появлением обильного вулканогенного материала во многих горизонтах. Для значительных отрезков времени установлена тесная связь в развитии миогеосинклинальных прогибов и вулканических поднятий, отвечавших поясу. С извержениями в пределах пояса были связаны поступление в прогиб туфогенного материала, образование отдельных вулканов внутри прогиба, последующее накопление кремнисто-глинистых толщ. В меловое и третичное время отрезки вулканического пояса и миогеосинклинальные прогибы существовали как парные структуры, напоминавшие отчасти сочетание современных островных дуг и глубоководных желобов. Сравнение отрезков Восточно-Азиатского вулканического пояса с островными дугами было предложено уже давно (Устиев, 1959 и более ранние работы). Сочетание вулканических зон с миогеосинклинальными прогибами подтверждает правомерность такого сравнения. Правда, современные структуры отличаются от мезокайнозойских по ряду особенностей, прежде всего по огромному размаху неотектонических движений на периферии Тихого океана. Поэтому полное сопоставление этих структур вряд ли возможно. Однако ясно, что в мезо-кайнозойское время на периферии Тихого океана существовала тектоническая зональность, во многом подобная современной: также выделялись линейные зоны континентального вулканизма, сочетавшиеся с миогеосинклинальными прогибами. Далее в сторону океана располагалась эвгеосинклинальная область, отделенная поднятием от миогеосинклинали. Для уверенного сопоставления ее с краевыми частями современного океанического ложа необходимо дополнительное изучение отложений и структур в пределах океана.

Сходство разрезов разных прогибов свидетельствует об общности условий осадконакопления на большей части периферии Тихого океана в меловое и кайнозойское время. Для всех прогибов устанавливается длительное и устойчивое погружение с накоплением мощных миогеосинклинальных толщ. Как видно на Сахалине и Хоккайдо, на Корякском нагорье и в Калифорнии, погружение не прерывалось и во время интенсивных тектонических движений в смежных областях мезозой или во внутрен-

них частях молодой геосинклинали¹. При этом лишь замедлялся темп прогибания и появлялись местами грубообломочные паралические осадки, напоминающие орогенные образования. Условия погружения сохранялись на периферии Тихого океана в течение 100 млн. лет или более. По мере накопления осадков зона прогибания несколько смещалась в сторону мезозой и становилась более узкой. В конце плиоцена и в плейстоцене (в разных местах, может быть, не одновременно) произошло замыкание прогибов и образование дислокаций в мезо-кайнозойских толщах.

Все отложения - от меловых до плиоценовых и плейстоценовых - представляют один структурный комплекс и дислоцированы совместно. Дислокации обычно весьма простые, с пологим зеркалом складок, так что прогибы не имеют настоящей складчатой структуры и не могут рассматриваться как синклинории. Это линейные синклинальные формы, обычно уплощенные, иногда осложненные пологими поперечными поднятиями. В поперечном сечении прогибы асимметричны. Один их борт, перекрывающий складчатый комплекс мезозой, всегда очень пологий (несколько градусов), почти не осложненный дополнительными нарушениями². На противоположном борту видна моноклираль более крутая (до 20° или больше) и нарушенная, отделенная от внутренних частей геосинклинали продольными взбросами и надвигами³.

Расположение мелких структурных форм на моноклинали обычно подчинено ее простиранию. Характер их в разных районах неодинаков. Местами мелкие дислокации весьма интенсивны. На юге прогиба Исикари-Румои и на севере прогиба Алишань в пределах восточного борта были закартированы многочисленные взбросы, надвиги и опрокинутые складки с общим смещением к западу, внутрь прогиба. В других случаях отмечаются простые открытые складки, большей частью пологие, усложняющиеся только около разломов. Местами складки захватывают лишь несколько горизонтов разреза и не прослеживаются на большую глубину, причем они наблюдаются преимущественно в некомпетентных толщах кремнисто-глинистых пород или в толщах переслаивания их с песчаниками. Мелкие дислокации на борту и в осевой части прогиба распределены неравномерно и не образуют правильной складчатой структуры, с одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей. На Западном Сахалине, в Пенжинском крае, Калифорнии, возможно, и в других местах все осложняющие дислокации на моноклинали связываются в единую систему и, вероятно, были образованы одновременно. Представляется, что их формирование было вызвано поднятием на борту прогиба и надвиганием в сторону внутренних зон кайнозойской геосинклинали.

Формирование складок и разломов на поднимавшемся борту прогиба началось в плиоцене или несколько раньше, одновременно с осадконакоплением в осевой части. Образование надвигов, синхронное с осадконакоплением, отмечено, например, на северном борту прогиба Якатага. На Тайване известны мощные молассовые толщи плиоцен-плейстоцена, накопившиеся в осевой части прогиба Алишань во время вздымания и надвигообразования на его восточном борту. По мере поднятия дислокации захватывали все большие площади в прогибах. Однако значительные участки и сейчас еще не включены в поднятие и недеформированы. В осевых частях некоторых прогибов еще продолжается слабое погружение и осадконакопление. Вблизи осевой части прогиба нередко устанавливается современное формирование складок и разломов, как было отмечено для Сахалина, Калифорнии и других мест. Формирующиеся складки получают прямое выражение и в формах рельефа, и в аномалиях гравитационного поля. С молодыми разломами местами связаны гравитационные ступени, эпицентры землетрясений, минеральные источники.

¹ Имеются в виду складчатость и поднятие палеогенового времени, перестройка структурного плана в неогене, отмеченные на востоке Сахалина и в других районах.

² Исключение составляет только прогиб Якатага на Аляске (см. главу V).

³ Нередко вдоль этих пограничных надвигов (или взбросов) прослеживаются крупные тела гипербазитов, как это отмечалось для прогибов Грейт-Вэлли, Пенжинского, Исикари-Румои, Иравади. Ниже надвигов местами наблюдаются метаморфические породы, образованные в условиях высоких давлений и низких температур.

Таким образом, современное строение прогибов и осложняющих их дислокаций в общем достаточно просто. Формирование дислокаций еще не закончено и активно продолжается в настоящее время. По-видимому, процесс замыкания прогибов и формирования складчатой структуры нельзя считать законченным. Недаром при изучении современных движений Калифорнии Дж. Гиллули (Gilluly, 1963) отмечал, что по своему темпу, по широкому распространению современных дислокаций они сравнимы с движениями древних орогенических эпох; современную эпоху развития Калифорнии он рассматривал как орогеническую.

Одновременно со складчатостью в мезо-кайнозойских прогибах и с последними этапами геосинклинального осадконакопления на периферии Тихого океана происходило формирование молодых геосинклинальных структур - современных глубоководных желобов и островных дуг с глубокими котловинами с тыловой стороны. Эти структуры в большей или меньшей степени смещены в сторону океана, местами они секут мезо-кайнозойские структуры, иногда располагаются на их продолжении. Сравнение мезо-кайнозойских структур с современными и изучение их пространственных соотношений кажется необходимым для правильного понимания структурного развития Тихоокеанского кайнозойского кольца и самого океана.

Отмеченные особенности строения и развития мезо-кайнозойских прогибов обусловили в ряде случаев образование крупных скоплений нефти и газа (Пушаровский, 1965б). Данные по нефтегазоносности прогибов весьма важны для нас в связи с поисками нефти на западе Сахалина. Поэтому они неоднократно упоминались в тексте (см. главу V). Как отмечено выше, прогибы Грейт-Вэлли, Алишань, Северо-Западного Калимантана, Иравади и Северо-Восточной Суматры представляют значительные нефтяные бассейны. Промышленные месторождения нефти и газа известны также в прогибе Исикари-Румои, одно нефтяное месторождение разрабатывалось в прогибе Якатага. Нефте- и газопроявления отмечаются повсеместно и в разных горизонтах разреза, от меловых до плейстоценовых, а изредка даже в породах основания. Месторождения нефти и газа связаны обычно с третичными отложениями (преимущественно миоценовыми и плиоценовыми). Коллекторами служат различные типы песков и песчаников, реже трещиноватые глинистые сланцы.

Все прогибы - длительно развивавшиеся, с мощными осадочными толщами и простой структурой, - представляли, вероятно, области нефте- и газонакопления. Известные залежи нефти и газа связаны преимущественно со складками на более крутом борту прогиба, в его осевой зоне и на центриклиналих. В непосредственной близости к Сахалину небольшие месторождения приурочены к складкам на северной центриклинали прогиба Исикари-Румои. В пределах южной центриклинали Западно-Сахалинского прогиба известны многочисленные нефте- и газопроявления. Правда, структуры здесь более приподняты, и горизонты среднего-верхнего миоцена (продуктивные и на севере Хоккайдо, и в нефтяных районах Северного Сахалина) обычно выведены на поверхность. Поэтому скопления нефти и газа скорее всего могут быть связаны со структурными ловушками в наиболее погруженных участках центриклинали. В частности, их можно, вероятно, ожидать в северо-восточных районах Крильонского полуострова или на западе, в прибрежной части Татарского пролива. Коллекторские свойства пород в общем благоприятны для образования залежей (Сирый и др., 1968).

Угольные месторождения также характерны для отмеченных прогибов. Они известны в прогибах Западно-Сахалинском, Исикари-Румои, Алишань, Западного Орегона и Вашингтона, Якатага и др. Как отмечалось выше, угольные пласты появляются среди континентальных и паралических отложений, которые замещают морские толщи на бортах или по простиранию прогибов.

Таким образом, в работе развито новое представление о тектонике Сахалина. Показано, что остров не представляет единой структуры типа мегантиклинория. Да-на характеристика прогиба, располагающегося на западе; показано, что в пределах

Татарского пролива расположен западный борт прогиба, а на Крильонском полуострове - его южная лентриклиналь.

В результате сравнительного анализа найдены тектонические гомологи Западно-Сахалинского прогиба по обе стороны Тихого океана. Выявлены их миогеосинклинальный характер, длительность развития и незавершенность процесса складкообразования к настоящему времени.

Отмечено соседство миогеосинклинальных прогибов с одновозрастными эвгеосинклинальными зонами, более близкими к океану.

Установлены тектонические взаимосвязи в развитии прогибов и смежных вулканических поднятий в краевых частях материков.

Изучение мезо-кайнозойских прогибов выделенной группы позволяет проследить тектонические процессы в пределах всей миогеосинклинальной зоны на периферии Тихого океана: заложение прогибов, одновременное складчатости в соседней области мезозой, их длительное погружение в течение мела и кайнозоя и замыкание в плиоцен-четвертичное время.

Рассмотрение формационных особенностей прогибов дает новый материал для характеристики терригенных миогеосинклиналей.

Нефте- и газоносность отложений во всех прогибах позволяет наметить обоснование для поисков нефтяных и газовых месторождений в прогибах этой группы, в частности Западно-Сахалинском.

ЛИТЕРАТУРА

- 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.
- Агапитов Д.И., Иванов В.В. 1969. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое. - Геотектоника, № 1.
- Александров С.М. 1962. Особенности новейшей тектоники и морфоструктуры о-ва Сахалин. - Сов. геол., № 2.
- Александров С.М., Леонтьев О.К. 1969. Закономерности неотектонических проявлений на побережье и шельфе Сахалина. - Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., "Недра".
- Алексейчик С.Н. 1952. Новейшие тектонические движения о-ва Сахалин. - Докл. АН СССР, т. 83, № 2.
- Алексейчик С.Н. 1954. Схема тектонического районирования Сахалина. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Алексейчик С.Н. 1959. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 135.
- Алексейчик С.Н. 1962. Геоструктурная схема Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней Сахалина. - Сов. геол., № 2.
- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Сычев П.М. 1963. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 217.
- Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И. 1954. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, вып. 5.
- Архангельский А.Д. 1937. Геологическое строение и геологическая история СССР. - Тезисы докладов XVII сессии Международного геологического конгресса. М.-Л., ОНТИ.
- Архангельский А.Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М.-Л., Гостоптехиздат.
- Архангельский А.Д., Шатский Н.С. 1933. Схема тектоники СССР. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 11, вып. 4.
- Архипов И.В. 1964. Очерк тектоники островов Индонезийского архипелага. - Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Ахметьев М.А. 1965. К вопросу о границе между палеогеновой и неогеновой системами на Дальнем Востоке. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Бахтеева М.З., Шуваев А.С. 1969. К стратиграфии палеогеновых отложений Александровского и Углегорского районов Сахалина. - Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., "Недра".
- Бейли Э.Г., Блейк М.К. 1969. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое. - Геотектоника, № 3, 4.
- Белый В.Ф. 1963. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды северо-востока Азии). - Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Вост. СССР, вып. 16.
- Берсенева И.И. 1968. Основные черты геологического строения Приморского края. - В кн.: Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток.
- Богданов Н.А. 1965. Тектоническое развитие Японии и Сахалина в палеозое. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Браун Д., Кэмпбэлл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир".
- Бродская Н.Г., Захарова М.А. 1960. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Бураго А.И., Рыбалко В.И., Фрейд Г.М. 1968. Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. - В кн.: Сихотэ-Алиньский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края. Владивосток.

- Ван Беммелен Р.В. 1957. Геология Индонезии. М., ИЛ.
- Вархавтиг К., Бирман Дж. 1968. Четвертичные отложения Тихоокеанской горной системы в Калифорнии. — В кн.: Четвертичный период в США, т. I. М., "Мир".
- Василенко Л.В. 1965. О распространении фораминифер в красноярковской свите верхнего мела на Южном Сахалине. — Докл. АН СССР, т. 164, № 2.
- Вахрамеев В.А. 1966. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Верещагин В.Н. 1963. Зональное деление верхнемеловых отложений севера Тихоокеанской биостратиграфической провинции. — В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госгеолтехиздат.
- Верещагин В.Н. 1971. Меловая система Дальнего Востока. Автореф. докт. дисс. Л.
- Волхонин В.С., Лишневский Э.Н. 1960. К вопросу о природе основных тектонических структур южной части советского Дальнего Востока в свете геофизических данных. — Изв. высш. уч. завед., геол. и развед., № 9.
- Вуд Б., Гриндли Дж., Харригтон Х. 1963. Геологический очерк Новой Зеландии. М., ИЛ.
- Гальцев-Безюк С.Д. 1963а. Гипербазиты Сахалина. — Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Гальцев-Безюк С.Д. 1963б. Гранитоиды Сахалина. — Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Гальцев-Безюк С.Д. 1964. О соединении Сахалина с материком и о-вом Хоккайдо в четвертичное время. — Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
- Гальцев-Безюк С.Д., Сычев П.М. 1963. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. — Геол. и геофиз., № 3.
- Ганешин Г.С. 1959. Вопросы геоморфологии Сахалина (Материалы 2-го геоморфол. совещания). М., Изд-во АН СССР.
- Гейтс Дж., Грик Дж. 1967. Структура и история тектонического развития Аляски. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир".
- Геологическая изученность СССР. 1968. Т. 30. РСФСР, Сахалин, период 1941–1960 гг.). Вып. 1. М. "Наука".
- Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М. 1:1 500 000. 1964. Гл. ред. Л.И. Красный. М. Изд. ГУГК.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. М., "Мир".
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1966. М., "Недра".
- Геология и минеральные ресурсы Японии. 1961. М., ИЛ.
- Геология и перспективы нефтегазоносности Камчатки. 1967. — Труды ВНИГРИ, вып. 254.
- Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. 1965. Гл. ред. Б.Х.Егизаров. М., "Недра".
- Геология СССР. 1964. Т. XXXI, ч. I. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., "Недра".
- Геология СССР. 1966. Т. XIX, ч. I. Хабаровский край. М., "Недра".
- Геология СССР. 1970. Т. XXXIII, ч. I. Остров Сахалин. М., "Недра".
- Герт Г. 1959. Геология Анд. М., ИЛ.
- Гладенков Ю.Б. 1964. О тектонике восточной части Корякского нагорья. — Труды ГИН АН СССР, вып. 113.
- Гладенков Ю.Б. 1971. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области. — Сов. геол., № 4.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. 1971. М., "Наука".
- Головинский В.И. 1963. Вулканоогенные образования мыса Крильон. — Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Джакобс С., Бюргл Г., Копли Д. 1967. Хребет Колумбии. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир".
- Дибров В.Е. 1957. Сейсмотектоническое районирование Сахалина. — Докл. АН СССР, т. 113, № 4.
- Дьяков Б.Ф. 1955. Геологическое строение и нефтегазоносность Западной Камчатки. — Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 14.
- Ерохов В.Ф., Шйлов В.Н. 1966. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканоогенные формации Сахалина. — В кн.: Вулканические и вулкано-плутонические формации. М., "Наука".
- Жидкова Л.С. 1961. Стратиграфия палеогеновых отложений Сахалина. В сб.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Госолтехиздат.
- Жидкова Л.С. 1962. Биостратиграфия верхнетретичных отложений южной части Сахалина. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, вып. 4.
- Жидкова Л.С., Маргулис Л.С., Савицкий В.О. 1969. О границе верхнего мела и палеогена на Сахалине. — Труды СахКНИИ, вып. 21.
- Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н. 1963. О взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. — Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Занюков В.Н. 1971. Центральное-Сахалинский разлом и его роль в тектонике острова. — Докл. АН СССР, т. 196. № 4.
- Захаров М.А., Подзорова Д.И., Софронова И.Т. 1961. Литология и фосфатность отложений олигоцена — нижнего миоцена южной части Сахалина. — Труды СахКНИИ, вып. 10.

- Зонова Т.Д. 1965. Поздне меловые иночерамы острова Сахалин и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Л.
- Зытнер И.Я., Ковтунович Ю.М., Таболяков А.Я., Тихомиров В.М. 1964. Тектоника, магматизм и размещение рудных полезных ископаемых острова Сахалин. - В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., "Наука".
- Иванов В.В. 1967. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Пенжинско-Анадырского района. Автореф. канд. дисс. М.
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
- Калишевич Т.Г. 1970. О характере морского бассейна дат-палеоценового времени на Сахалине. - В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток.
- Капица А.А. 1961. Краткий очерк меловых образований Сахалина. - В сб.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат.
- Капица А.А. 1963. Главные геоморфологические и геоструктурные черты Сахалина, его тектоническая история и районирование. - Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ.
- Кинг Ф. 1968. Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде. - В кн.: Четвертичный период в США, т. 1. М., "Мир".
- Ковтунович Ю.М. 1969. О стратиграфическом положении кайнозойских вулканогенных образований Восточно-Сахалинских гор (к вопросу о лиманской свите). - В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".
- Козырев В.Д., Гринберг И.Г., Кузина И.Н., Жидкова Л.С. 1960. Геологическое строение и газонефтеносность южной части Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 156.
- Криштофович А.Н. 1924. О меловой флоре Русского Сахалина. - Изв. Геол. ком., т. 39, № 3-6.
- Криштофович А.Н. 1927а. Агневские каменноугольные копи и угленосный район побережья Татарского пролива от Агнево до м. Тусюн на Сахалине. - Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 112.
- Криштофович А.Н. 1927б. Два пересечения Камышового хребта в южной части Русского Сахалина в 1925 г. - Материалы по общ. и прикл. геол., вып. 112.
- Криштофович А.Н. 1932. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Л.-М., Геолразведиздат.
- Криштофович Л.В. 1961а. Разделение третичных отложений Дальневосточной провинции на ярусы (на примере Сахалина). - В сб.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат.
- Криштофович Л.В. 1961б. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. - В сб.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат.
- Криштофович Л.В. 1964. Моллюски третичных отложений Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 232.
- Кропоткин П.Н. 1954. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М. 1963. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. - Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кудрявцев Г.А., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В., Строганов А.Н. 1968. Некоторые черты тектоники Бирмы и Малаккского полуострова. - Геотектоника, № 4.
- Лавров В.М. 1963. Геоморфология материковой отмели западного побережья Южного Сахалина. - Докл. АН СССР, т. 148, № 5.
- Леворсен А. 1970. Геология нефти и газа. М., "Мир".
- Лившиц М.Х. 1963. Новые представления о тектонике острова Сахалин в свете геофизических данных и некоторые соображения о его газонефтеносности. - Геол. и геофиз., № 6.
- Мавринский Ю.С. 1963. О структурных отношениях верхнемеловых и третичных отложений Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Мавринский Ю.С. 1966. Проблема нефтегазоносности верхнемеловых отложений Сахалина. - Автореф. канд. дисс. Л.
- Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П., Соловьева И.А., Тараканов Р.З., Шуваев А.С. 1967. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. - Труды ГИН АН СССР, вып. 168.
- Медведев В.С. 1961. Некоторые черты строения и динамики западного побережья острова Сахалин. - В сб.: Морские берега. Труды Океанограф. комисс. АН СССР, т. VIII.
- Меланхолина Е.Н. 1964. Очерк геологического строения и развития кайнозойской тектонической зоны запада штатов Орегон и Вашингтон (США). - Труды ГИН АН СССР, вып. 113.

- Меланхолина Е.Н. 1965. Очерк геологии меловых отложений Приморья. - Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Меланхолина Е.Н. 1967. Складчатая система невадид Южных Кордильер. - Труды ГИН АН СССР, вып. 180.
- Меланхолина Е.Н. 1968. О сравнительной тектонике Западного Сахалина, Хоккайдо, Тайваня и Калифорнии. - Геотектоника, № 2.
- Мельников О.А. 1962. К вопросу геотектонического районирования острова Сахалин. - Труды СахКНИИ, вып. 12.
- Мельников О.А. 1968. Основные структурные элементы Сахалина. - Труды СахКНИИ, вып. 18.
- Метаморфические комплексы острова Сахалин, 1969. - Труды СахКНИИ, вып. 22.
- Микунов В.Ф. 1963. Новые работы по тектонике Китая. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Милашин А.П. 1960. Новые данные о тектонике Сахалина. - В сб.: Геология и геохимия, № 3 (IX). Л., Гостоптехиздат.
- Милашин А.П. 1967. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отраженных волн. - Докл. АН СССР, т. 177, № 6.
- Милашин А.П., Сиплатов В.А., Юнов А.Ю., Волков А.П., Таболяков А.Я. 1970. Сейсмические данные о строении осадочной толщи в южной части Татарского пролива. - Геотектоника, № 1.
- Миллер Д., Пенн Т., Грик Д. 1961. Геология нефтегазоносных провинций Аляски. М., Гостоптехиздат.
- Моссаковский А.А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. - Геотектоника, № 2.
- Нагибина М.С. 1963. Впадины и прогибы восточноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. - Труды ГИН АН СССР, вып. 92.
- Новиков Г.Н. 1969. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Поронайской низменности. - Труды ВНИГРИ, вып. 255.
- Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000. 1957. М., Гостоптехиздат.
- Основы тектоники Китая. 1962. М., Гостоптехиздат.
- Очерки по геологии Южной Америки. 1959. М., ИЛ.
- Парк Ч.Ф. 1963. Сплиты и проблема марганца полуострова Олимпик, штат Вашингтон. - В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пергамент М.А. 1966. Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып. 146.
- Пергамент М.А. 1971. Биостратиграфия и иноцерамы турон-коньякских отложений Тихоокеанских районов СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып. 212. М.
- Плешаков И.Б. 1938. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области. - Сов. геол., № 6.
- Потапова З.П. 1960. Конгломератовая и бошняковская свиты Западного Сахалина и проблема соотношения мела и палеогена. - В сб.: Граница меловых и третичных отложений. Докл. МГК, XXI сессия. М., Изд-во АН СССР.
- Потапова З.П. 1962. Верхнемеловая паравулканогенная толща о-ва Сахалин и ее значение для выяснения стратиграфии и возраста некоторых наземных вулканогенных толщ Сихотэ-Алиня. - В кн.: Вопросы вулканизма, М., Изд-во АН СССР.
- Пушаровский Ю.М. 1964а. Опыт общего структурного районирования Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - В сб.: Гималайский и Альпийский орогенез. Докл. МГК, XXII сессия. М., "Недра".
- Пушаровский Ю.М. 1964б. О тектонике Сахалина. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Пушаровский Ю.М. 1965а. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса. - Геотектоника, № 6.
- Пушаровский Ю.М. 1965б. Проблемы тектоники и нефтегазоносности Тихоокеанского кайнозойского тектонического кольца. - Геотектоника, № 1.
- Пушаровский Ю.М. 1967. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. - Геотектоника, № 5.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. 1963. Особенности тектонического строения калифорнийской кайнозойской складчатой зоны. - Труды ГИН АН СССР, вып. 89.
- Ратновский И.И. 1961. Стратиграфия палеогена Сахалина. - В сб.: Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. М., Гостоптехиздат.
- Ратновский И.И. 1969. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 271.
- Рикигаке Т. 1970. Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. - В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М., "Мир".
- Родичкова Р.Д., Севостьянов К.М., Таболяков А.Я. 1968. О структурно-формационной связи южной части о-ва Сахалин и о-ва Хоккайдо и перспективах нефтегазоносности. - Сов. геол., № 3.
- Рождественский В.С. 1966. О тектонике и перспективах рудоносности Сахалина. - Геол. и геофиз., № 3.
- Рождественский В.С. 1971. Закономерности размещения ртутного оруденения Сахалина. Автореф. канд. дисс. Новосибирск.

- Рудич Е.М. 1958. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 33, вып. 6.
- Рудич Е.М. 1961. Современные движения Сахалина. - Докл. АН СССР, т. 141, № 2.
- Рудич Е.М. 1962. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР.
- Рудич Е.М., Скиба С.И. 1959. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина. - Вестн. МГУ, серия биол., почвовед., геол., геогр., № 3.
- Русаков Д.Ф. 1963. Морфология и возможные способы образования третичных складчатых структур на Сахалине. - Труды ВНИГРИ, вып. 224.
- Русаков Д.Ф., Мавринский Ю.С., Брутман В.Ш. 1967. Геолого-структурное районирование о-ва Сахалин. - Сов. геол., № 12.
- Савицкий В.О., Сычева А.О., Грохотова Н.М. 1969. О возрасте нижнедуйской свиты Углегорского района на Сахалине. - Труды СахКНИИ, вып. 21.
- Салун С.А. 1965. Значение поперечных дислокаций в тектоническом строении Сахалина. - Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., "Недра".
- Салун С.А. 1969. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. - Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., "Недра".
- Сальников Б.А., Сальникова Л.Л., Ажгиревич А.Ф. 1963. История палеогенового угленакпления на территории Сахалина. - Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 17.
- Сальников Б.А., Сальникова Л.Л., Штемпель Б.М. и др. 1963. История неогенового угленакпления на территории Сахалина. - Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. 19.
- Сирых И.М., Табояков А.Я., Федоров В.В., Хведчук И.И. 1968. Возможные типы коллекторов нефти и газа в верхнемеловых и палеоген-неогеновых отложениях Южного Сахалина. - Труды СахКНИИ, вып. 18.
- Смехов Е.М. 1941. Геологическое строение и нефтегазоносность юго-западной части Северного Сахалина. - Труды ВНИГРИ, вып. 21.
- Смехов Е.М. 1946. Рецензия на реферат книги проф. Уватако К. "Стратиграфия Южного Сахалина". Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Смехов Е.М. 1948. Третичные отложения Южного Сахалина. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Смехов Е.М. 1953. Геологическое строение о-ва Сахалин и его нефтегазоносность. - Труды ВНИГРИ, спец. серия, вып. 6.
- Смехов Е.М., Дьяков Б.Ф. 1940. О проявлениях альпийской складчатости на Сахалине и Камчатке. - Сов. геол., № 11.
- Смирнов С.С. 1946. О Тихоокеанском рудном поясе. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Соловьев А.В. 1958. К вопросу о тектонической схеме Сахалин и его нефтегазоносность. - Труды № 12.
- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. 1963. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. - Сов. геол., № 3.
- Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. 1967. Землетрясения на Сахалине. М., "Наука".
Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. 1964. М., "Наука".
- Сычев П.М. 1962. О мощности третичных отложений острова Сахалин в свете данных геофизических исследований. - Геол. и геофиз., № 7.
- Сычев П.М. 1966. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., "Наука".
- Тарасенко Т.В., Лопатин Б.В., Декин Г.П. 1969. К вопросу о тектоническом районировании центральной и юго-западной частей Корякского нагорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Корякского нагорья. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во.
- Тектоника Евразии. 1966. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., "Наука".
- Тектоническая карта Евразии. М. 1:5 000 000. 1966. Гл. ред. А.Л. Яншин. М., Изд. ГУГК МГ СССР, АН СССР.
- Тектоническая карта СССР. М. 1:4 000 000. 1953. Гл. ред. Н.С. Шатский. М., Изд. ГУГК, АН СССР.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М. 1:5 000 000. 1956. Гл. ред. Н.С. Шатский. М., Изд. МГ и ОН СССР, АН СССР, Мин-ва высш. образ.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М. 1:10 000 000. 1970. Ред. Пушаровский Ю.М., Удинцев Г.Б. М., Изд. ГУГК.
- Теплов И.А. 1966. Литолого-фашиальная характеристика меловых отложений о-ва Сахалин в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Автореф. канд. дисс. Л.
- Тихонович Н.Н., Полевой П.И. 1913. Описание угленосных отложений Северного Сахалина. - В кн.: Очерк месторождений каменных углей России. СПб., тип. Стасюлевича.
- Тихонович Н.Н., Полевой П.И. 1915. Геоморфологический очерк Русского Сахалина. - Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 120.
- Уватако К. 1937. Стратиграфия третичных отложений Южного Сахалина. - Тезисы докладов XVII сессии Международного геологического конгресса. М.-Л., ОНТИ.

- Уотерс А.К. 1957. Вулканические породы и тектонический цикл. - В кн.: Земная кора. М., ИЛ.
- Устиев Е.К. 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. - Сов. геол., № 3.
- Ферчев М.Д. 1960. К вопросу о сейсмичности о-ва Сахалин. - Бюлл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 8.
- Фирсов Л.В. 1964. Первые определения абсолютного возраста гранитоидов Сахалина. - Докл. АН СССР, т. 156, № 3.
- Херасков Н.П. 1933. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 91.
- Шатский Н.С. 1945. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шатский Н.С. 1954. О марганценовых формациях и о металлогении марганца. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Шилов В.Н. 1957. К вопросу о миоценовых вулканогенных формациях Южного Сахалина. - Докл. АН СССР, т. 114, № 4.
- Шилов В.Н. 1958а. Некоторые данные о среднемиоценовом вулканизме Южного Сахалина (Чеховский район). - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Шилов В.Н. 1958б. Новые данные о плиоценовом вулканизме Южного Сахалина. - Докл. АН СССР, т. 118, № 1.
- Шилов В.Н. 1962. Кайнозойские вулканогенные формации западной части Южного Сахалина. - В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР.
- Штилле Г. 1964а. Основные вопросы сравнительной тектоники. - Избр. труды. М., "Мир".
- Штилле Г. 1964б. Современное тектоническое состояние Земли. - Избр. труды. М., "Мир".
- Шуваев А.С. 1969а. Об объеме и строении красноярской свиты в северной части Главного мелового поля Сахалина. - Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., "Недра".
- Шуваев А.С. 1969б. Стратиграфия верхнемеловых отложений и история геологического развития о-ва Сахалин в позднемеловую эпоху. Автореф. канд. дисс. М.
- Юнов А.Я. 1970. Новый вариант глубинного геологического строения дна Охотского моря. - Докл. АН СССР, т. 191, № 4.
- Allen C.R. 1962. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. - J. Geophys. Res., v.67, N 12.
- Allison E.C. 1964. Geology of areas bordering Gulf of California. - In: Marine geology of the Gulf of California. Symposium, Mem. 3. Tulsa. Amer. Assoc. Petrol. Geologists.
- Anderson C.A., Russell R.D. 1939. Tertiary formations of Northern Sacramento Valley, California. - Calif. J. Mines and Geol., v.35, N 3.
- Bailey E.H., Irwin W.P., Jones D.L. 1964. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 183.
- Bailey E.H., Blake M.C., Jr., Jones D.L. 1970. On-land Mesozoic oceanic crust in California Coast Ranges. - U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, N 700-C.
- Barnes E.E. 1951. A review of the geology and coal resources of the Bering River coal field, Alaska. - U.S. Geol. Surv., Circ. N 146.
- Beal C.H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. Baltimore.
- Berg J.W., Jr., Tremblay L., Emilia D.A. a.o. 1966. Crustal refraction profile Oregon Coast range. - Bull. Seismol. Soc. America, v.56, N 6.
- Biq Ch. 1960. Circumpacific tectonics in Taiwan. - Reports 21-st Session of Internat. Geol. Congr. Norden, Pt. 18. Copenhagen.
- Blank H.R. 1966. General features of the Bouguer gravity field in Southwestern Oregon. - U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, N 550-C.
- Bramlette M.N. 1947. The Monterey formation of California and the origin of its siliceous rocks. - U.S. Geol. Surv., Profess. Paper, N 212.
- Brown R.D., Gower H.D., Snavely P.D., Jr. 1960. Geology of the Port Angeles - Lake Crescent area, Clallam conty, Washington. - U.S. Geol. Surv., Oil and Gas Invest., map OM-203.
- Bromery R.W., Snavely P.D., Jr. 1964. Geologic interpretation of reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys in Northwestern Oregon. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1181M-1181N.
- Byrne J.V., Fowler G.A., Maloney N.J. 1966. Uplift of the continental margin and possible continental accretion of Oregon. - Science, v. 154, N 3757.
- Carte géologique de l'Amérique du Sud, sc. 1:5 000 000. 1964.
- Case history of the Tiehchenshan gas field, Taiwan, China. 1965. Republic of China delegation, III Petrol. Sympos. ECAFE. Tokyo.

- Chang S.S.L. 1963. Regional stratigraphic study of Pleistocene and Upper Pliocene formations of Chiayi and Hsinying area, Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 2.
- Chang S.S.L. 1964. Regional stratigraphic study of the Lower Pliocene and Upper Miocene formations in the Chiayi and Hsinying area, Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 3.
- Chang S.S.L. 1965. Regional stratigraphic study of the Middle Miocene formations in the Chiayi and Hsinying area, Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 4.
- Chapman R.H. 1966. The gravity field in Northern California. - *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, N 190.
- Chiu H.T. 1965. Stratigraphic relations of the reservoirs of the oil and gas fields in Northern Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 4.
- Chiu H.T., Hsu C.H. 1963. Subsurface geology of the Chinshui gas field, Miaoli, Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 2.
- Chou J.T. 1963. A stratigraphic and sedimentary analysis of the Tsouho Formation and the Nankang Sandstone in Northern Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 2. to же 1964, N 3.
- Chung C.T. 1963. A study of the geology and petroleum potentialities of the Paoshan and Chingtsaohu area, Hsinchu. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 2.
- Durham J.W., Allison E.C. 1960. The geologic history of Baja California and its marine faunas. - In: *The biogeography of Baja California and adjacent seas*. Pt. 1. Geologic history, systematic zoology, v.9, N 2.
- Dutro J.T., Jr., Payne T.G. 1957. Geologic map of Alaska, 1:2 500 000. U.S. Geol. Surv.
- Eaton J.P. 1966. Crustal structure in Northern and Central California from seismic evidence. - *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, N 190.
- Elishewitz B. 1963. A new interpretation of the structure of the Miaoli area in the light of decollement tectonics on Northwest Taiwan. - *Petrol. Geol. Taiwan*, N 2.
- Emery K.O., Hayashi Y., Hilde T.W.C., Kobayashi K., Koo J.H., Meng C.J., Niino H., Osterhagen J.H., Reynolds L.M., Wageman J.M., Wang C.S., Yang S.J. 1969. Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and the Yellow Sea. - *Techn. Bull. ECAFE*, v. 2.
- Ferguson G.C. 1943. Correlation of oil field formations on east side San Joaquin valley. - *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, N 118.
- Fitch F.H. 1963. Possible role of continental core movements in the geological evolution of British Borneo. - *Proceedings of the British Borneo Geological Conference (1961)*. - *Bull. Brit. Borneo Geol. Surv.*, N 4.
- Foster R.J. 1960. Tertiary geology of a portion of the Central Cascade Mountains, Washington. - *Bull. Geol. Soc. America*, v. 71, N 2.
- Gard L.M., Jr. 1968. Bedrock geology of the Lake Tapps quarangle, Pierce county, Washington. - *U.S. Geol. Surv., Profess. Paper*, N 388-B.
- Geologic formations and economic development of the oil and gas fields of California. 1943. - *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, N 118.
- Geologic guide to the gas and oil fields of Northern California. 1962. - *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, N 181.
- Geologic map of California, Redding, Westwood, Ukiah, Santa Rosa, Sacramento, San Jose, Chico, Fresno, San Luis Obispo, Santa Cruz and Bakersfield sheets, sc. 1:250 000. 1960-1966. U.S. Geol. Surv., Calif. Div. Mines and Geol.
- Geologic map of Indonesia, sc. 1:2 000 000. 1965. Prepared by the Directorate of Geology of Indonesia. Washington: U.S. Geol. Surv.
- Geologic map of North America, sc. 1:5 000 000. 1965. Washington. U.S. Geol. Surv.
- Geologic map of Oregon west of the 121st meridian, sc. 1:500 000. 1961. - Oregon Dept. Geol. and Mines Industr., Misc. Geol. Inv., map. 1-325.
- Geologic map of Sakhalin, Toyohara sheet, sc. 1:250 000. 1960. Geol. Surv. Japan.
- Geologic map of Washington, sc. 1:500 000. 1961. Washington, Div. Mines and Geol.
- Geological map of Hokkaido, sc. 1:500 000. 1965. Geol. Surv. Japan.
- Geological map of Japan, sc. 1:2 000 000. 1971. Geol. Surv. Japan.
- Geology of Japan, 1963. Takai F., Matsumoto T., Toriyama R. (Eds.). Tokyo Univ. Press.
- Gilluly J. 1963. The tectonic evolution of the Western United States. - *Quart. J. Geol. Soc. London*, v. 119, N 474, pt. 2.

- Goudkoff P.P. 1943. Correlation of oil field formations on west side of San Joaquin valley. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 118.
- Goudkoff P.P. 1945. Stratigraphic relations of Upper Cretaceous in Great Valley, California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 29, N 7.
- Gower H.D. 1960. Geology of the Pysht quadrangle, Washington. - U.S. Geol. Surv. Geol. quadr., maps of the USA.
- Grantz A. 1964. Petroleum and natural gas, Southern Alaska, - In: Mineral and water resources of Alaska. 88th Congr., 2nd sess. - Washington, U.S. Geol. Surv.
- Griscom A. 1966. Magnetic data and regional structure in Northern California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Hackel O. 1966. Summary of geology of the Great Valley. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Haile N.S. 1963. The Cretaceous-Cenozoic Northwest Borneo geosyncline, Proceedings of the British Borneo Geological conference (1960). - Bull. Brit. Borneo Geol. Surv., N 4.
- Haile N.S. 1968 (1969). Geosynclinal theory and the organizational pattern of the North-West Borneo Geosyncline. - Quart. J. Geol. Soc. London, v.124, pt. 2, N 494.
- Hart E.W. 1966. Economica mineral deposits of the Great Valley. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Ho C.S. 1967. Structural evolution of Taiwan. - Tectonophysics, v. 4, N 4, 6.
- Hoots H.W. 1930. Geology and oil resources along the southern border of San Joaquin Valley, California. - Bull. U.S. Geol. Surv., N 812-D.
- Hsiao P.T. 1964. Isopah and lithofacies study of the Tawo Silstone and Shihliufen Shale in the foothills region of Chiayi, Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 3.
- Huang T. 1963. Planktonic foraminifera from the Peikang PK-3 well in the Peikang shelf area, Yunlin, Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 2.
- Kirby J.M. 1943. Upper Cretaceous stratigraphy of west side of Sacramento Valley south of Willows, Glenn County, California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 27, N 3.
- Koch J.G. 1966. Late Mesozoic stratigraphy and tectonic history, Port Orford-Gold Beach area, southwestern Oregon coast. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 50, N 1.
- Lachenbruch M.C. 1962. Geology of the west side of the Sacramento Valley, California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 181.
- Lipson J., Folinsbee R.E., Baadsgaard H. 1961. Periods of orogeny in the Western Cordillera. - Ann. N.Y. Acad. Sci., v. 91, N 2.
- Liu H.H. 1964. A preliminary study on the regional Bouguer anomalies of Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 3.
- Loeblich A.R., Jr. 1958. Danian stage of Paleocene in California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 42, N 9.
- Lowry W.D., Baldwin E.M. 1952. Late Cenozoic geology of the lower Columbia River valley, Oregon and Washington. - Bull. Geol. Soc. America, v. 63, N 1.
- Ma T.-Y.H. 1963. Twin origin of the submarine canyons around Taiwan and the Quaternary Glaciation of Taiwan as basis of refutation of the turbidity current theory and the so-called "Great Ice Age" as due to universal lowering of temperature. - Petrol. Geol. Taiwan, N 2.
- MacNeil F.S., Wolfe G.A., Miller D.J., Hopkins D.M. 1961. Correlation of Tertiary formations of Alaska. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 45, N 11.
- Macdonald G.A. 1966. Geology of the Cascade Range and Modoc Plateau. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Matsumoto T. 1942. Fundamentals in the Cretaceous Stratigraphy of Japan. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology, v.1, N 3; to же - 1943, v. II, N 1.
- Matsumoto T. 1959. Zonation of the Upper Cretaceous of Japan. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology, v. IX, N 2.
- Matsumoto T. 1960. Upper Cretaceous ammonites of California. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Geology, Spec. v. 11.
- Matsumoto T., Hayami I., Hashimoto W. 1965. Some molluscan fossils from the buried Cretaceous of Western Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 4.
- Matsui H., Kakimi T., Nemoto T. 1965. Geological map of Japan, sc. 1:50 000, Sunagava (sheet Sapporo - 5), Hokkaido. Sapporo, Geol. Surv. Japan.

- Matui K., Issiki N., Hata M., Yamaguchi Sh. Yoshii M., Ono K., Satoh H., Sawamura K. 1967. Geological map of Japan, sc.1:50 000, Rishirito (sheets Asahikawa - 7, 12, 13), Hokkaido. Sapporo, Geol. Surv. Japan.
- May J.C., Hewett R.L. 1948. The basement complex in well samples from the Sacramento and San Joaquin valleys, California. - Calif. J. Mines and Geol., v. 44, N 2.
- McIntyre D.B., Shelton J.S. 1952. Preliminary report on tectonic history of Viscaino Peninsula and San Benito Islands, Baja California, Mexico (abstr). - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 41, N 12, pt. 2.
- Meng Ch.Y. 1963. Wrench fault tectonism in Taiwan and its relations to the petroleum potentialities. - Proc. 2nd Sympos. Developm. Petrol. Res. Asia and Far East. Mineral Resources Developm. Ser., v.1, N 18, N.Y.
- Meng Ch.Y. 1965. Lateral movement of the northern half of Western Taiwan.- Petrol. Geol. Taiwan, N 4.
- Meng Ch.Y. 1966. The structural development of the southern half of the Western Taiwan. - Proc. 11th Pacific Scient. Congr., Tokyo, v.4, Abstr. Papers, Geol. Sci.
- Minato M., Jagi K., Hunachashi M. 1956. Geotectonic synthesis on the green tuff regions of Japan. - Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo, v.34, pt. 3.
- Nagao S., Osanai H., Ishiyama Sh. 1959. Geological map of Japan, sc. 1:50 000, Sunagava (sheet Sapporo-31), Hokkaido. Sapporo, Geol. Surv. Japan.
- Olmsted F.H., Davis G.H. 1961. Geologic features and groundwater storage capacity of the Sacramento Valley, California. - U.S. Geol. Surv., Water-supply paper, N 1497.
- Osanai H., Mitani K., Kitagawa Y. 1959. Geological map of Japan, sc.1:50 000, Soyamisaki (sheet Asahigawa - 4,1). Sapporo, Geol.Surv.Japan.
- Pan Y.C. 1965. Interpretation and seismic coordination of the Bouguer gravity anomalies obtained in Northwestern Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 4.
- Pan Y.C. 1968. The regional gravity of the Penghu Islands, Taiwan, China.- Techn. Bull. ECAFE, v.1.
- Park Ch.F., Jr. 1942. Manganese resources of the Olympic peninsula, Washington. - Bull. U.S. Geol. Surv., N 931-R.
- Page B.M. 1966. Geology of the Coast Ranges of California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Payne M.B. 1962. Type Panoche group (Upper Cretaceous) and overlying Moreno and Tertiary strata on the west side of the San Joaquin valley.- Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 181.
- Peck D.L. 1960. Cenozoic volcanism in the Oregon Cascades. - U.S. Geol. Surv., Profess Paper, N 400-B.
- Peck D.L., Griggs A.B., Schlicker H.G., Wells F.G., Dole H.M. 1964. Geology of the central and northern parts of the western Cascade in Oregon. - U.S. Geol. Surv., Profess Paper, N 449.
- Plafker G. 1967. Geologic map of the Gulf of Alaska Tertiary province, Alaska, sc. 1:500 000. - U.S. Geol. Surv., Misc. Geol. Inv., map 1-484.
- Poland J.F., Evenson R.E. 1966. Hydrogeology and land subsidence, Great Central Valley, California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 190.
- Popenoe W.P. 1943. Cretaceous: east side Sacramento Valley, Shasta and Butte Counties, California. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v.27, N 3.
- Report of the Government of the Republic of China, 1959. - Proc. Sympos. Developm. Petrol. Res. Asia and Far East. Mineral Resources Developm. Ser., N 10, Bangkok.
- Richter C.F. 1940. Earthquake epicenters and structure of the Pacific region of North America (southern part). - In: 6th Pacific Scient. Congr. v.1.
- Roberts A.E. 1958. Geology and coal resources of the Toledo-Castle rock district Cowlitz and Lewis counties, Washington. - Bull. U.S. Geol. Surv., N 1062.
- Safonov A. 1962. The challenge of the Sacramento Valley, California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 181.
- Satoh H., Hata M., Kobayashi I., Yamaguchi Sh., Ishida M. 1964. Geological map of Japan, sc. 1:50 000, Kokyryo (sheet Asahikawa-46), Hokkaido. Sapporo, Geol. Surv. Japan.
- Schreiber A. 1965. On the geology of the Cenozoic geosyncline in Middle and Northern Taiwan (China) and its petroleum potentialities. - Petrol. Geol. Taiwan, N 4.

- Silver L.T., Stehly F.G., Allen C.R. 1963. Lower Cretaceous preba-
tholithic rocks of Northern Baja California, Mexico. - Bull. Amer. Petrol.
Geologists, v. 47, N 12.
- Skehan J.W. 1966. Olympic - Wallowa lineament: a major deep-seated tec-
tonic feature of the Pacific northeast. - Geol. Soc. America, Spec. Paper
N 87.
- Smith W.D. Ruff L.L. 1938. The geology and mineral resources of Lane
county, Oregon. - Bull. Oregon Dept Geol. and Mines Ind., N 11.
- Snively P.D., Baldwin E.M. 1948. Siletz River volcanic series, North-
western Oregon. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 32, N 5.
- Snively P.D., Brown R.D., Roberts A.E., Rau W.W. 1958. Geology
and coal resources of the Centralia-Chehalis district, Lewis and Thurston
counties, Washington. - Bull. U.S. Geol. Surv., N 1053.
- Snively P.D., Wagner H.C. 1963. Tertiary geologic history of Western
Oregon and Washington. - Wash. Div. Mines and Geol. N 22.
- Snively P.D., Wagner H.C. 1964. Geologic sketch of Northwestern Ore-
gon. - Bull. U.S. Geol. Surv., 1181M-1181N.
- Stonely R. 1967. The structural development of the Gulf of Alaska sedi-
mentary province in Southern Alaska. - Quart. J. Geol. Soc. London, v.123,
pt. 1, N 489.
- Stout M.L. 1964. Geology of a part of the south-central Cascade Mountains,
Washington. - Bull. Geol. Soc. America, v. 75, N 4.
- Sun S.C. 1963. The reef limestones and the geologic structures in the vic-
inity of Kaohsiung city, Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 2.
- Sun S.C. 1964. Photogeologic study of the Taiwan - Kaohsiung coastal plain
area, Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 3.
- Sun S.C. 1965. Geology and petroleum potentialities of the Chinghui-Yuanlin
area, Taiwan. - Petrol. Geol. Taiwan, N 4.
- Takahashi K., Ishiyama S. 1968. Geological map of Japan, sc.
1:50 000, Numakawa (sheet Asahigawa-9). Sapporo, Geol. Surv. Japan.
- Taliaferro N.L. 1932. Geology of the Yakataga, Katalla and Nichawak
districts, Alaska. - Bull. Geol. Soc. America, v. 43, N 3.
- Taliaferro N.L. 1943. Geological history and structure of the Central
Coast Ranges of California. - Bull. Calif. Div. Mines and Geol., N 118.
- Tang C.H. 1964. Subsurface geology and oil possibilities of the Taoyuan
district. - Petrol. Geol. Taiwan, N 3.
- Tectonic map of North America, sc. 1:5 000 000. 1969. Compiled by Ph.
B.King. U.S. Geol. Surv.
- Tectonic map of the United States, sc. 1:2 500 000. 1962. Amer. Assoc.
Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma.
- Uozumi S. 1962. Neogen molluscan faunas in Hokkaido, pt. 1. - J. Fac.
Sci. Hokkaido Univ., ser. IV, v. XI, N 3.
- Warren W.C., Norbistrath H. 1946. Stratigraphy of upper Nehalem Ri-
ver Basin, Northwestern Oregon. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists,
v. 30, N 2.
- Weaver C.E. 1937. Tertiary stratigraphy of Western Washington and North-
western Oregon. - Univ. Publ. Geol., v. 4, N 1.
- Weaver G.E. 1945. Geology of Oregon and Washington and its relation to
occurrence of oil and gas. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists,
v. 29, N 10.
- Wilson R.A.M. 1963. Geological setting of Brunei, North Borneo and Sa-
rawak. - Proc. 2nd Sympos. Developm. petrol. Res. Asia and Far East.
Mines Resources Developm., ser. 18, v.1.
- Wollard G.P., Ostensio N.A., Thiel E., Bonihi W.E. 1960. Gravity
anomalies, crustal structure and geology in Alaska. - J. Geophys. Res.,
v. 65, N 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава I. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ПРИМАТЕРИКОВЫХ РАЙОНОВ ТИХООКЕАНСКОГО КАЙНОЗОЙСКОГО КОЛЬЦА	7
Общие замечания	7
Тектонические исследования Сахалина	9
Обзор материалов по тектонике других приматериковых районов	20
Глава II. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ОСТРОВА САХАЛИН И ИХ МЕСТО НА КАРТЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ	24
Глава III. СТРАТИГРАФИЯ, ФАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО САХАЛИНА	34
Верхнемеловые отложения	34
Палеогеновые отложения	49
Отложения верхнего олигоцена - неогена	53
Четвертичные отложения	61
Глава IV. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА	63
Структуры восточного борта прогиба	63
Центрально-Сахалинский разлом	78
Строение западного борта и осевой зоны прогиба	80
Глава V. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОМОЛОГИ ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА	82
Прогиб Исикарн-Румои на Хоккайдо	82
Прогиб Алишань на Тайване	89
Прогиб Грейт-Вэлли в Калифорнии	102

Прогиб на западе Калифорнийского полуострова . . .	122
Прогиб Западного Орегона и Вашингтона	125
Прогиб Якатага на Аляске	140
Прогибы юго-востока Азии	147
Прогибы северо-востока Азии	149

Глава VI. МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬ- НЫЕ ПРОГИБЫ НА ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА	153
--	-----

Литература	161
----------------------	-----

CONTENTS

Introduction	5
Chapter I. DEVELOPMENT OF THE IDEAS ABOUT TECTONICS OF THE NEAR-CONTINENTAL REGIONS OF THE CIRCUM PACIFIC CENOZOIC BELT	7
General considerations	7
Tectonic study of the Sakhalin	9
Review of the materials on tectonics of other near-continental regions	20
Chapter II. MESO-CENOZOIC STRUCTURES OF THE SAKHALIN ISLAND AND THEIR PLACE ON THE MAP OF EAST ASIA	24
Chapter III. STRATIGRAPHY, FACIES AND TECTONIC CONDITIONS OF ACCUMULATION OF MESO- CENOZOIC DEPOSITS IN THE WEST SAKHALIN	34
Upper Cretaceous deposits	34
Paleogene deposits	49
Upper Oligocene-Neogene deposits	53
Quaternary deposits	61
Chapter IV. TECTONIC STRUCTURE OF THE WEST SAKHALIN TROUGH	63
Structures of the eastern board of the trough	63
Central Sakhalin fault	78
Structure of the western board and axial zo- ne of the trough	80
Chapter V. HOMOLOGOUS STRUCTURES OF THE WEST SAKHALIN TROUGH.	82
Ishicari-Rumoi trough on Hokkaido	82
Alishan trough on Taiwan	89
Great Valley trough in California	102
Trough in the western part of Baja California	122

Trough of Western Oregon and Washington . . .	125
Yakataga trough in Alaska	140
Troughs of South-East Asia	147
Troughs of North-East Asia	149

Chapter VI. MEZO-CENOZOIC MYOGEOSYNCLINAL TROUGHS ON THE PERIPHERY OF THE PACIFIC OCEAN	153
---	-----

Bibliography	161
------------------------	-----

Елена Николаевна Меланхолина

Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи
в Тихоокеанском поясе

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Р.Л. Мишина
Технический редактор С.В. Дмитриева

Подписано к печати 12.2.73г. Формат 70x108¹/₁₆
Усл. печ. л. 15,4 Уч.-изд. л. 17,48 Тираж 750. Цена 1 р. 75 к.
Г- 02728 Бумага офсетная № 1. Тип. зак. 84.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

1-я типография издательства "Наука". Ленинград В-34, 9-я линия, 12.

