#### Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

## СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА НЕВАДИД ЮЖНЫХ КОРДИЛЬЕР



GEOLOGICAL INSTITUTE

#### E. N. MELANKHOLINA

# NEVADAN FOLDED SYSTEM OF THE SOUTHERN CORDILLERA

Transactions, vol. 180

#### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

#### Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

### СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА НЕВАДИД ЮЖНЫХ КОРДИЛЬЕР

Труды, вып. 180

·· ;

В работе дается описание геологического строения восточной части Тихоокеанского кольца. На основе использования обширного литературного материала по региональной тектонике Южных Кордильер автор дает характеристику мезозойской складчатой системы невадид с позиций советской геологической школы и пытается провести сравнительный анализ мезозоид СССР и Северной Америки.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик А. В. Пейве (главный редактор), К. И. Кузнецова, академик В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР Ю. М. Пущаровский

#### EDITORIAL BOARD:

Academician A. V. Peive (Editor-in-chief), K. I. Kuznetsova, academician V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR
Yu. M. Pushcharovsky

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Возрастающий интерес советских геологов к строению зарубежных территорий вызван проведением сравнительных исследований, необходимых как для работы по ряду теоретических проблем, так и для решения некоторых вопросов региональной геологии. В связи со сравнительно-тектоническим изучением Тихоокеанского пояса много внимания уделяется в нашей литературе геологии его отдельных районов, в частности областей мезозойской складчатости, известных только в обрамлении Тихого океана. В последние годы начато сравнительное изучение этих областей, появились некоторые представления о типизации мезозоид, пространственных и временных закономерностях их развития, о роли в структуре Тихоокеанского пояса в целом (Херасков, 1964; Пущаровский, 1965). Эти представления основываются на общирном геологическом материале.

Для всех областей мезозоид Восточной Азии в той или иной мере уже выполнены регионально-тектонические описания, разбираются отдельные вопросы стратиграфии, тектоники и магматизма. Много интересных сведений опубликовано в последнее время и по геологии мезозойского (невадийского) складчатого пояса североамериканских Кордильер. Как известно, мезозоиды Северной Америки и Восточной Азии близки по возрасту складчатости, но существенно различаются по своей тектонической истории. Особенности длительного унаследованного развития, огромная протяженность невадийского пояса характеризуют его как уникальную структуру. Поэтому данные по тектонике невадийского пояса Кордильер весьма важны для сравнительного анализа мезозойских структур. Однако в нашей геологической литературе, включая и переводную, они освещены недостаточно.

Характеристика североамериканских мезозоид может быть дана на примере невадийского складчатого комплекса Южных Кордильер. Геологическое строение этой территории изучено довольно подробно, но вместе с тем новые материалы, касающиеся формационного состава отложений, структурных форм и интрузивных образований, пока еще не сведены. В предлагаемой работе основное внимание как раз и уделено изложению и анализу этих материалов, а также некоторым вопросам тектонического районирования Южных Кордильер. Описание проведено по крупным областям, обособляющимся в современной структуре: хребет Сьерра-Невада, горы Кламат, Полуостровные хребты, район юго-восточной Калифорнии (восточная часть Поперечных хребтов и пустыня Мохаве), область Большого Бассейна. Более подробно дается геологическое описание хребта Сьерра-Невада, послужившего тектонотипом невадийских складчатых сооружений (Штилле, 1964а). Данные по геологии других районов рассматриваются в сравнении с геологическими особенностями Сьерра-Невады.

Отдельные области Южных Кордильер изучались различными исследователями с разными целями и неодинаковой подробностью, что отразилось и на нашем описании. Использованная геологическая литература будет указана в соответствующих разделах текста. Ряд общих проблем тектоники Кордильер разбирается Ф. Кингом (1961; King, 1966), М. Кэем (1955), А. Ирдли (1954, 1963; Eardley, 1962), Р. Доттом (Dott, 1961), Г. Штилле (1964, а, б), Ю. М. Шейнманном (1956), Ю. М. Пущаровским (1965) и другими исследователями. Достаточно детальные геологические карты и профили составлены лишь для части площади. Из сводных карт следует упомянуть геологическую карту Северной Америки (Geologic map of North America, 1965) и тектоническую карту США (Tectonic map of the United States, 1962). Было бы хорошо использовать при чтении работы эти карты и карты из Большого географического атласа мира.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

#### ХРЕБЕТ СЬЕРРА-НЕВАДА

На юге Кордильер образования невадийского складчатого комплекса распространены на широкой площади в восточной Калифорнии, Неваде, Юте и соседних штатах. Однако в большей, восточной, части региона они сохранились лишь фрагментарно внутри кайнозойской блоковой системы «Бассейнов и Хребтов». Только на западе выделяются районы, где невадийские структуры изменены сравнительно мало, а перекрывающие их толщи распространены незначительно. Таков поднятый блок хребта Сьерра-Невада в восточной Калифорнии — тектонотип невадийских складчатых сооружений. Здесь могут быть наиболее полно изучены геологические особенности невадийского комплекса, в частности элементы его структуры.

Хребет Сьерра-Невада протягивается в северо-западном направлении больше чем на 600 км. Ширина его порядка 100 км. Гребень хребта — высокие сьерры — достигает наибольших высот в его средней части (4200—4400 м), снижаясь на юге и на севере (до 2000—2200 м). Различные взаимоотношения с прилегающими структурными областями обусловили асимметрию современного рельефа Сьерра-Невады. Северо-восточный склон, обращенный к области Большого Бассейна, представляет собой резкий и крутой уступ с рядом котловин и озер у подножия. Юго-западный склон относительно полого опускается в сторону Большой долины Калифорнии. Склон рассечен многочисленными реками, текущими в Большую долину. По этим рекам и были изучены геологические образования Сьерра-Невады.

Детальные работы и геологическое картирование проводились лишь в отдельных районах Сьерра-Невады (Diller, 1908; Durrell, 1940; Macdonald, 1941; Compton, 1955; Rinehart a. o., 1959; Chandra, 1961; Moore, Dodge, 1962; Baird, 1962; Best, 1963; Christensen, 1963; Bateman, 1965a, б; Bateman, Moore, 1965). Данные по геологии средней части хребта обобщены Л. Кларком (Clark, 19606; Clark a. o., 1962), П. Бэйтманом и другими (Ваteman a. o., 1963; Geology..., 1966). В работе Бэйтмана приведена геологическая карта междуречья Кингса и Станисло; строение всего региона видно на геологической карте Калифорнии (Geologic map of California, 1938). Полностью сохранила свое значение работа Н. Талиаферро по стратиграфии юрских отложений Сьерра-Невады (Taliaferro, 1942). Сделанные в последние годы определения абсолютного возраста гранитоидов опубликованы Г. Картисом и другими (Curtis a. o., 1958).

Большая часть хребта Сьерра-Невада образована гранитным батолитом. Палеозойские и мезозойские отложения сохранились в широкой зоне на северо-западе территории, а также в останцах кровли батолита, особенно многочисленных в высоких сьеррах и на площади к югу от тридцать

седьмой параллели (фиг. 1). Породы метаморфизованы и обычно сильно дислоцированы, отдельные выходы их разобщены. Поэтому стратиграфическая последовательность и возраст отложений установлены не повсеместно.

В западной зоне Сьерра-Невады палеозойские отложения распространены на участке между батолитом и разломом Мелоунс; большая часть их известна под названием «группы і Калаверас». Это филлиты и алевролиты с прослоями полимиктовых песчаников (иногда конгломератов), известняков и кремнистых пород, переслаивающиеся с зелеными сланцами, образованными по эффузивным породам основного и среднего состава. Характерен слабый региональный метаморфизм, обычно развит кливаж.

На юге, в районе р. Мерсед, Бэйтман и другие (Bateman a. o., 1963) описали следующий разрез <sup>2</sup> «гр. Калаверас»:

Севернее, по р. Станисло, А. Бэирд (Baird, 1962) отмечает среди палеозойских отложений также мощные, но невыдержанные пачки мраморов.

Для всей территории к югу от тридцать восьмой параллели известны лишь находки фузулинид карбона, сделанные Г. Тернером в конце прошлого века. Севернее палеозойские ископаемые найдены в ряде мест, иногда в слоях, более низких, чем «гр. Калаверас».

Ископаемые из верховьев р. Американ определяют девон-миссисипский возраст отложений. По-видимому, они относятся к низам разреза, где описана толща кварцевых песчаников (или кислых туфов) и аспидных сланцев с прослоями аркозов, кремнистых пород, пирокластов андезитового состава, иногда известняков и конгломератов, мощностью порядка 2000 м («формация з Шу-Флай»; Clark а.о., 1962). Часть этой толщи Кларк предположительно считает силурийской. Выше с несогласием следуют отложения «гр. Калаверас», сходные с отмеченными на р. Мерсед и охарактеризованные фауной карбона. Они включают несколько толщ, описанных Д. Чандра (Chandra, 1961; фиг. 2):

Эти толщи соприкасаются только по разломам; суммарная мощность отложений порядка 11—12 км (данные, возможно, несколько завышены).

На крайнем севере Сьерра-Невады, в районе Тейлорсвилла, палеозойские отложения сохранились наиболее полно. Они были описаны еще Дж. Диллером (Diller, 1908); новые данные по стратиграфии опубликованы Кларком (Clark a. o., 1962) и Мак Матом (Geology..., 1966). В основании обнаженного разреза располагаются толщи силура — девона (может быть также ордовика и миссисипия), объединенные Кларком в «ф. Шу-Флай»:

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В дальнейшем «группа» будет обозначаться сокращенно «гр.».

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Описание разрезов здесь и далее дано снизу вверх.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> В дальнейшем «формация» будет обозначаться сокращенно — «ф.».



Мощность, м

<ol> <li>Аспидные сланцы, филлиты, кремнистые и зе- ленокаменные породы, кислые туфы, песчаники до 10 000</li> </ol>
или более (?)
2. Кварциты (или метаморфизованные кислые
туфы) с прослоями аспидных сланцев, в верхах
с линзами известняков, содержащих силурий-
скую фауну порядка 1500
3. Филлиты и аспидные сланцы с прослоями
песчаников и кремнистых пород около 600
4. Зеленокаменные породы (из обломков анде-
зитовых лав) с прослоями кремнистых сланцев 900

Выше с угловым несогласием залегают толщи карбона («гр. Калаверас», по Диллеру):

			25	лощность, ж
5. Аспидные				
Гризли»)				десятков
6. Метаморфизо	ванные брег	кчии, туфы	и лавы	
кварцевых кер	ратофиров, и	иногда с п	рослоями	
кремнистых по				
ка известняков	з («ф. Сьерг	ра-Баттс»)		от несколь-
		•	ких сот	ен до 1500
7 Метаморфизо	DANDLIO SUIC	OTETA TO	DLT 9 TT9	

7. Метаморфизованные андезитовые лавы, а ча-	
ще пирокласты, с прослоями туффитовых аспид-	
ных сланцев и известняков («ф. Тейлор») до 24	00
8. Лавы и туфы кварцевых кератофиров, а в	
верхней части толщи пестроцветные туффито-	
вые песчаники, глинистые сланцы и мелкогалеч-	
ные конгломераты с линзами кремнистых пород,	
местами с ископаемыми карбона (миссисипия)	
(«ф. Пил») до 7	ሰበ
9. Туфы и туфобрекчии андезитового и дацито-	00
** ** ** ** ** ** ** ** ** ** ** ** **	
вого состава, распространенные неповсеместно	
(«ф. Арлингтон») до 20	00
10. Метаморфизованные лавобрекчии и туфы ке-	
ратофиров с небольшими прослоями конгломе-	
ратов и известняков, содержащих ископаемые	
	ΛΛ
перми (?) («ф. Рив») порядка 5	υυ
11. Туфопесчаники, туфоконгломераты и гли-	
нистые сланцы с линзами известняков («ф. Ро-	
бинзон») около 20	00
,	

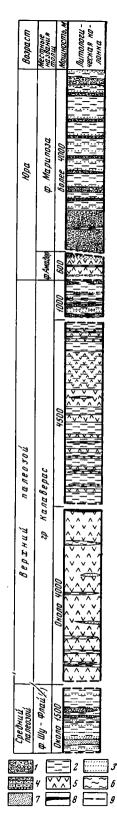
Общая мощность палеозойских отложений в районе Тейлорсвилла достигает, возможно, 20—25 км.

На севере Сьерра-Невады палеозойские отложения известны и к западу от разлома Мелоунс; возраст их определяется единственной находкой ископаемых пенсильвания или перми в районе Пенца. В бассейне р. Фетер Р. Комптон (Compton, 1955) отмечает развитие пород, аналогичных породам «гр. Калаверас» (толща мощностью до 8 км). К западу от полосы мелких плутонов преобладают метаморфизованные вулканогенные породы основного и среднего состава, восточнее — метаморфизованные осадочные породы.

Из приведенных данных видно, что характер палеозойских отложений сохраняется постоянным на

Фиг. 2. Разрез палеозойских и мезозойских отложений бассейна р. Американ (Chandra, 1961).

<sup>1 —</sup> брекчии и конгломераты; 2 — глинистые сланцы, аспидные слан цы и филлиты; 3 — алевролиты и песчаники; 4 — кристаллические известняки; 5 — метаморфизованные лавы и пирокласты основного и среднего состава; 6 — кремнистые породы; 7 — песчаники; 8 — интрузии серпентинитов; 9 — тектонический контакт



всем протяжении западной зоны Сьерра-Невады <sup>1</sup>. По возрасту здесь представлены отложения от силурийских до пермских; в основании или в низах миссисипия отмечается несогласие, но характер отложений мало изменяется. Толщи имеют сложное строение, со слабым расчленением на мелкие стратиграфические единицы и обычно без маркирующих горизонтов. По парагенезу пород отложения сходны с отложениями зеленокаменных (спилито-кератофировых) формаций, характерных для внутренних прогибов геосинклинальных областей. Однако среди них обычно отсутствуют кислые эффузивы — обязательный член этих формаций. Метаморфизм пород умеренный — до фации зеленых сланцев. Видимая мощность палеозойских отложений больше 10 км (если верны данные по району Тейлорсвилла, то порядка 20 км).

Восточнее характер палеозойских отложений изменяется. В полосе останцов кровли батолита в высоких сьеррах они представлены главным образом роговиками, образованными по аргиллитам и алевролитам, с прослоями метаморфизованных известняков, кварцитов, кремнистых сланцев. К. Райнхартом и другими (Rinehart a. o., 1959) приведен разрез палеозоя останца Маунт-Моррисон:

	Мощность ж
1. Переслаивание кремнистых и пелитовых роговиков, известковистых	/500
кварцитов и мраморов с граптолитами ордовика	
2. Переслаивание кремнистых роговиков и известковистых кварцитов .	3000
Разлом.	
3. Роговики и известковистые кварциты с прослоями мраморов с фауной	0000
карбона (пенсильвания) и выше — перми	около 2000

Общая видимая мощность отложений около 9500 м. По характеру это образования, переходные к миогеосинклинальным. Вулканогенные породы среди них отсутствуют, кремнистые породы встречаются в небольших количествах. Еще восточнее кремнистые породы совсем исчезают из разреза и существенно увеличивается роль карбонатных пород. В горах Уайт, Иньо, Панаминт палеозойские отложения представлены породами миогеосинклинального типа, общей мощностью около 10 км. Их разрез приведен ниже, при описании области Большого Бассейна.

Мезозойские отложения на западе Сьерра-Невады литологически сходны с палеозойскими отложениями этой территории, причем метаморфизованные вулканические породы слагают большую часть разреза (Taliaferro, 1942; Bateman a. o., 1963; и др.).

В южной части территории отложения сохранились в останцах кровли батолита и сильно контактово изменены. В районе Минералкинг это роговики, образованные по аргиллитам, алевролитам, песчаникам и кремнистым породам, линзы кристаллических известняков, кристаллические сланцы с реликтами первичных структур лав и пирокластов среднего и иногда кислого состава (Christensen, 1963). В отложениях известны находки верхнетриасовой фауны (карнийские и норийские формы), но последовательного разреза толщи не составлено. Западнее, в бассейне р. Кавих, К. Даррелл (Durrell, 1940) описал следующий разрез:

	втощность	ж
1. Лавы и туфы основного состава (в том числе пиллоу-лавы), превра-		
щенные в амфиболиты, в подчиненном количестве кремнистые сланцы,		
кислые вулканогенные породы, аргиллиты и известняки	более 200	Ю.
2. Пирокласты среднего состава, превращенные в слюдистые сланцы, с		
прослоями и линзами обломочных пород, известняков, кремнистых слан-		- <b>-</b>
цев и вулканогенных образований кислого и основного состава	около 200	Ж
3. Филлиты и кремнистые сланцы, в подчиненном количестве аргиллиты,		
известняки и вулканогенные породы от кислых до основных	« 200	00
4. Слюдистые сланцы, образованные по вулканическим породам среднего		
состава, в подчиненном количестве известняки и иногда другие породы,		
распространенные и ниже	до 300	<b>30</b>

MODIFICATE M

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> У южного окончания Сьерра-Невады, в горах Техачали, также отмечаются отложения, литологически подобные известным в «гр. Калаверас» (Buwalda, 1954).

Общая мощность отложений более 9000 м.

Сходные отложения (мощностью в несколько тысяч метров) упоминаются и севернее, в останцах кровли батолита в среднем течении р. Кингс (Macdonald, 1941). Из этого района известны находки фауны, определяющие мезозой (?) и нижний триас — верхнюю юру (Moore, Dodge, 1962).

К северу от тридцать седьмой параллели мезозойские отложения распространены в непрерывной полосе к западу от разлома Мелоунс (в предгорьях сьерр). Характер отложений тот же, что и на юге. Состав вулканогенных пород изменяется от риолитов до базальтов, но распространены главным образом андезиты. Преобладают пирокластические образования, однако в разных частях разреза встречаются также лавы (нередко пиллоулавы). Среди осадочных пород обычны метаморфизованные алевролиты и глинистые сланцы (превращены в аспидные сланцы); в меньшем количестве, но повсеместно встречаются метаморфизованные полимиктовые песчаники и конгломераты. Кроме того, в разрезе присутствуют обычно красные и зеленые радиоляриевые кремни и линзы известняков. В конгломератах многочисленна галька и местных палеозойских пород, и кристаллических сланцев, известных из «серии Сур» Береговых хребтов. По увеличению грубости терригенных пород в западном направлении устанавливается снос обломочного материала со стороны Береговых хребтов (Taliaferro, 1942).

В нижней части разреза («ф. Амадор») обычно преобладают вулканогенные и кремнистые породы; в верхах («ф. Марипоза») в значительных количествах присутствуют аспидные сланцы, переслаивающиеся с песчаниками и зеленокаменными породами. Переход от «ф. Амадор» к «ф. Марипоза» постепенный, лишь на водоразделе рек Мерсед и Марипоза отмечаются конгломераты. В отложениях «ф. Марипоза» на р. Станисло и в других местах встречены ископаемые оксфорда — кимериджа. Ископаемые из «ф. Амадор» (с р. Косумнес) определяют лишь юрский возраст. Для района р. Мерсед М. Бест (Best, 1963) приводит следующий разрез отложений:

		иощность
«ф. Амадор».	1. Метаморфизованные базальты с подушечной тексту-	
• ''•	рой	350
	2. Преимущественно кремнистые породы	около 300
	3. Вулканогенные образования	2700
	4. Глинистые сланцы, известняки, кремнистые породы и	
	туфы	около 1000
«ф. Марипоза».	5. Агломераты, туфы, песчаники и конгломераты	1000
· •	6. Глинистые сланцы, песчаники и конгломераты с про-	
	слоями лав и туфов основного состава	около 700

Общая видимая мошность отложений около 6000 м.

Как отмечает Талиаферро, отложения фациально изменчивы, и отдельные горизонты не прослеживаются далеко по простиранию, особенно невыдержанны лавовые пласты. Но в целом юрские отложения сохраняют свой характер и севернее, вплоть до бассейна р. Американ (Taliaferro, 1942; Chandra, 1961; см. фиг. 2). С палеозойскими отложениями, распространенными восточнее, мезозойские толщи обычно соприкасаются вдоль разлома Мелоунс. Однако по р. Американ и севернее выходят в ряде мест нижние горизонты юры. В районе Колфакса видно их несогласное залегание на палеозойской толще (Chandra, 1961).

К северу от р. Американ распространение мезозойских отложений становится все более ограниченным, а изучены они пока слабо. В среднем течении р. Юбы юрской считается предположительно, толща лав и пирокластов, мощностью до нескольких тысяч метров (Clark, 19606). Достоверно юрские отложения установлены только на небольшом участке в бассейне р. Фетер, к северо-востоку от Оровилла. Это аспидные сланцы, песчаники и конгломераты, мощностью в несколько сотен метров («слои Монте-де-Оро»; Taliaferro, 1942). На основании сборов флоры, возраст отложений

Монитость

предположительно считался среднеюрским, но в последнее время появля-

ются данные об их портландском возрасте (Кинг, 1961).

На севере Сьерра-Невады мезозойские толщи известны не только к западу от разлома Мелоунс, но также в нескольких разобщенных участках к востоку от разлома, где они описываются под названием «ф. Сэйлор-Каньон» или «ф. Милтон» (Geologic map of California, 1938; Clark, 1960a; и др.). Согласно Талиаферро, эти названия применяются к толщам примерно одного возрастного объема. Наиболее полный и лучше обнаженный разрез «ф. Милтон» изучен Талиаферро в верховьях северного истока р. Американ:

Все эти горизонты залегают согласно, их общая мощность более 6700 м. Близ основания толщи собрана верхнетриасовая фауна, в 800 м от основания — нижнеюрская фауна и в 3000 м от основания — среднеюрская фауна; в верхних 4000 м разреза фауны не найдено. Таким образом, средние горизонты по возрасту и составу эквивалентны «ф. Амадор», верхние, возможно, соответствуют «ф. Марипоза». Талиаферро отмечает увеличение мощности отложений и грубости их материала в западном направлении.

Севернее отложения того же характера наблюдались в верховьях р. Юбы. Самый северный разрез мезозойских отложений описан на горе Юра, к востоку от Тейлорсвилла (Diller, 1908; Geology..., 1966). Здесь с угловым несогласием на породах верхнего палеозоя залегает толща известняков, часто глинистых, и глинистых сланцев с норийскими аммонитами, мощностью порядка 300 м («известняки Хосселкас» и «глинистые сланцы Свирингер»). Выше, возможно, с несогласием следуют юрские отложения:

1. Песчаники и алевролиты с прослоями дацитовых лавобрекчий (?) и около 200 . . . . . . . . порядка 100 ники Хардгрейв») 3. Андезитовые давы и иногда туфы («андезиты Фэнт») . . 4. Туфы, дацитовые лавы, брекчии и конгломераты, известняки с фау-около 100 300 90 180 200 9. Конгломераты й песчаники, часто туфогенные, с фауной верхней 50 мры («ф. Хинчмэн») 60 11. Глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, с верхнеюрской фау-100 ной («ф Формэн») . . . 12. Андезитовые и дацитовые туфобрекчии и туфы, конгломераты, песча-около 600 4001 щие флору, пресноводную и солоновато-водную фауну («ф. Лаки-Си») 400 14. Конгломераты, песчаники, туфы и алевролиты («ф. Трейл») . . . около 1200

Общая мощность отложений более 4000 м. В их разрезе присутствуют возрастные аналоги и «ф. Амадор», и «ф. Марипоза». По характеру пород, по составу вулканических образований и резкому преобладанию среди них пирокластических разностей отложения в районе горы Юра весьма сходны с мезозойскими отложениями высоких сьерр и отличаются от развитых в западной зоне Сьерра-Невады.

На территории к востоку от разлома Мелоунс могут быть изучены взаимоотношения палеозойских и мезозойских толщ, которые так редко наблюдаются в Сьерра-Неваде. Лучше всего они видны в верховьях северного истока р. Американ, где нижнеюрские образования залегают на палеозойских с резким угловым несогласием и с горизонтом брекчий в подошве (Clark a. o., 1962). К северу от бассейна р. Американ выше брекчий залегает также пачка верхнетриасовых известняков. Для мезозойских слоев обычны средние углы наклона; несогласие особенно велико там, где залегание в палеозойских толщах близко к вертикальному или горизонтальному.

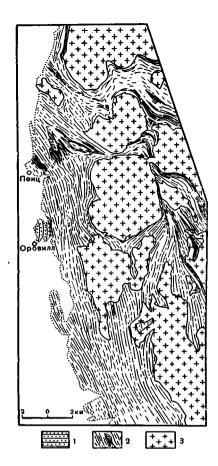
В высоких сьеррах, в полосе останцов кровли восточной части батолита, среди мезозойских пород также преобладают метаморфизованные вулканогенные образования. Это пирокласты кислого и среднего состава, в подчиненном количестве лавы основного состава; местами видны прослои обломочных пород (Bateman a. o., 1963). Наиболее полный разрез этих отложений мощностью около 9000 м сохранился в останце Риттер-Рэндж. Здесь, в нижней трети разреза, встречены нижнеюрские ископаемые, а выше — неопределимые формы (Rinehart a. o., 1959). Мезозойская толща залегает на палеозойской без видимого несогласия.

Таким образом, мезозойские отложения невадийского комплекса представлены триасовыми (видимо, начиная с верхнего триаса?) и юрскими толщами до кимериджа включительно; мощность их до 8 км и больше. Это типичные эвгеосинклинальные образования на западе и востоке Сьерра-Невады. На западе в разрезе преобладают средние (иногда основные) эффузивы и парагенез пород сходен с отмеченным для палеозоя 1. На востоке Сьерра-Невады распространены в основном эффузивы кислого и среднего состава, которые во многом сходны с мезозойскими эффузивами западной Невады (см. стр. 49). Однако в западной Неваде в ряде горизонтов происходит смена морских отложений прибрежными и континентальными.

Несогласное залегание мезозойских и палеозойских толщ наблюдалось на северо-западе Сьерра-Невады. Как отмечает Кларк, в других местах Калифорнии и западной Невады взаимоотношения гораздо менее ясны. Однако для многих районов на западе Сьерра-Невады отмечается различие между палеозойскими и мезозойскими отложениями по степени регионального метаморфизма (Knopf, 1929; Matthes, 1933; Reed, 1933; Durrell, 1940; Chandra, 1961; Baird, 1962; Clark a. o., 1962; Bateman a. o., 1963). В то время как в палеозойских породах обычен метаморфизм фации зеленых сланцев, мезозойские породы метаморфизованы слабо и часто не доведены до филлитов и зеленых сланцев. Для них характерен в основном контактовый метаморфизм, особенно на востоке — вблизи батолита.

Кайнозойские отложения («серия Супайджасинто»), перекрывающие складчатый комплекс Сьерра-Невады («серия Бедрок»), распространены незначительно и представлены континентальными образованиями, вулканогенными и терригенными. В высоких сьеррах это туфы. лавы и агломераты, главным образом андезитового состава (в низах разреза иногда риолиты, в верхах — базальты), выполняющие небольшие наложенные впадины. Мощность отложений по нескольких сотен метров: по возрасту они отвечают миоцену, плиоцену и частично плейстоцену. В долинах древних рек западного склона Сьерра-Невады одновозрастные им толщи сложены моренными и аллювиальными образованиями небольшой мощности и содержат туфогенный материал и прослои лав. Третичные и отчасти меловые отложения, перекрывающие образования невадийского комплекса на востоке Большой долины, имеют существенно иной характер и мощности (Пущаровский, Меланхолина, 1963). Этими отложениями начинается разрез осадочной серии прогиба Грейт-Вэлли — внешнего в кайнозойской тектонической зоне.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> И с палеозойскими («гр. Калаверас»), и с мезозойскими породами («ф. Амадор») связаны залежи марганцевых руд.



Фиг. 3. Расположение плутонов гранитоидов на северо-западе Сьерра-Невады (Compton, 1955).

1 — юрские отложения («слои Монте-де-Оро»); 2 — основные простирания слоистости и сланцеватости в палеозойских метаморфических толщах; 3 — гранитондные плутоны

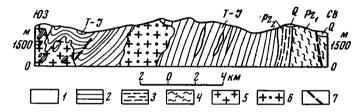
Складчатые структуры Сьерра-Невады, сложенные палеозойскими и мезозойскими толшами, рассечены и в значительной степени уничтожены гранитоидами и ультраосновными породами. Ультраосновные породы распространены в западной зоне Сьерра-Невады, преимущественно севере. Они образуют узкие и линейные в плане тела внутри и вблизи главных зон разломов. Породы обычно превращены в серпентиниты, но внутри крупных тел встречаются перидотиты, пироксениты и дуниты (Clark, 1960б). Серпентиниты секут различные отложения до верхнеюрских включительно и. в свою очередь, прорываются интрузиями гранитоидов. Последние к западу от разлома Мелоунс представлены несколькими плутонами, группирующимися в полосу меридионального простирания. Они сложены в основном породами от габбро до гранодиоритов.

Вмещающими являются палеозойские и отчасти мезозойские отложения. Крутые границы массивов обычно согласны с вмещающими породами, хотя на небольших участках и закартированы секущие контакты (Compton, 1955; фиг. 3).

Батолит Сьерра-Невады, протянувшийся на сотни километров, образован из ряда отдельных плутонов различного размера. Нередко это плутоны того же масштаба, что и в западной зоне. В условиях сильно расчлененного рельефа тела гранитоидов прослеживаются на значительную глубину без признаков сужения книзу и без каких-либо указаний на существование подошвы. Крупные тела часто вытянуты параллельно общему северозападному простиранию батолита. Одни плутоны однородны по составу, в других отмечается сложная зональность (концентрическая или боковая). Преобладают обычно кварисодержащие породы от кварцевых диоритов до аляскитов; в резко подчиненном количестве присутствуют породы большей основности. По данным Бэйтмана и других исследователей (Bateman а. о., 1963), на междуречье Кингса и Станисло крупные плутоны в восточной части батолита имеют обычно более кислый состав, чем на западе. и более позднее время внедрения. Эта закономерность отмечалась и другими исследователями Сьерра-Невады (Knopf, 1929; Durrell, 1940; Baird, 1962; и др.). Интрузивные тела образуют друг с другом резкие и крутые контакты, нередко с узкой перегородкой из метаморфических или основных интрузивных пород, иногда с дайками аплитов, внедрившимися позднее вдоль контакта. В краевых частях батолита и в останцах его кровли видны секущие контакты плутонов с вмещающими толщами. Но часто и на больших расстояниях границы плутонов параллельны простиранию этих толщ.

Самые молодые горизонты невадийского комплекса, прорванные интрузиями гранитоидов, относятся к верхней юре (оксфорд — кимеридж). На востоке Большой долины породы невадийского комплекса, смятые в складки и прорванные гранитоидами, перекрыты верхнемеловой толщей. Таким образом, по геологическим данным, время невадийской складчатости и внедрения батолита определяется как верхнеюрское — нижнемеловое. По данным абсолютного возраста (кали-аргоновый метод), в пределах массива Сьерра-Невады выделяются две группы гранитоидных интрузий: верхнеюрская и нижнемеловая (Curtis a. о., 1958). Определения возраста гранитоидов из различных плутонов западной зоны дают 131—143 млн. лет (конец верхней юры). Определения возраста гранитоидов из плутонов центральной части батолита (национальный парк Йоусмит) дают 77—95 млн. лет (нижний мел).

Элементы невадийской структуры региона сохранились лишь в западной зоне и на упоминавшихся участках останцов кровли батолита. Останцы обычно вытянуты в северо-западном направлении, параллельно общему простиранию Сьерра-Невады. В центральной части батолита останцы невелики, в краевых частях они протягиваются на несколько десятков километров при ширине в несколько километров. Внутри останцов обычны узкие и крутые складки, нередко изоклинальные, или протяженные моноклинали. Местами они сочетаются с продольными разломами. Простирание слоев всегда северо-западное, оно изменяется лишь на небольших участках в приконтактовой части останцов.



Фиг. 4. Геологический профиль через останец Риттер-Рэндж в хр. Сьерра-Невада (Bateman a. o., 1963).

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения триаса и юры; 3 — отложения верхней части палеозоя; 4 — отложения нижней части палеозоя;
 5, 6 — породы батолита Сьерра-Невады: 5 — граниты, 6 — гранодиориты; 7 — разломы

В восточной краевой части батолита (высокие сьерры) наиболее значителен по размерам останец Риттер-Рэндж и продолжающий его на юговостоке останец Маунт-Моррисон. Отмечавшиеся отложения — от ордовикских в низах до юрских в верхах — залегают здесь в моноклинали, сохранившейся на 80 км по простиранию и до 20 км вкрест простирания (Rinehart a. o., 1959; Bateman a. o., 1963; фиг. 4). Слои в моноклинали круто наклонены на юго-запад (под углом 60—80°, иногда 90°). Местами моноклиналь осложнена мелкими складками и продольными разломами. В небольших останцах и перегородках между плутонами, лежащих южнее на простирании моноклинали, многочисленны сжатые складки, разломы и полосы тектонитов; общая структура менее ясна (Sherlock, Hamilton, 1958; Bateman, Moore, 1965).

В останцах центральной части батолита и на юго-западе сохранились участки с моноклинальным залеганием слоев и узкие острые складки нескольких порядков с наклоном крыльев обычно не менее 60—70°; местами видны разломы (Durrell, 1940; Ross, 1958; Christensen, 1963; и др.). Все это небольшие структурные формы, не превышающие 10—20 км по простиранию. Характерен значительный контактовый метаморфизм пород, нередко рассланцевание. В районе Минералкинг внутри моноклинальной зоны

с залеганием, близким к вертикальному, видно чередование полос, сложенных породами слоистыми и рассланцованными. М. Христенсен отмечает различие структурных форм для этих полос. Слоистые породы смяты в мелкие изоклинальные складки с очень небольшой ундуляцией и почти вертикальными крыльями. Рассланцованные породы превращены в тектониты со вторичными поверхностями, параллельными осевым плоскостям отмеченных изоклинальных складок. Для них характерна линзовидность — от крупномасштабной, выявленной при картировании, до мелкой, видной в обнажениях и отдельных образцах. Подобные структуры описаны также внутри серии сжатых складок и тектонитов в останцах кровли батолита в округе Алпайн (Parker, 1961). Отмечается распространение таких структур и на других участках Сьерра-Невады (в частности, в связи с разломами западной зоны).

В западной зоне Сьерра-Невады сохранились гораздо более крупные структурные формы, чем внутри останцов. Мелкие элементы сходны с наблюдавшимися в останцах; в ряде мест установлено их положение в крупной структуре. В южной части западная зона имеет северо-западное простирание и ширину 40—50 км. К северу от Плимута она приобретает меридиональное простирание и постепенно расширяется (до 80 км). Общая протяженность сохранившихся структур до 400 км.

Современное строение западной зоны Сьерра-Невады определяется расположением Предгорной системы разломов, специально изучавшейся Кларком (Clark, 19606; Bateman a. o., 1963). Разломы этой системы в целом параллельны неровному западному краю батолита и имеют в средней части меридиональное простирание, а к югу от р. Косумнес и к северу от р. Юбы — северо-западное. Протяженность Предгорной системы разломов и связанных с ней структур не менее 300 км. К югу от Марипозы, в пределах батолита Сьерра-Невады, они не прослежены. К северу от сороковой параллели разломы перекрыты третичными лавами, но возможно, что они протягиваются в горы Кламат (Clark, 1960б). В блоках между разломами выявляется в общем моноклинальное строение с крутым наклоном слоев на восток, местами с осложняющими складками — то изоклинальными, то открытыми. Региональные простирания структур примерно параллельны крупным разломам.

В составе Предгорной системы выделяется зона разломов Беар-Маунтинс на западе и зона разломов Мелоунс в восточной части. Как считает Кларк, восточнее могут существовать и другие разломы, пока не закартированные из-за плохой обнаженности и отсутствия маркирующих горизоптов. Возможно, аналогичные разломы есть и западнее — внутри невадийского комплекса, слагающего фундамент прогиба Грейт-Вэлли.

Как уже упоминалось, зона разломов Мелоунс почти на всем протяжении разделяет области распространения палеозойских и мезозойских отложений и является важнейшей тектонической линией на западе Сьерра-Невады. Повсюду от Марипозы до северного истока р. Фетер — это единая полоса шириной от 300 м до 5 км и более. Зона разломов Беар-Маунтинс к югу от Плимута тоже протягивается единой полосой; севернее, где западная зона Сьерра-Невады несколько расширяется, происходит разветвление и местами «переплетение» разломов. Связь серпентинитовых тел с зонами разломов была уже отмечена выше. Эти тела распространены преимущественно к северу от Плимута.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Эта зона совпадает частично с поясом Матзер-Лод (см., например, Tectonic map of the United States, 1962). Однако этот пояс рассматривался первоначально как система трещин и мелких структур, контролирующих размещение золотоносных тел. Позднее здесь был выделен основной продольный разлом западной Сьерра-Невады (Кпорf, 1929). Но связь этого разлома с системой трещин и кварцевых жил золотоносного пояса еще не выяснена. Поэтому Кларк, впервые описавший разломы Предгорной системы, дал им новые названия.

Для внутреннего строения зон разломов характерно сочетание ряда более мелких разломов и зон скалывания. Мелкие разломы располагаются большей частью субпараллельно, но местами образуют сложное «переплетение» и в разрезе, и в плане. Все они прямолинейны, несмотря на расчлененный рельеф, и круто наклонены на восток. Между разломами породы всегда изменены, особенно в небольших блоках, где аргиллиты превращены в филлиты и кристаллические сланцы. В зонах скалывания развиты рассланцевание, смятие и катакластические текстуры. Оси мелких складок, сланцеватость, удлиненные и уплощенные обломки, четковидные залежи хлорита и слюды и другие мелкие линейные элементы в метаморфических и интрузивных породах обычно ориентированы одинаково. Они расположены почти параллельно слоистости и разломам и наклонены на восток под углом 70—90°. Часто отмечаются мелкие складочки с быстро погружающимися шарнирами, мелкие горизонтальные флексуры.

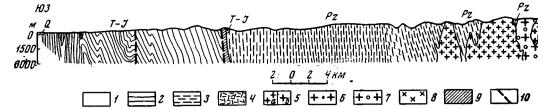
Строение блоков, заключенных между разломами, видно на прилагаемых профилях по рекам Мерсед, Косумнес, Американ, Юба (фиг. 5, 6, 7, 8).
Слои в моноклинали каждого из блоков обычно наклонены на восток не
положе 70° и часто поставлены на голову. Вертикальное залегание сохраняется на значительном протяжении, особенно в палеозойских толщах.
При этом в западной части блока большей частью располагаются древние
горизонты, на востоке — более молодые. Такие взаимоотношения наблюдаются, например, в трех блоках по р. Косумнес. Нередко видны замки небольших изоклинальных складок, осложняющих моноклинали. Возможно,
что такие складки распространены здесь очень широко, но при однообразии пород и отсутствии маркирующих горизонтов они часто не улавливаются. Во многих случаях не удается установить масштаб складок, что
видно, например, на профиле в бассейне р. Американ (фиг. 9).

Сильно усложненная структура с мелкими складками, зонами скалывания, с развитием динамометаморфизма пород характерна для приразломных площадей. К востоку от разломов Предгорной системы деформации становятся менее интенсивными. Это отмечалось Талиаферро (Taliaferro, 1942) для севера Сьерра-Невады, где мезозойские толщи («ф. Милтон») залегают в широкой симметричной синклинали с крутыми крыльями, практически не осложненной мелкими складками.

Мелкие осложняющие нарушения в слоистых толщах образуются, повидимому, и близ контактов с телами гранитоидов — например, к северовостоку от Оровилла, где простирания слоев параллельны крутым границам интрузивных массивов (Compton, 1955; см. фиг. 3).

Взаимоотношения между отложениями в соседних блоках свидетельствуют о значительных перемещениях по разломам Предгорной системы. Кларк высказал предположение о преобладании здесь горизонтальных движений и оценил горизонтальную составляющую в несколько десятков или сотен километров. Однако имеющихся данных недостаточно даже для установления направления смещения (Clark, 1960б). Решение этого вопроса особенно затруднено почти повсеместной парадлельностью разломов и слоистости. В последнее время ряд работ был посвящен специальному изучению мелких деформаций и линейной ориентировки в породах западной зоны. Их авторы пришли к предположению о преобладании горизонтальных перемещений на последнем этапе невадийских деформаций в западной Сьерра-Неваде (Compton, 1955; Clark, 1960a; Chandra, 1961; Baird, 1962; Best, 1963; Christensen, 1963; и др.). Э. Клоос на основании изучения оперяющих трещин в зонах разломов и Комптон на основании изучения кливажа и мелких приразломных складок предполагали правобоковое смещение по разломам. А. Лоук и другие (Locke a. o., 1940) предполагали преобладание горизонтальных (правобоковых) движений в Сьерра-Неваде по структурному рисунку линейных ориентировок в гранитоидах и метаморфических породах.

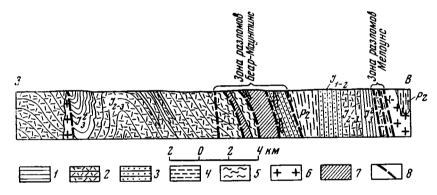
2 Е. Н. Меланхолина 17



Фиг. 5. Геологический профиль через западную зону Сьерра-Невады, в районе 1 — четвертичные отложения; 2 — отложения триаса и юры; 3 — палеозойские отложения;  $4-8 \rightarrow$  нах. 6 — в более молодых). 6 — кварцевые монцониты, 7 — гранодиориты, 8 — диориты и габбро;

Вертикальная составляющая смещения, по мнению Кларка, измеряется несколькими километрами; наибольшее перемещение — по разлому Мелоунс. В южной части разломов Мелоунс и Беар-Маунтинс в восточных висячих крыльях располагаются более древние породы; на севере неясны обычно даже возрастные взаимоотношения толщ в соседних блоках.

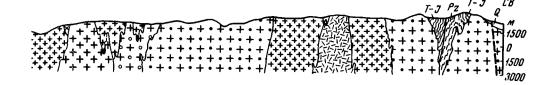
Возраст разломов Предгорной системы — верхнеюрский. Самые молодые из отложений, рассеченных разломом Мелоунс, оксфорд-нижнекимериджские («ф. Марипоза»). Разломом Беар-Маунтинс рассечены отложения, лежащие согласно на оксфорд-нижнекимериджских, но более древние, чем титонские. Из взаимоотношений с осадочными толщами нижняя возрастная граница для движений по разломам устанавливается



Фиг. 6. Геологический профиль через западную зону Сьерра-Невады, вдоль р. Косумнес (Clark, 1960б).

1 — аспидные сланцы верхней юры (на востоке — «ф. Марипоза»);
 2 — вулканогенные породы средней — верхней юры;
 3 — терригенные отложения средней — верхней юры;
 4 — палеозойские отложения («гр. Калаверас»);
 5 — рассланцованные метаморфические породы;
 6 — гранитоиды (на востоке — гранодиориты, на западе — диориты);
 7 — серпентиниты;
 8 — разломы

в кимеридже. Верхняя возрастная граница устанавливается по взаимоотношениям с плутонами батолита Сьерра-Невады, которые моложе разломов (Ватемап а. о., 1963). В западной зоне также известны плутоны, более молодые, чем разломы. В частности, к северо-востоку от Фолсома интрузия гранодиоритов и кварцевых диоритов рассекает два разлома Предгорной системы; абсолютный возраст гранодиоритов — 131 млн. лет, кварцевых диоритов — 143 млн. лет (Curtis a. о., 1958). Вместе с тем есть и другие плутоны, по-видимому, более древние, чем разломы,— например, массив гранитоидов в районе Плимута. Таким образом, выясняется связь



р. Мерсед (Bateman a. o., 1963).

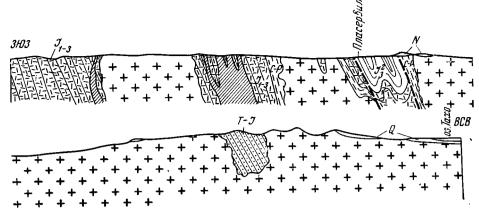
породы батолита Сьерра-Невады: 4 — гранит-порфиры, 5 — граниты (a — в более древних плуто- $oldsymbol{9}$  — серпентиниты; 10 — разломы

основных движений по разломам Предгорной системы с невадийскими деформациями. Заложение разломов могло быть более ранним, но доказательства ранних движений неизвестны. Не доказаны также и позднейшие смещения. У. Линдгрен считал разломы на западе Сьерра-Невады меловыми и третичными, Г. Лоудербек — послеверхнемиоценовыми (Reed, 1933). Вероятно, разломы действительно были активны в кайнозойское время. Движения по ним, возможно, определяли поднятие блока Сьерра-Невады и опускание в прогибе Грейт-Вэлли.

Кларк, Бейтман и другие исследователи считают, что современное распространение палеозойских отложений на востоке западной зоны и мезозойских на ее западе вызвано перемещениями по разломам Предгорной системы. Первоначально здесь располагалась моноклиналь с наклоном слоев на восток — возможно, западное крыло синклинория. Как восточное крыло синклинория рассматривается моноклиналь у восточного края батолита (останцы Риттер-Рэндж и Маунт-Моррисон); отмечается появление на востоке слоев все более древних, вплоть до кембрийских и докембрийских отложений в горах Уайт и Иньо. Батолит Сьерра-Невады располагается в осевой части предполагаемого синклинория. Однако эти предположения очень произвольны. Достоверно можно судить лишь о крупных структурных формах на западе Сьерра-Невады.

Приведенные данные можно дополнить еще сведениями о разломах в других частях Сьерра-Невады. У восточного склона хребта известен ряд разломов субмеридионального простирания. Вдоль границы с грабеном долины Оуэнс располагаются протяженные крутые сбросы с амплитудой порядка 1000 м (разлом Сьерра-Невада). Они косо секут структуры палеозойских и мезозойских толщ и батолита. Севернее закартированы многочисленные более мелкие сбросы, расположенные часто кулисно. Вдоль них располагаются горсты, сложенные породами невадийского комплекса, и грабены, выполненные кайнозойскими отложениями. По некоторым из сбросов известно смещение плейстоценовых морен порядка 1000 м (Putnam, 1960; и др.). По этой системе сбросов блок Сьерра-Невады в целом приподнят относительно структур области Большого Бассейна. Время движения по сбросам — кайнозой. Л. Пакисер (Pakiser, 1960) рассматривает систему сбросов восточного ограничения Сьерра-Невады как крупную зону скалывания с преобладающим вертикальным и небольшим горизонтальным (левобоковым) смещением. Ослабленные участки этой зоны оказались местом вулканических извержений конца кайнозойского времени.

К югу от тридцать шестой параллели в центральной части Сьерра-Невады известен протяженный разлом Керн-Каньон. Меридиональное простирание разлома соответствует простиранию этой части массива и вытянутости отдельных останцов. Разлом прослежен в значительной части среди гранитов. Достоверно установлены только характер и время последних движений по разлому. Это в основном сбросовые смещения (опуще-



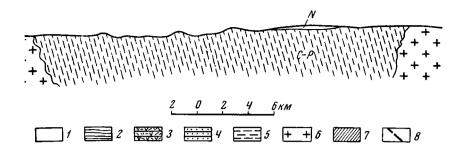
Фиг. 7. Геологический профиль через западную зону Сьерра-Невады, в районе р. Амелинения: z— «ф. Марипоза» (оксфорд — лаверас», карбон — пермы; z — гранитоиды; z — серпентиниты; z — разломы

но восточное крыло), происходившие в кайнозое вплоть до движений при современных землетрясениях. На юге к разлому Керн-Каньон кулисообразно примыкает разлом Уайт-Волф северо-восточного простирания, по которому известны сдвиговые перемещения при современном землетрясении (левобоковые).

На юге блоковый массив Сьерра-Невады обрезан разломом Гарлок, прошелшим почти под прямым углом к региональному простиранию невадийских структур. Разлом Гарлок протягивается в северо-восточном направлении (на востоке — субширотно) более чем на 250 км, далеко на восток от Сьерра-Невады. Он служит границей нескольких крупных областей, обособляющихся в современной структуре. Зона разлома (шириной около 1,5 км) на всем протяжении имеет рифтовое строение, сходное с известным для разлома Сан-Андреас. Для позднекайнозойского времени по разлому Гарлок устанавливается преимущественно горизонтальное смещение (левобоковое) с амплитудой, возможно, до 40 км (Nolan, 1943). Однако вертикальная составляющая движения, по-видимому, также была значительной — по крайней мере на участке между поднятым блоком Сьерра-Невады и блоком пустыни Мохаве. Характер раннекайнозойских движений по разлому неясен. Время заложения разлома относят к эопену. Д. Хьюитт (1957) подчеркивает, что разлом Гарлок образовался позже деформаций конца мезозоя и связан с кайнозойской историей региона. Предполагают, что разлом Гарлок и другие разломы, отмеченные на юге и у восточного края Сьерра-Невады, входят в гигантскую систему разломов Южных Кордильер, существующую по крайней мере с миодена (Кинг. 1961; и др.).

Из описания структурных особенностей Сьерра-Невады видно, что следы невадийских деформаций сохранились почти исключительно на западе хребта. Именно на материалах по геологии этого района и было создано представление о невадийской орогении Кордильер (А. Лоусон; Taliaferro, 1942; Ирдли, 1954; Штилле, 1964а, б; и др.). Этим термином обозначались деформации палеозойско-мезозойских толщ и последующее внедрение гранитоидных плутонов; предполагалось, что они имели место в течение весьма непродолжительного времени — в конце верхней юры, между кимериджем и портландом.

Такие узкие возрастные рамки невадийской складчатости были установлены Талиаферро на основе сравнения геологических взаимоотношений, наблюдавшихся в разных структурных условиях. Вдоль границы ме-



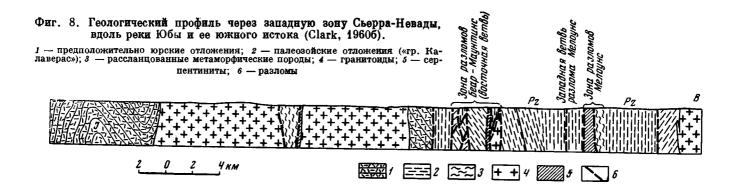
рикан (Clark, Carlson, 1956). кимеридж), 3— «ф. Амадор»; 4— отложения триаса и юры; 5— палеозойские отложения («гр. Ка-

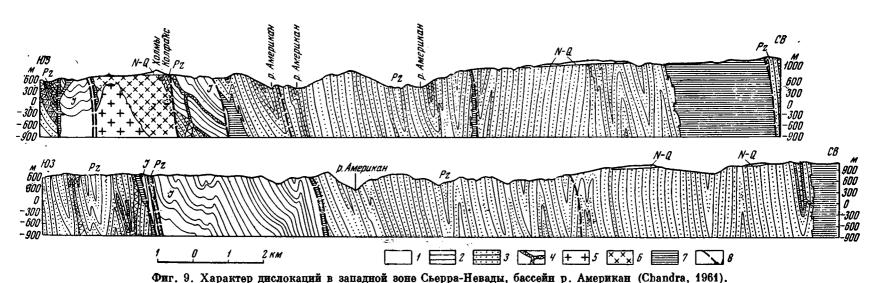
зозоид Сьерра-Невады и прогиба Грейт-Вэлли — внешнего в кайнозойской тектонической зоне — интенсивно дислоцированные юрские отложения (до кимериджа включительно в «ф. Марипоза») перекрыты полого залегающими верхнемеловыми толщами («ф. Чико»). Внутри кайнозойской зоны, на западном борту прогиба Грейт-Вэлли, верхнемеловые толщи («ф. Чико») залегают согласно на более древних образованиях, включающих в низах портландские слои («ф. Ноксвилл» и «ф. Францискан»). При этом францисканские отложения считались более древними, чем ноксвиллские, и более молодыми, чем все верхнеюрские толщи, захваченные невадийской складчатостью. Сопоставляя эти данные, Талиаферро пришел к выводу о кратковременности невадийской складчатости (промежуток времени от конца кимериджа до портланда) и последовавшего внедрения интрузий <sup>1</sup>, о накоплении францисканско-ноксвиллских отложений в троге, заложившемся к западу от Сьерра-Невады после окончания орогении.

Как пишет Кинг, приведенное заключение не разделялось геологамиполевиками. Однако вывод о позднеюрском возрасте невадийской орогении не только вошел в литературу, но и стал применяться к районам, весьма удаленным от Сьерра-Невады (чего никогда не делал Талиаферро).

Геологические исследования последних лет позволили пересмотреть данные, на которые опирался Талиаферро. Так, появились показательства более широкого возрастного интервала для францисканских отложений (верхи верхней юры — низы верхнего мела; Irwin, 1960a); выявляется наличие в Сьерра-Неваде отложений моложе кимериджа («слои Монте-де-Opo»); определения абсолютного возраста гранитоидов Сьерра-Невады показывают их разновозрастность и длительность внедрения. На основании этих и других материалов специалисты по геологии Кордильер все больше приходят к выводу о длительности невадийской орогении в Калифорнии и о разновременности дислокаций в разных районах (Кинг, 1961; Dott, 1961; Eardley, 1962; Bateman a. o., 1963; и др.). Согласно Кингу, процесс невадийской складчатости и внедрения гранитоидов продолжался в Калифорнии длительно, в течение позднеюрского — раннемелового времени; накопление на западе францисканских и более молодых отложений могло происходить одновременно с орогенией в Сьерра-Неваде при общем понижении интенсивности деформаций в западном направлении.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Талиаферро допускал все же, что образование батолита Сьерра-Невады могло быть многофазным и продолжаться до нижнего мела.





1 — неоген-четвертичные отложения;
 2 — юрские отложения;
 3 — палеозойские отложения («гр. Калаверас»);
 4 — дайки андезитов и диабазов;
 5 — гранодиориты;
 6 → габбро;
 7 — серпентициты;
 8 — разломы

В результате невадийских деформаций в Сьерра-Неваде были образованы протяженные линейные структуры — крутые моноклинали и сжатые складки с весьма существенной ролью разломов. Выше отмечалось предположение о значительных сдвиговых смещениях по разломам Предгорной системы. Геологи, изучавшие мелкие линейные элементы на западе Сьерра-Невады, выделяют здесь две генерации структур. Предполагается, что на раннем этапе невадийских деформаций при боковом сжатии были образованы изоклинальные складки север-северо-западного простирания, с крутыми осевыми плоскостями и почти горизонтальными осями. На позднем этапе происходило горизонтальное (или слегка диагональное) смещение по разломам в субмеридиональном направлении, с образованием мелких линейных структур, отмеченных выше. Геологические доказательства такого предположения пока недостаточны; точнос совпадение простирания складок и более молодых разломов малоправдоподобно.

Внедрение ультраосновных пород имело место после основных складчатых деформаций, но, возможно, при продолжающемся движении по разломам. Тела ультраосновных пород были приурочены к зонам разломов и распространены преимущественно к северу от Плимута, в расширяющейся части западной зоны Сьерра-Невады. Далее следовало формирование плутонов гранитоидов. Их расположение было подчинено определенным структурным направлениям; отсюда — параллельность западного края батолита разломам Предгорной системы, вытянутость отдельных плутонов и меридиональное расположение полосы плутонов на западе Сьерра-Невады. Внедрение гранитоидов было процессом многофазным. Ранние фазы проявились преимущественно на западе и представлены породами от габбро до гранодиоритов. В это время разломы Предгорной системы были еще активны: как отмечает Кларк, они рассекают большую часть плутонов западной зоны. В поздние фазы пло формирование батолита Сьерра-Невады, образованного породами от кварцевых диоритов до аляскитов. По геологическим данным отмечено, что более кислые разности пород слагают восточную часть батолита и были внедрены в последние фазы. По данным абсолютного возраста время их внедрения определяется серединой меда. Район Сьерра-Невады представлял собой в это время складчатое горное сооружение.

В последующей истории Кордильер район Сьерра-Невады находился всегда в полосе поднятий и подвергался эрозии. Уже в меловое время были вскрыты интрузии гранитоидов на западе территории, в эоцене был широко эродирован батолит Сьерра-Невады. Величина поднятия хребта в третичное время более 1000 м (по некоторым данным, до 3000 м). Область интенсивного прогибания в мелу и кайнозое располагалась в пределах Большой долины Калифорнии и далее на запад.

#### ГОРЫ КЛАМАТ

Горы Кламат образуют крупный массив на севере Калифорнии и юге Орегона. Невадийские структуры этой территории расположены на северо-западном продолжении структур западной зоны Сьерра-Невады. Они сохранились довольно полно и прослеживаются в меридиональном направлении на расстояние около 400 км, в широтном — до 150 км.

Геологические особенности гор Кламат известны лишь в самых общих чертах. Отдельные разрезы палеозойских и мезозойских отложений этой территории, некоторые массивы гранитоидов и серпентинитов были изучены еще Диллером (Reed, 1933) и позднее Н. Хиндсом (Hinds, 1934, 1940). Юрские отложения описаны Талиаферро (Taliaferro, 1942). Более подробные исследования на территории гор Кламат и геологическое кар-

тирование начаты сравнительно недавно (Cater, Wells, 1953; Kinkel a. o., 1956; Oesterling a. o., 1958; Wells a. o., 1959; Davis a. o., 1965; Hollister, Evans, 1965; и др.). В последнее время появились также работы по отдельным вопросам стратиграфии (Imlay a. o., 1959; Churkin, Langenheim, 1960; Coogan, 1960; Irwin, 1960б). У. Ирвином составлены сводная геологическая карта и описание гор Кламат в пределах Калифорнии (Irwin, 1960a; Geology..., 1966). Северная часть гор Кламат изображена на геологической карте Орегона (Geologic map of Oregon..., 1961).

Основные структурные элементы гор Кламат простираются дугообразно, с постепенной сменой северо-западных простираний, идущих от Сьерра-Невады, меридиональными и затем северо-восточными. При тектоническом районировании Ирвином были выделены: центральный метаморфический пояс, восточный пояс палеозойских пород, западный пояс палеозойских и триасовых пород. Далее к западу протягивается полоса распространения юрских отложений. На самом востоке региона выше палеозойских залегают триасовые и юрские толщи.

Центральный метаморфический пояс представляет собой узкую (около 15 км) зону развития кристаллических сланцев, которые считались прежде самыми древними образованиями гор Кламат. Здесь описаны две толщи: «ф. Эбрамс» и «ф. Салмон», различающиеся по составу, но сходные по степени метаморфизма пород. «Ф. Эбрамс» образована кварцевослюдистыми сланцами с прослоями и линзами кварцитов, метаморфизованных конгломератов и мраморов; ее мощность порядка 1500 м. Породы считаются в основном метаосадочными. Отмечаются также пластовые и секущие тела роговообманковых сланцев, образованные, по-видимому, по изверженным породам основного состава. В «ф. Салмон» преобладают роговообманковые сланпы (предположительно метавулканические), в полчиненном количестве встречаются хлоритовые сланцы и метаосадочные породы; мощность отложений до 1500 м. Хиндс, описавший эти толщи, считал «ф. Салмон» залегающей выше, чем «ф. Эбрамс». Но на юге пояса наблюдаются скорее обратные взаимоотношения толщ (Irwin, 1960б). В центральной части пояса установлено залегание метаосадочных образований, относившихся к «ф. Эбрамс», как ниже «ф. Салмон», так и выше нее (Davis a. o., 1965). Кристаллические сланцы, подобные развитым в пределах центрального пояса, указываются также у границы Калифорнии и Орегона, в восточной части гор Сискью (Weaver, 1945; Irwin, 1960a).

В районе Уивервилла кристаллические сланцы перекрыты отложениями верхнего девона — миссисипия, что определяет их возраст как доверхнедевонский. Хиндс (Hinds, 1940) считал кристаллические сланцы доордовикскими и, возможно, докембрийскими. Ирдли (1954) условно относил «ф. Эбрамс» к докембрию, «ф. Салмон» к кембрию. Ю. М. Шейнманн (1956) обе толщи рассматривал как докембрийские. Основанием для этих представлений о большой древности пород послужила лишь сравнительно высокая степень их метаморфизма. Однако, как пишет Ирвин, породы пентрального пояса могут оказаться метаморфизованными аналогами палеозойских отложений, распространенных восточнее и западнее. Например, среди девонских отложений на востоке гор Кламат отмечаются участки интенсивно метаморфизованных пород, сходных с известными в «ф. Салмон». Ирвин (Geology..., 1966) приводит определения абсолютного возраста по роговым обманкам из «ф. Салмон» и по мусковитам из «ф. Эбрамс», отвечающие карбону и дающие, вероятно, возраст метаморфизма (270—340 млн. лет).

В восточном поясе гор Кламат палеозойские отложения изучены наиболее детально. Самые низкие горизонты разреза обнажены в северной части пояса, на междуречье рек Шаста и Скотт. Это — глинистые сланцы, песчаники, алевролиты, туфы с пластами и линзами биогерм-

ных известняков и нередко кремнистых пород, мощностью порядка 1000 м («ф. Гейзелл»). В отложениях собраны силурийские трилобиты, брахиоподы и кораллы (две формы — верхнеордовикские).

Более высокие слои описаны в районе Реддинга и Уивервилла (Hinds, 1940; Kinkel a. o., 1956; Oesterling a. o., 1958; Coogan, 1960; Irwin, 1960a; Geology..., 1966). Здесь известен следующий разрез:

Мощность, м
1. Переслаивание спилитовых, иногда кератофировых лав, туфов и аг-
ломератов, с прослоями глинистых сланцев и кремнистых пород, подош- ва не наблюдалась («зеленокаменные породы Копли», предположитель-
но девонского возраста)
Постепенный переход
2. Лавы и туфы кварцевых кератофиров («риолит Балаклала») изменчива
Размыв до 1000
3. Глинистые сланцы, алевролиты, туфы и кремнистые породы, с пла-
стами и линзами известняков, содержащих фауну верхов среднего —
низов верхнего девона («ф. Кеннет») около 120
Размыв
4. Переслаивание глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и
конгломератов, иногда также пирокластических и кремнистых пород
(«ф. Брагдон» с редкими ископаемыми девона — миссисипия); у горы
Басс в низах толщи отмечается горизонт базальтов до 1800
5. Туфы, туффитовые глинистые породы и песчаники, местами с пач-
ками известновистых и кремнистых глинистых сланцев, с пластами зе-
ленокаменных пород и кератофиров («ф. Беирд» с фауной миссиси- пия, а в верхах пенсильвания)
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
Размыв
6. Известняки с отдельными прослоями кремнистых пород («известняки
Мак-Клауд» с фауной нижней перми)
юге — значи-
Тельно меньше
Размыв
7. Пирокластические породы и реже лавы основного состава, глинистые
сланцы, туффитовые песчаники и конгломераты, иногда глинистые из- вестняки с нижнепермскими ископаемыми («ф. Нозони»)
Постепенный переход
8. Лавы и пирокласты андезитового и базальтового состава, с прослоя-
ми глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и иногда кремни- стых пород («андезит Деккас»); отложения содержат пермские ископае-
мые, но частично могут относиться к выжнему триасу около 1000
AMO, HO RECEIVED MOLY! OLDOWRIBON & PARTICULAR IPAGOY ORONO 1000

Общая мощность отложений в этом разрезе до 7000 м и более. Мощность всего палеозойского разреза более 8000 м. Отложения во многом сходны с известными на севере Сьерра-Невады (Diller, 1908; Hinds, 1934). Отмечается, например, сходство верхней толщи с пермскими образованиями района Тейлорсвилла, а также хр. Гумбольдт в западной Неваде (Albers, Robertson, 1952). Породы обычно метаморфизованы лишь в контактах с гранитными плутонами.

В западном поясе палеозойских и триасовых пород отложения подобны развитым в восточном поясе, но интенсивнее дислоцированы и метаморфизованы (Irwin, 1960а). Изучены они довольно слабо. Толци, обнаженные в разных районах, пока не сопоставлены, часто рассматриваются как разновозрастные и описываются под различными названиями («нижняя сланцевая серия», по О. Хирши; «юго-западные девонский и каменноугольный пояса», по Диллеру; «ф. Чанчелулла», по Хиндсу; «ф. Грейбек», по Дж. Максону; «гр. Эплгейт», по Ф. Уэллсу и др.). На большей части площади распространены филлиты, аспидные сланцы и кремнистые породы. В подчиненном количестве встречаются зеленокаменные породы, в отдельных линзах — перекристаллизованные известняки, иногда также кварциты и метаморфизованные конгломераты. Кремнистые породы местами преобладают в разрезе; обычно они образуют пачки тон-

кого переслаивания с аспидными сланцами. Зеленокаменные породы иногда обильны, например, у северной оконечности пояса, но чаще встречаются в небольших выходах или образуют отдельные пачки среди осадочной толши. По составу породы отвечают базальтам и андезитам, но обычно сильно изменены и не сохранили первичной структуры и текстуры. Лишь иногла наблюдаются пиллоу-лавы, агломераты и миндалекаменные разности пород, свидетельствующие об образовании их по эффузивам. Предполагают, что часть зеленокаменных пород может быть аналогом «ф. Копли». Возможно, здесь встречаются и аналоги юрской «ф. Галис». Некоторые тела имеют, по-видимому, интрузивное происхождение. Общая мощность отложений западного пояса неизвестна; на отдельных участках отмечаются мощности порядка 1500—2500 м. Ископаемые встречаются только в известняках и редко имеют хорошую сохранность. Среди них определены девонские, каменноугольные, пермские и триасовые формы, в частности, аммониты верхнего триаса на юге территории (Irwin, 1960a; Silberling, Irwin, 1962). На северо-востоке западного пояса, в горах Скоттбар, развиты кварцево-слюдистые сланды, кварциты и амфиболиты с линзами мрамора. По мнению Ирвина, это — эквиваленты отмеченных пород, сильнее метаморфизованные.

Приведенные данные весьма отрывочны. Но все же из них видно, что палеозойские и триасовые толщи западного пояса гор Кламат расположены примерно на простирании одновозрастных толщ западной зоны Сьерра-Невады и сходны с ними по составу и степени метаморфизма. На протяжении многих сотен километров вдоль простирания структур характер разреза палеозойских отложений существенно не изменяется.

Мезозойские отложения на востоке гор Кламат перекрывают пермские толщи с местными несогласиями. В округе Шаста описан следующий разрез (Reed, 1933; Hinds, 1934; Reeside a. o., 1957; Geology..., 1966):

65,,	Мощность, м
1. Преимущественно вулканогенные породы андезитового состава,	, .
в верхах риолиты, распространенные неповсеместно («риолит Балли —	
Хилл», по-видимому, нижний триас)	до 700
2. Глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников и кислых	
туфов с линзами известняков («ф. Пит» с аммонитами анизийского —	
карнийского ярусов)	r 600 до 1500
3. Известняки, частично биогермные («известняки Хосселкас» с фау-	
ной карнийского яруса)	80
4. Глинистые сланцы с прослоями туффитов («глинистые сланцы Брок»	
с норийской фауной)	около 120
Возможно, несогласие	
5. Аргиллиты, вулканогенные образования андезитового состава, иногда	
конгломераты, песчаники и линзы известняков («ф. Модин» с фауной	
норийского яруса, рэта и нижнего лейаса)	около 1600
Возможно, несогласие	
6. Переслаивание андезитовых лав, пирокластических пород и песчани-	
ков («ф. Арвинсон» с аммонитами синемюра)	до 1500
Постепенный переход	
7. Глинистые сланцы и туфогенные песчаники с прослоями конгломе-	
ратов, известняков и пирокластических пород («ф. Потэм» содержит	200
аммониты среднего — верхнего лейаса, может быть, также и байоса)	300

Общая мощность отложений триаса и юры более 5000 м. Разрез их сопоставляется с отмечавшимся для района Тейлорсвилла, но включает слои среднего и, вероятно, нижнего триаса, не известные на севере Сьерра-Невады. Верхние горизонты разреза перекрыты на востоке верхнемеловой толщей и лавами неогена, образующими плато Модок. Поэтому верхнеюрские отложения на востоке гор Кламат не обнажаются.

Юрские отложения, распространенные на западе гор Кламат, соприкасаются с палеозойскими и триасовыми породами западного пояса обычно по разломам. Описание их приводится в ряде работ (Taliaferro, 1942; Cater, Wells, 1953; Irwin, 1960a; и др.).

. . . . . . . . . не менее 2000

Нижняя толща («ф. Лотан») 1. Полиминтовые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, с линзами кремнистых пород, иногда с пластами базальтовых лав и лавобрекчий; находки фауны очень редки и не имеют стратиграфического значения верхняя толща («ф. Галис») 2. Переслаивание метаморфизованных лав (иногда пиллоу-лав) и пирокластических пород с отдельными линзами аспидных сланцев; состав пород изменяется от риолитов до базальтов (есть и спилиты), но всегда

изредка с линзами песчанистых известняков; известны отдельные наход-

ки ископаемых оксфорда — кимериджа . . . . . . . . . . . . порядка 1000 Общая мощность отмеченных толщ порядка 7000 м. Как показано Диллером и Талиаферро, отложения «ф. Галис» и «ф. Марипоза» Сьерра-Невады идентичны литологически, одинаково метаморфизованы и содержат одну и ту же фауну. Сопоставление их не вызывает сомнений. «Ф. Допо составу и стратиграфическому положению сопоставляется с «ф. Амадор». Высказывалось, правда, мнение, что «ф. Дотан» моложе «ф. Галис». Но Талиаферро, а позднее Уэллс в бассейне р. Рог наблюдали, что «ф. Галис» с постепенным переходом залегает выше «ф. Дотан». В результате изучения юрских отложений на западе Сьерра-Невады и гор Кламат Талиаферро установил большое постоянство их разреза в пределах этой протяженной зоны.

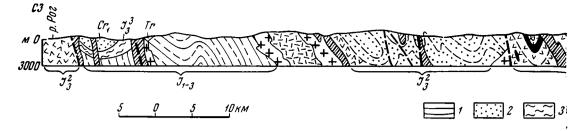
Отложения «ф. Галис» — самый молодой член в разрезе невадийского комплекса гор Кламат. Местами они резко несогласно перекрыты малообразованиями. Стратиграфический третичными «ф. Галис» с более молодыми верхнеюрскими толщами, распространенными в пределах кайнозойской тектонической зоны, наблюдается лишь на самом севере территории. Здесь для отложений, сопоставляемых с францисканскими, отмечается резкое несогласие в основании, отсутствие метаморфизма и более простые структурные формы, чем для отложений «ф. Галис» (Taliaferro, 1942; Geologic map of Oregon..., 1961). Однако вопросы сопоставления юрских толщ Калифорнии и Орегона еще не вполне ясны, и литературные данные несколько противоречивы.

В пределах Калифорнии контакт отложений «ф. Галис» и «ф. Францискан» всегда тектонический. Структуры гор Кламат ограничены на западе и юго-западе протяженным разломом. В узкой зоне вдоль разлома, в горах Саут-Форк и южнее, отложения «ф. Галис» превращены в кварцево-слюдистые и иногда зеленые сланцы с прослоями метаморфизованных конгломератов, кремнистых пород и глаукофановых сланцев (Irwin, 1960a).

Интрузивные образования гор Кламат весьма сходны с отмеченными для западной зоны Сьерра-Невады. Тела ультраосновных пород здесь более многочисленны 1. Одни из них располагаются в зонах разломов, другие занимают широкие площади и описываются как силлы. Напболее крупные силлы закартированы в меридиональных частях структур гор Кламат. В составе больших массивов известны перидотиты и местами дуниты, но большей частью породы превращены в серпентиниты. В ассоциации с ними встречаются также мелкие тела габброидных пород. Тела серпентинитов часто сильно раздроблены, а контакты их с вмещающими породами плохо обнажены. Но в ряде мест известно, что серпентиниты секут различные образования невадийского комплекса, включая и верхнеюрские толщи («ф. Галис»). Одно из серпентинитовых тел на северо-западе Большой долины перекрыто нижнемеловыми отложениями.

Гранитоидные интрузии, как устанавливается, например, в горах Сискью, моложе серпентинитов. Это штоки, небольшие батолиты и дайки. Они или имеют неправильные в плане очертания, или вытянуты вдоль простирания структур гор Кламат. Состав пород изменяется от диоритов

<sup>1</sup> В крайней восточной части площади они отсутствуют.



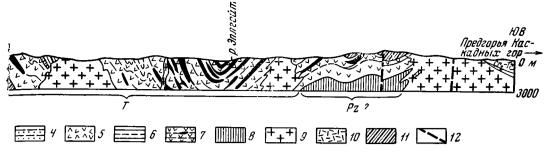
Фиг. 10. Геологический профиль через северную часть гор Кламат (Geologic map of 1 — верхнемеловые — третичные отложения; 2 — нижнемеловые отложения; 3 — отложения порт ванные породы «ф. Галис»; 6 — отложения «ф. Дотан»; 7 — преимущественно триасовые отложения породы от гранитов до диоритов; 10 — габбро;

до гранодиоритов, граниты встречаются нечасто; внутри крупных тел наблюдаются иногда участки габбро. На юге региона гранитоидные плутоны группируются в две полосы. Западная полоса протягивается вдоль западного пояса палеозойских и триасовых пород; в составе плутонов преобладают роговообманковые диориты. Плутоны восточной полосы располагаются внутри центрального и на западе восточного поясов; они сложены преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Местами видно, как эти породы рвут внедрившиеся раньше диориты. На севере гор Кламат две полосы плутонов четко не выделяются.

Исходя из геологических взаимоотношений, время внедрения гранитоидов должно быть отнесено к концу верхней юры — началу нижнего мела. На северо-западе Большой долины нижнемеловые слои перекрывают
кварцевые диориты плутона Шаста-Бэлли и содержат их гальку. Немного южнее эти слои («серия Шаста») ложатся согласно на портландскую
толщу («ф. Ноксвилл»). Вероятно, внедрение плутона Шаста-Бэлли произошло до отложения «ф. Ноксвилл», в конце верхней юры. Радиометрические данные (кали-аргоновый метод) подтверждают верхнеюрский возраст плутона. Почти все известные значения абсолютного возраста гранитоидов гор Кламат — от 127 до 146 млн. лет — отвечают верхней юре и
совпадают с данными для западной зоны Сьерра-Невады (Curtis a. о.,
1958; Davis a. о., 1965). Ультраосновные породы были внедрены раньше
гранитоидов, однако неясно, все ли они являются одновозрастными.

Детали невадийской структуры гор Кламат закартированы на небольших площадях и наблюдались в ряде пересечений. В общем строении выделенных Ирвином поясов, по-видимому, много сходства с блоками западной зоны Сьерра-Невады. Так, в пределах западной полосы юрских отложений обычно видно моноклинальное залегание слоев с наклоном в восточных румбах, осложненное продольными разломами и мелкими складками. У границы Калифорнии и Орегона среди осложняющих форм известны крутые взбросы север-северо-восточного простирания и закрытые перевернутые складки с осевыми плоскостями, грубо параллельными вэбросам (Cater, Wells, 1953). Подобные структуры наблюдались и севернее (Geologic map of Oregon..., 1961; фиг. 10). Внутри западного пояса палеозойских и триасовых пород тоже отмечаются протяженные крутые моноклинали и мелкие сжатые складки. Его северная часть, возможно, представляет собой сравнительно простую синклиналь северовосточного простирания. Общее строение западного пояса не определено из-за неясности стратиграфии.

Строение центрального метаморфического пояса также еще неясно. В его южной части, близ Уивервилла, метаморфические толщи образуют синклинальную структуру северо-западного простирания, осложненную мелкими складками, иногда изоклинальными (Irwin, 19606); в ядре ее



Oregon.... 1961).

ланда (аналоги «ф Носксвилл»); 4 — отложения «ф. Галис» (оксфорд—кимеридж); 5 — метаморфиво-«ф. Эплгейт»; 8 — кристаллические сланцы, предположительно палеозойские; 9 — гранитоидные 11 — серпентиниты; 12 — разломы

выходят породы «ф. Эбрамс». Палеозойские толщи восточного пояса залегают в моноклинали с общим наклоном слоев на восток под углом 50— 70° (Kinkel a. o., 1956; Coogan, 1960; и др.). На востоке моноклиналь несколько выполаживается и продолжается в мезозойских слоях. На фоне моноклинали нередко видны мелкие складки и разломы. Они зависят от пластичности слоев и часто имеют дисгармоничный характер. Встречаются складки самой различной формы и ориентировки. Местами простирания слоев следуют контурам интрузивных массивов. Но большей частью простирания мелких структур совпадают с простиранием крупных. Как отмечает Ирвин, дислокации отложений в пределах восточного пояса в целом слабее, чем в западном поясе. Распространение интрузивных тел здесь незначительно.

Все пояса гор Кламат прослеживаются на значительные расстояния, образуя дугу с выпуклостью на запад. По границам поясов проходят разломы, лежащие на продолжении разломов Предгорной системы западной Сьерра-Невады. На большей части своего протяжения разломы представляют, по-видимому, взбросы с поднятым восточным крылом. Амплитуды смещения по разломам неясны. Строение зон разломов очень редко удается наблюдать в обнажениях. Продольные разломы, установленные местами внутри поясов, также, вероятно, имеют характер взбросов. Нередко с зонами разломов связаны тела серпентинитов. Узкие протяженные тела серпентинитов располагаются вдоль границы центрального и восточного поясов. Сместители разломов и слои в блоках между разломами большей частью наклонены на восток под крутыми и средними углами (Irwin, 1960а). Таков же наклон осевых плоскостей мелких изоклинальных складок, осложняющих местами моноклинали. Западным ограничением невадийских структур гор Кламат является крутой взброс, вдоль которого в узкой зоне динамометаморфизма породы «ф. Галис» превращены в кристаллические сланцы, упоминавшиеся выше. Такие же сланцы известны и дальше к западу, в горах Ридвуд (Северные Береговые хребты). Они обнажаются в узкой зоне среди францисканских отложений, ограниченной на западе тоже крутым взбросом, а на востоке сбросом.

На востоке складчатые структуры и интрузивные массивы гор Кламат перекрыты верхнемеловой толщей. На юге все структурные элементы региона резко несогласно перекрываются меловыми отложениями прогиба Грэйт-Вэлли. Немного южнее Реддинга разрез этих отложений начинается с нижних горизонтов мела («серия Шаста»). Далее к юго-западу в низах разреза залегают уже отмечавшиеся портландские слои («ф. Ноксвилл»). Таким образом, время складчатых деформаций в горах Кламат, как и на западе Сьерра-Невады, определяется самым концом юры, местами, возможно, и началом мела. Внедрение серпентинитов и грани-

тоидов происходило после основных невадийских деформаций.

Сравнение материалов по геологии гор Кламат и западной зоны Сьерра-Невады показывает не только общее сходство этих областей, но и значительную выдержанность по простиранию отдельных структурных элементов (Clark, 1960б; и др.). Внутри протяженных поясов, разделенных разломами, наблюдаются общность формационного состава отложений и даже сходство разрезов. Так, разрез палеозойских и мезозойских отложений на востоке гор Кламат сопоставляется с разрезом, описанным в районе Тейлорсвилла<sup>1</sup>. Палеозойские и триасовые породы западного пояса по составу и степени метаморфизма сходны с палеозойскими породами. развитыми в Сьерра-Невале восточнее разлома Мелоунс. Юрские толши западной окраины гор Кламат аналогичны одновозрастным толшам, распространенным к западу от разлома Мелоунс. Метаморфические образования пентрального пояса, возможно, следует сравнивать с метаморфическими породами, отмечавшимися на западе Сьерра-Невады внутри и вблизи зон разломов. Формационная близость отложений дополняется сходством деформаций и магматических проявлений. Совпадает также время деформаций, внедрения серпентинитов и гранитоидов. Вероятно, горы Кламат и западная зона Сьерра-Невады представляют собой части одной крупной структуры невадид. Выше упоминалось также о сходстве отложений и мелких структурных форм в западной зоне Сьерра-Невады и в районах, лежащих южнее на ее простирании. Таким образом, в западной области Южных Кордильер на протяжении более 1000 км паблюдается единство формационного состава, структурных форм и интрузивных образований невадийского комплекса. По мнению Ирвина, северо-восточное продолжение структур гор Кламат наблюдается в Голубых горах на северо-востоке Орегона.

#### полуостровные хребты

Полуостровные хребты Южной Калифорнии и Калифорнийского полуострова подобно Сьерра-Неваде представляют собой крупный блок, где невадийские структуры сравнительно мало нарушены кайнозойскими движениями. Хребты протягиваются в северо-западном направлении на 600 км при ширине около 100 км, образуя в целом расчлененное плато, постепенно понижающееся на запад.

На всем протяжении Полуостровные хребты сложены гранитоидами батолита Южной Калифорнии. В ксенолитах и останцах кровли батолита сохранились местами палеозойские и мезозойские отложения, изученные пока слабо (Larsen, 1948; Beal, 1948; Jahns, 1954). Отнесение пород к палеозойским или мезозойским производится большей частью условно.

Метаморфические породы, распространенные на северо-востоке территории, рассматриваются как палеозойские. В горах Сан-Джасинто, Санта-Роза и Койот известны кварциты, кристаллические известняки, филлиты, роговообманковые и слюдистые сланцы, кварцево-полевошпатовые сланцы и гнейсы, мощностью до 7000 м. Они образованы преимущественно по осадочным породам, в основном терригенного состава. По литологическим особенностям отложения близки к палеозойским отложениям гор Сан-Бернардино. Палеонтологические доказательства возраста очень скудны. В районе Сан-Джасинто упоминаются находки палеозойских (?) ископаемых. Западнее, близ Винчестера, из аналогичных отложений известны сборы фауны миссисипия (?).

Породы, распространенные к юго-западу от Риверсайда и Винчестера, от разломов Агуанга и Элсинор, рассматриваются как мезозойские, преимущественно триасовые. У западного края батолита, в горах Санта-Ана описаны глинистые сланцы и аргиллиты с прослоями кварцитов и

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Можно отметить также частичное сходство этих отложений с развитыми в западной Неваде.

конгломератов и тонкими линзами известняков, видимой мощностью около 6000 м («ф. Бедфорд-Каньон»). В этих отложениях в ряде мест собрана фауна триаса, в том числе брахиоподы нижнего триаса. Так как сланцы гор Санта-Ана литологически очень однообразны, все они считаются триасовыми. Восточнее и юго-восточнее, в горах Элсинор и Санта-Маргарита, известны те же породы, но сильнее метаморфизованные; они также отнесены к триасу.

Восточнее степень метаморфизма еще возрастает и триасовые (?) породы превращаются в слюдистые сланцы, кварциты и зернистые гнейсы, трудно отличимые от более древних образований. В горах Лагуна и Агуа-Тибиа триасовыми, по крайней мере частично, считаются «кристаллические сланцы Джулиан». Это кварцево-слюдистые сланцы и кварциты с прослоями метаморфизованных конгломератов и кристаллических известняков, а также с пластами амфиболитов и кварцево-слюдисто-амфиболитовых сланцев (образованных по эффузивам основного и среднего состава). Подобные породы распространены и на севере Калифорнийского полуострова; преобладают кристаллические сланцы, местами встречаются гнейсы. К. Бил (Beal, 1948) предположительно считает их триасовыми, отмечая возможность более древнего или молодого возраста части пород.

В горах Санта-Ана выше триасовой толщи залегают с угловым несогласием слабо метаморфизованные лавы, туфы и туфобрекчии, иногда с прослоями глинистых сланцев или кварцитов мощностью более 1000 м («вулканические породы Сантьяго-Пик»). Преобладают андезиты и кварцевые латиты, иногда встречаются риолиты и местами, вероятно, базальты. Аналогичные образования распространены у западного края батолита и южнее: к западу от Эскондидо («вулканические породы Сантьяго-Пик») и в округе Сан-Диего («вулканические породы Блэк-Маунтинс»). С ними пространственно связаны гипабиссальные интрузии гранодиоритов, секущие триасовые отложения. Возраст вулканогенных пород по их стратиграфическому положению считается юрским (Larsen, 1948). Высказывалось также мнение, что эти породы могут быть эквивалентны по возрасту нижнемеловым породам Калифорнийского полуострова (Durham, Allison, 1960).

Нижнемеловые отложения Калифорнийского полуострова распространены на простирании юрской (?) вулканогенной толщи также у западного края батолита. Они представлены вулканогенными и терригенными поропами с отпельными пластами известняков, мощностью не менее 3000 м («ф. Алиситос», по Сантиллану и Баррера или «ф. Сан-Фернандо» — Beal, 1948; Silver a. o., 1963; Гарфиас, Чапин, 1956). Среди вулканогенных пород обычны пирокласты андезитового и дацитового состава, реже встречаются андезитовые и базальтовые лавы, иногда — риолитовые туфы. Кислыс лавы нигде не встречены, известны лишь силлы и дайки кислых пород. Среди терригенных пород преобладают полимиктовые песчаники (с большим количеством обломков эффузивов); с ними связаны туфогенные алевролиты, глинистые сланцы, иногда конгломераты. Известняки состоят нередко из смещанных обломков раковин и эффузивов или представлены массивными биогермными разностями. В ряде мест к югу от Энсенады в отложениях собрана фауна альба, преимущественно в средней части разреза.

На основании фаунистических находок и литологического сходства установлено не только тождество пород «ф. Алиситос» и «ф. Сан-Фернандо», но и существование их аналогов среди метаморфических пород «ф. Сан-Тельмо» в ксенолитах батолита (Silver a. о., 1963). Несомненно литологическое сходство нижнемеловых отложений Калифорнийского полуострова и предположительно юрских отложений, распространенных севернее.

Нижнемеловыми отложениями заканчивается разрез невадийского комплекса в Полуостровных хребтах. Они дислоцированы вместе с более

древними слоями, на востоке метаморфизованы; в ряде мест известны секущие контакты гранитных интрузий с фаунистически охарактеризованными нижнемеловыми отложениями. Верхнемеловые толщи, выходящие в узкой полосе на западе территории, резко несогласно перекрывают невадийские образования. Отложения не метаморфизованы и слабо дислоцированы. Ими начинается разрез осадочной серии в кайнозойской тектонической зоне на западе Калифорнии (см. Пущаровский, Меланхолина, 1963).

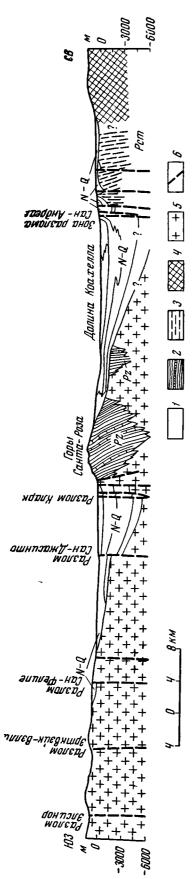
Палеозойские и мезозойские отложения невадийского комплекса обычно метаморфизованы до фации зеленых сланцев (Jahns, 1954). Этот метаморфизм постоянен на значительных площадях. Предполагается, что он не связан с воздействием интрузивных масс и проявился до их внедрения. В восточном направлении степень метаморфизма увеличивается; на востоке Полуостровных хребтов палеозойские породы метаморфизованы до альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Есть мнение, что палеозойские отложения метаморфизованы сильнее мезозойских. Обычен также контактовый метаморфизм — особенно в мелких ксенолитах, где породы изменены до полевоппатовых гнейсов и роговиков.

Батолит Южной Калифорнии сложен породами различного состава от габбро до гранитов с общим преобладанием тоналитов. Он состоит из большого количества отдельных плутонов; вытянутые тела ориентированы в северо-западном направлении. Плутоны образуют друг с другом резкие контакты, иногда разделяются перегородками из метаморфических пород. На северо-западе Полуостровных хребтов распространены различные типы пород батолита и установлена следующая последовательность их образования (Larsen, 1948, 1954): габбро — тоналиты — гранодиориты — граниты. В восточной и южной частях батолита распространены преимущественно тоналиты и кварцевые диориты, реже гранодиориты; изучены они пока еще мало.

Гранитоидные плутоны рвут отложения различного возраста, включая и нижнемеловые; перекрыты они толщей верхнего мела (Silver a. o., 1963). Таким образом, время внедрения определяется серединой мела, что согласуется и с данными абсолютного возраста (105 млн. лет; определения свинцовым методом по пирконам).

В ксенолитах и останцах кровли батолита Южной Калифорнии сохранились лишь небольшие структурные формы (не более 20—30 км по протяженности). Восстановить по ним крупные элементы невадийской структуры невозможно. Останцы имеют неправильную форму и извилистые контуры, но большей частью они вытянуты в северо-западном направлении. Простирание слоев внутри останцов также всегда северо-западное, лишь в приконтактовой части оно нередко изменяется. В пересечениях через останцы обычно видны моноклинали с крутым падением на юго-запад или от крутого до умеренного — на северо-восток (фиг. 11). Крупные складки установлены лишь местами на северо-западе Калифорнийского полуострова. Мелкие сжатые складки и продольные разломы отмечаются очень часто.

Рассматривая распространение палеозойских, триасовых и юрских (?) отложений на северо-западе Полуостровных хребтов, Э. Ларсен (Larsen, 1948) полагал, что они слагают в целом моноклиналь с наклоном слоев на запад — крыло большой складки. Если это так, моноклиналь протягивается, по-видимому, и южнее, вдоль западного края батолита. В районе Сан-Диего наблюдается то же взаимное расположение триасовых и юрских толщ, что и на севере. На Калифорнийском полуострове моноклиналь продолжается, возможно, в нижнемеловых слоях, наклоненных на юго-запад, и в более древних (?) толщах, распространенных восточнее. На юго-западе моноклиналь перекрыта верхнемеловыми и третичными толщами, принадлежащими уже к кайнозойской тектонической зоне.



Фиг. 11. Геологический профиль через восточную часть Полуостровных хребтов (Dibblee, 1954).

1— неоген-четвертичные отложения; 2— палеовойские (?) отложения (биотитовые сланцы, гнейсы, известняки); 3, 4— докембрийские (?) отложения: 3— слюдистые сланцы «Орокопиа», 4— гнейсы и гранитоиды «комплекса Чуквалла»; 5— гранитоидные породы (юрского или мелового возраста) батолита Южной Калифорнии; 6— разломы

В современной структуре Полуостровных хребтов выделяются несколько крупных блоков, разделенных разломами северо-западного простирания. На северо-востоке региона проходит зона разломов Сан-Андреас, западнее — параллельные ей разломы Сан-Джасинто, Элсинор и ряд более мелких, а также разломы Калифорнийского полуострова. Протяженность крупных разломов этой системы достигает 200 км и более. На больших расстояниях они прослежены среди гранитоидов батолита Южной Калифорнии, но часто нарушают и осадочные образования невадийского комплекса; во многих местах разломы рассекают также кайнозойские отложения. Региональные простирания невадийских структур внутри останцов и у западного края батолита примерно параллельны крупным разломам <sup>1</sup>.

Большей частью разломы представляют собой зоны субпараллельных или пересекающихся разрывов, между которыми располагаются линзы и пластины пород — от дислокационных брекчий до почти ненарушенных. Размеры таких пластин различны, ширина их от нескольких метров до нескольких километров. С зонами разломов часто связаны третичные и четвертичные депрессии.

О значительности перемещений по разсвидетельствует соприкосновение ломам ним существенно различных пород, крупные эскарпы и в современном рельефе. и захороненные под кайнозойскими отложениями. Большей частью по разломам устанавливается косое смещение; величина вертикальной и горизонтальной составляющих, по-видимому, существенна. Но данных для определения направления и амплитуды смещения обычно недостаточно. Топографические доказательства современных правобоковых движений особенно хорошо сохранились вдоль разломов

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Ларсен отмечает однообразие простираний различных структур Полуостровных хребтов — от мезо-палеозойских до современных.

Сан-Андреас, Сан-Джасинто, Кларк, Эртквейк-Вэлли, Агуа-Бланка (Hill, Dibblee, 1953; Jahns, 1954; Allen a. o., 1960; и др.). Дополнительным доказательством смещений служит ориентировка складок волочения в кайнозойских отложениях. Иногда предполагается горизонтальное смещение определенных массивов древних пород.

Геологические особенности разломов Полуостровных хребтов изучены еще очень мало <sup>1</sup>. По распространению, мощности, фациальному составу и дислокациям кайнозойских отложений во впадинах доказывается активность большей части разломов в кайнозое. Возраст ранних движений по разломам, связь их с невадийскими деформациями пока не установлены. Предполагается связь разломов Полуостровных хребтов с другими разломами Южной Калифорнии, самым крупным из которых является Сан-Андреас. Однако существование этой огромной системы разломов доказано лишь для кайнозойского времени.

Территория Южной Калифорнии, расположенная между блоками Сьерра-Невады и Полуостровных хребтов и далее на восток, сильно раздроблена. Массив Сьерра-Невады обрезан на юге разломом Гарлок. Массив Полуостровных хребтов на севере и северо-востоке ограничен разломом Сан-Андреас и связанными с ним кайнозойскими депрессиями. Вдоль разлома Сан-Андреас, на востоке Поперечных хребтов, располагаются крупные сложно построенные горсты. Между разломами Гарлок и Сан-Андреас лежит блок пустыни Мохаве. Эти крупные блоковые структуры разбиты серией кайнозойских разломов различного масштаба. Породы невадийского комплекса обнажаются только в пределах горстов; их выходы невелики по площади и разобщены. В нашем изложении они будут рассмотрены кратко.

#### ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПОПЕРЕЧНЫХ ХРЕБТОВ

Горсты восточной части <sup>2</sup> Поперечных хребтов имеют запад-северо-западное простирание и общую протяженность около 300 км при ширине до 50 км. На западе обособляется горст хребта Сан-Габриэль, на востоке — горст хребта Сан-Бернардино. Сводка по геологии этой территории дапа Т. Бэйли и Р. Янсом (Bailey, Jahns, 1954), ряд сведений имеется и в других работах.

Среди образований невадийского комплекса в Поперечных хребтах наиболее широко распространены гранитоидные породы. В ксенолитах и останцах кровли гранитных интрузий известны различные метаморфические и метаморфизованные породы, относимые большей частью к докем брийским (Miller, 1944; Bailey, Jahns, 1954; Pruss a. o., 1959; Oesterling, Olcott, 1959). Из них наиболее древними считаются гранитоиды, кристаллические сланцы высокой степени метаморфизма и послойно инъецированные гнейсы «комплекса Чуквалла» в хр. Сан-Бернардино. Более молодыми считаются гнейсы, слюдистые и кварцево-полевошпатовые сланцы, иногда с прослоями кристаллических известняков и кварцитов<sup>3</sup> («гнейсы Пинто». «кристаллические сланцы Орокопиа», «Пелона» и др.). Основанием для отнесения этих пород к докембрийским является лишь их значительный метаморфизм 4. Докембрийский возраст гнейсов на западе хр. Сан-Габриэль подтверждается определениями абсолютного возраста анортозитов из даек, прорывающих гнейсы (900 млн. лет). Однако часть метаморфических пород может иметь и более молодой возраст. Рядом геологов кристаллические

<sup>2</sup> Западная часть Поперечных хребтов входит в состав кайнозойской тектонической зоны.

<sup>3</sup> Это все метаосадочные породы.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Достаточно подробные описания приводятся лишь для зоны разломов Сан-Андреас, в том числе и описания в ряде работ, изданных на русском языке.

<sup>4</sup> Отложения метаморфизованы значительно больше, чем позднедокембрийские отложения, известные восточнее (Hewett, 1954).

сланцы на востоке Поперечных хребтов рассматриваются как мезо-палеозойские (Tectonic map of the United States, 1962; Dibblee, 1963; и др.). В хр. Сан-Бернардино отмечаются и фаунистически охарактеризованные 
палеозойские отложения (возможно, силурийские), залегающие 
с угловым несогласием на породах «комплекса Чуквалла». Это — кристаллические известняки с прослоями гипса, кристаллические сланцы, кварциты и местами конгломераты, видимой мощностью 500 м («ф. Мария»; 
Miller, 1944). Выше следуют кислые лавы и туфы, кварциты, конгломераты, кристаллические известняки и филлиты, по-видимому, верхнепалеозойские или триасовые («ф. Маккой-Маунтинс»; Miller, 1944). В других останцах известны карбонатные породы с ископаемыми миссисипия и пенсильвания, мощностью до нескольких тысяч метров (Hewett, 1954). В хр. 
Сан-Габриэль этим толщам по стратиграфическому положению соответствуют, возможно, аргиллиты, филлиты и кварциты с прослоями карбонатных и вулканогенных пород (Bailey, Jahns, 1954).

Фаунистически охарактеризованные мезозойские отложения в Поперечных хребтах не установлены.

Мезозойские плутоны сложены породами от кварцевых диоритов до гранитов, наиболее обычны кварцевые монцониты (Bailey, Jahns, 1954; Crowell, 1960). Эти породы близки по составу к гранитоидам батолита Южной Калифорнии. По геологическим признакам время внедрения гранитоидов может быть отнесено к юре — мелу. Определения абсолютного возраста (свинцовый метод) гранитоидов хр. Сан-Бернардино дали среднюю юру (Bailey, Jahns, 1954). Для кварцевых диоритов хр. Сан-Габриэль определен среднемеловой возраст — 105 млн. лет рубидий-стронциевым методом, 83 млн. лет кали-аргоновым методом (Hsu a. o., 1963).

О структурах невадийского комплекса по сохранившимся фрагментам судить трудно. В кристаллических сланцах хр. Пелона закартирована широкая антиклиналь, полого погружающаяся на запад-юго-запад; ее простирание совпадает с простиранием кайнозойских разломов и современного хребта (Bailey, Jahns, 1954). В других останцах кровли батолита видны иногда мелкие складки, но большей частью породы сильно

раздроблены вблизи разломов.

Разломы имеют различные масштабы и широко распространены. Они или параллельны разлому Сан-Андреас, или оперяют его, располагаясь субширотно. Наиболее крупными являются разломы Сьерра-Мадре и Сан-Габриэль на западе, Бэннинг, Миссион-Крик и другие на востоке. Хребты Сан-Бернардино и Сан-Габриэль образуют гитантские, линзовидные в плане горсты к востоку и к западу от разлома Сан-Андреас. Многочисленные разломы разбивают их на серию линз и пластин разных размеров, в общем субширотного простирания. Среди разломов часты взбросы и надвиги; по некоторым разломам доказываются сдвиговые перемещения. Нередко в грабенах вдоль разломов залегают пачки третичных пород. В хр. Сан-Бернардино наиболее раздроблены участки, прилегающие к разлому Сан-Андреас в районе перевала Сан-Горгонио и к югу от перевала Кахон. Хр. Сан-Габриэль раздроблен наиболее сильно во всей Южной Калифорнии. Он рассечен многочисленными разломами, зонами дробления и рассланцевания.

Для большей части разломов на востоке Поперечных хребтов установлены лишь движения в кайнозое, время заложения разломов неизвестно. Достоверно мезозойский возраст определен только для надвига Винсент в северо-восточной части хр. Сан-Габриэль. Здесь докембрийские (?) гнейсы надвинуты в северном направлении на кристаллические сланцы, плоскость надвига рассечена верхнемезозойской гранитоидной интрузией. Крупные сдвиговые перемещения в мезозое предполагаются по разлому Сан-Андреас (Hill, Dibblee, 1953; Curtis a. o., 1958; и др.), однако это предположение еще очень слабо обосновано. Изучение кристаллических пород невадийского комплекса Поперечных хребтов по обе стороны от разлома пока

позволяет оценить лишь перемещение, начиная с миоценового времени (Crowell, 1960). Это — правобоковое перемещение с амплитудой около 210 км.

## пустыня мохаве

Блок пустыни Мохаве имеет в плане клиновидную форму и протягивается в широтном направлении на 400 км от района Гормана до границы с Невадой, постепенно расширяясь от нескольких километров до 150 км. Образования невадийского комплекса обнажены здесь только в пределах горстов и представлены преимущественно гранитоидами. Осадочные и метаморфические породы сохранились местами в ксенолитах и останцах кровли батолита. Их описание приведено в работах Хьюитта (Hewett, 1954; Хьюитт, 1957).

В восточной части региона — на горе Тайфорт, к юго-востоку от Барстоу, на юг от гор Провиденс («комплекс Нидлс») и у границы с Невадой — известны гнейсы, мраморы, кварциты и кристаллические сланцы, прорванные интрузиями диоритовых гнейсов и гранито-гнейсов. Это породы высокой степени метаморфизма, с послойными инъекциями и интенсивным рассланцеванием. Отложения считаются докембрийскими, однако нормальное трансгрессивное залегание на них нижнепалеозойских слоев отмечается только на одном участке.

Палеозойские породы в пустыне Мохаве распространены незначительно. Редкие находки ископаемых определяют каменноугольный и пермский возраст отложений. Более древние толщи (от кембрия до девона) отмечаются лишь на востоке, в горах Провиденс, Шип, Марбл и Бристол. Они образованы карбонатными и терригенными породами, сходными с развитыми в Неваде, мощностью порядка 2000 м. Каменноугольные и пермские отложения известны в горах Силвер, Сода, Калико, к северо-востоку от гор Лэйн, в районе Барстоу, в горах Провиденс (Hewett, 1954; Dibblee, 1963). Они представлены метаморфизованными терригенными породами с резко подчиненным количеством карбонатных и достигают мощности 8000 м. В горах Калико в верхнепалеозойской толще отмечаются пачки метаморфизованных вулканических пород среднего и основного состава (Мс Culloh, 1952).

Фаунистически охарактеризованные мезозойские осадочные толщи известны (Hewett, 1954) только на севере гор Сода (нижний триас) и к западу от оз. Голдстон (верхняя юра или даже мел?). Предположительно мезозойскими считаются андезиты и дациты в районе Барстоу.

Выходы гранитоидных пород наиболее значительны на западе пустыни Мохаве; на востоке выходы встречаются реже и меньше по площади, а в районе Нидлса почти совершенно отсутствуют. На северо-востоке распространены породы от кварцевых монцонитов до гранитов. На западе породы более разнообразны; это — габбро, диориты, кварцевые монцониты и граниты (Hewett, 1954; Dibblee, 1963). В ряде мест видно, что массивы состоят из нескольких отдельных плутонов. Там, где взаимоотношения плутонов ясны, граниты и кварцевые монцониты оказались моложе кварцевых диоритов и габбро. Возраст интрузий считается позднемезозойским, но верхняя возрастная граница неясна. Определения абсолютного возраста минералов из пегматитовых жил свинцовым методом дали 150 млн. лет — средняя юра 1 (Hewett, 1954).

По мелким и разобщенным выходам невадийских образований в пустыне Мохаве нельзя судить о крупных структурах невадид и о времени их формирования. Заметно лишь преимущественное распространение мезо-палеозойских отложений на западе территории и широкие поля

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возможно, имеются в виду определения, упоминавшиеся выше для гор Сан-Бернардино (Bailey, Jahns, 1954).

докембрийских пород на востоке, а также отсутствие на востоке выходов гранитоидов.

Для мелких структурных форм, видных в останцах кровли батолита, отмечается северо-западное или чаще меридиональное простирание. Это складки и моноклинали; надвиги, подобные развитым в Большом Бассейне, здесь не известны. Хьюитт (1957) указывал на грубый параллелизм этих форм с более крупными складками к северу от разлома Гарлок, предполагая, что все эти структуры были образованы в конце мезозоя, причем на востоке процесс структурообразования продолжался, возможно, до ларамийского времени.

Разлом Гарлок, по мнению Хьюитта, образовался позднее. Существование разлома Сан-Андреас также определенно доказывается только для кайнозойского времени. Таким образом, обособление Мохавского блока, как и структур Поперечных хребтов, относится, по-видимому, к концу мела или началу кайнозойского времени (Хьюитт, 1957). Раздробление Мохавского блока произошло также в кайнозое и не связано по времени с невадийскими дислокациями. Поэтому многочисленные разломы Мохавской пустыни и связанные с ними структуры здесь не описываются (см. Хьюитт, 1957).

Краткое рассмотрение геологии невадийского комплекса Южной Калифорнии дает некоторые дополнительные материалы для его характеристики. Предположительно докембрийские породы Поперечных хребтов и пустыни Мохаве — образования более древние, чем известные в Сьерра-Неваде. Это гранитоиды, гнейсы и кристаллические сланцы высокой степени метаморфизма. Из-за разрозненности выходов неясны ни структурные формы в этих образованиях, ни взаимоотношения их с более молодыми толшами.

Образования собственно невадийского комплекса представлены в Южной Калифорнии метаосадочными породами, для которых в ряде мест доказывается палеозойский возраст <sup>1</sup>. Преобладают кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты, образованные по терригенным породам. Кристаллические известняки встречаются в подчиненном количестве и лишь на востоке территории образуют мощные пачки. Присутствие в разрезе метаморфизованных вулканических пород отмечается лишь в отдельных местах (в горах Калико и др.). Они представляют второстепенные члены терригенных формаций. В целом по своему характеру палеозойские отложения близки к миогеосинклинальным. Мощность их достигает 10 км. Метаморфизм ослабевает в восточном направлении.

Мезозойские отложения достаточно хорошо известны лишь в Полуостровных хребтах. Монотонная глинистая толща триаса, мощностью до 6 км, по характеру близка к палеозойским отложениям. Верхние горизонты невадийского комплекса (юра? и нижний мел) имеют существенно иной состав с преобладанием вулканогенных образований, их видимая мощность около 3 км. По составу вулканогенных пород, по преобладанию среди них пирокластических разностей эти отложения очень напоминают мезозойские отложения на востоке Сьерра-Невады и в соседних районах Невады 2. Возможно, что аналогичные образования есть и на востоке Южной Калифорнии, например в районе Барстоу.

Мезозойские интрузивные образования Южной Калифорнии представлены гранитоидами, распространенными очень широко. Ультраосновные дороды, в отличие от запада Сьерра-Невады, здесь не известны. Ларсен отмечает лишь два очень небольших тела серпентинитов на северо-западе

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Почти всюду находки фауны указывают на верхнепалеозойский возраст отложе-

ний.
<sup>2</sup> Ирдли (Eardley, 1962) считает, что в Южной Калифорнии продолжается западная полоса триасово-юрских отложений Сьерра-Невады. Приведенные данные не подтверждают этого.

Полуостровных хребтов. Батолит Южной Калифорнии по своим размерам сравним с батолитом Сьерра-Невады; широкие площади заняты гранитои-дами в Поперечных хребтах и на западе пустыни Мохаве. На восток распространенность гранитов уменьшается, и у восточной границы Калифорнии известно лишь несколько отдельных плутонов. Состав пород изменяется от габбро до гранитов, причем самые основные разности отмечаются только на западе Полуостровных хребтов и пустыни Мохаве. Наиболее распространены кварцевые диориты и гранодиориты. В тех случаях, когда удается установить последовательность внедрения плутонов, наиболее молодыми оказываются самые кислые члены гранитного ряда.

О структурных формах невадийского комплекса сведений очень мало. По их сохранившимся фрагментам можно судить лишь о крутых залеганиях и выдержанном северо-западном простирании слоев в Полуостровных хребтах, о северо-западном и чаще меридиональном простирании структур в пустыне Мохаве. Для разных участков Южной Калифорнии отмечалось единство простираний невадийских и кайнозойских структур (Miller, 1944; Larsen, 1948; и др.).

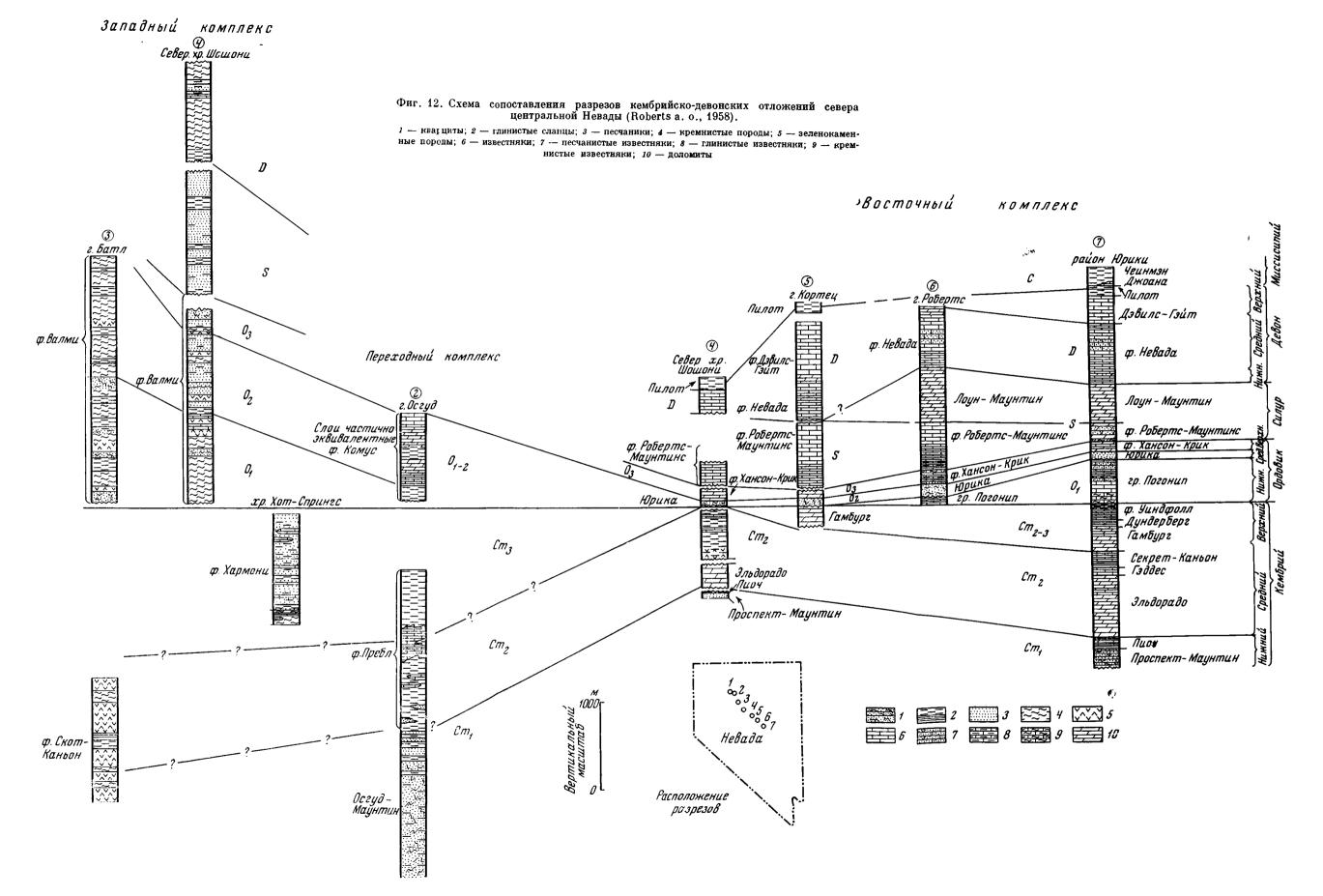
Возраст складчатости и внедрения гранитоидов определенно устанавливается только в Полуостровных хребтах, где невадийский комплекс включает нижнемеловые отложения и резко несогласно перекрывается верхнемеловой толщей (маастрихт). Таким образом, время орогении определяется серединой мела. Как и в Сьерра-Неваде, складчатые деформации предшествовали внедрению гранитоидов. Внедрение было процессом многофазным, с образованием самых кислых разностей гранитоидов в последние фазы.

#### БОЛЬШОЙ БАССЕЙН

Область Большого Бассейна располагается к востоку от Сьерра-Невады — на территории восточной Калифорнии, Невады и западной Юты. Ее протяженность порядка 700 км в меридиональном направлении и до 700 км в широтном. Как и район пустыни Мохаве, Большой Бассейн относится к современной структурной провинции Бассейнов и Хребтов. Невадийские образования здесь сохранились тоже фрагментарно — внутри наложенной кайнозойской системы блоковых структур — и не могут быть описаны с достаточной полнотой. Однако их стратиграфические разрезы изучены во многих местах Большого Бассейна. При его значительной ширине удается проследить определенные изменения отложений вкрест простирания невадийских структур, от границы с Северо-Американской платформой до района Сьерра-Невады. Широкий возрастной интервал отложений позволяет сравнить толщи разного возраста.

На большей части территории образования невадийского комплекса представлены палеозойскими толщами, изученными сравнительно хорошо благодаря выдержанности состава (особенно на востоке) и находкам фауны. Стратиграфия палеозойских отложений отражена в ряде сводных геологических работ (Nolan, 1943; Hewett, 1954; Dott, 1955; Roberts a. o., 1958; Osmond, 1960; Кинг, 1961; Кэй, 1963; Кау, Crawford, 1964). Особенно интересны работы Р. Робертса и других и Кэя, в которых описаны эвгеосинклинальные отложения палеозоя и их соотношения с миогеосинклинальными. Образования верхов невадийского комплекса и гранитоидные породы, известные на западе Большого Бассейна, изучены слабее (Muller, Ferguson, 1939; Nolan, 1943; Reeside a. o., 1957; Moore, 1960; и др.). Характеристика структур невадийского комплекса приводится лишь для отдельных планшетов. Дж. Осмондом (Osmond, 1960) написана краткая сводка о структурном развитии Большого Бассейна. Ирдли (Eardley, 1962) составлены карты мощностей для отложений всех систем палеозоя и мезозоя.

Отложения, подстилающие палеозойские, в пределах Большого Бассейна распространены ограниченно (см. фиг. 1). Из них наиболее древ-



ними <sup>1</sup> являются кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы в хр. Уосатч центральной Юты, в горах Верджин на юго-востоке Невады, в хр. Кингстон и окрестностях Дет-Вэлли у восточной границы Калифорнии. Это породы высокой степени метаморфизма, как и отмеченные в Южной Калифорнии. Они слагают комплекс основания мезозоид и местами с несогласием перекрыты позднедокем брийскими отложениями. Последние распространены преимущественно также на крайнем востоке и на юге Большого Бассейна и представлены метаосадочными породами мощностью порядка 3000 м. В хр. Кингстон и окрестностях Дет-Вэлли они известны под названием «серии Паремп» (Hewett, 1954; Noble, Wright, 1954). Внутри серии выделяется несколько толш:

4 Wanassan Amarana					_	MOMHOCIB, M
1. Метаморфизованные	терригенные	породы с	пачкои	доломитов	В	
средней части						1300
2. Доломиты						около 300
3. Кварциты, конгломер	аты и аспиднь	ле сланцы .				по 1300

Эти породы залегают выше древних гранито-гнейсов и несогласно перекрываются толщей, относимой к кембрию <sup>2</sup>. По возрасту они сопоставляются с позднедокембрийскими образованиями соседних регионов («серия Белт» и ее аналоги). Хьюитт отмечает относительно слабый метаморфизм пород «серии Паремп».

Среди палеозойских отложений Большого Бассейна преобладают образования миогеосинклинального типа, распространенные на востоке и на юге территории (Кэй, 1955; Кинг, 1961; Eardley, 1962; и др.). Отложения эвгеосинклинального типа известны в надвиговых пластинах центральной Невады<sup>3</sup> и предполагаются в автохтоне на северо-западе (Eardley, 1962; см. фиг. 1).

Выделение этих существенно различных комплексов пород характерно уже для кембрийских отложений (фиг. 12). Отложения восточного (мио-геосинклинального) комплекса кембрия слагают следующий разрез:

	Мощность, ж
4. Доломиты («Рид» в хр. Иньо и «Нундей» восточнее)	до 600
2. Аспидные сланцы и кварциты («ф. Дип-Спринг» в хр. Иньо и	600—1000
«ф. Джонни» восточнее — вплоть до Лас-Вегас)	000—1000
«Проспект Маунтин» в южной и центральной Неваде, «Осгуд — Маунтин»	
на севере Невады и «Тинтик» в Юте)	до 1800
4. Глинистые сланцы с прослоями известняков, с фауной нижнего кем-	
брия («гр. Силвер-Пик» в хр. Иньо, «ф. Вуд-Каньон» в восточной Калифор- нии, «Пиоч» на юге Невады и «Офир» в Юте)	до 2000
Bin, Wilhow Ha fore menager is weath, in force,	до 2000

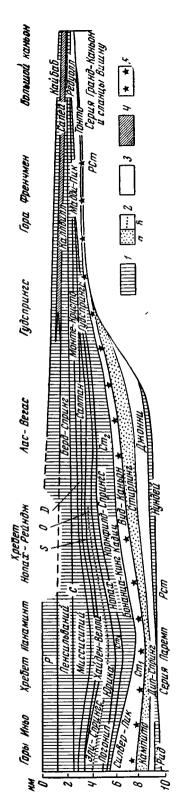
Общая мощность нижнекембрийских отложений до 5000 м. Наибольшие мощности наблюдаются на юго-западе территории (фиг. 13, 14). Здесь же развиты и самые низкие горизонты разреза (1 и 2), более высокие толщи нижнего кембрия распространены на широкой площади и отличаются большой литологической выдержанностью. Средне- и верхнекембрийские отложения распространены еще более широко. Это:

5. Доломиты и известняки среднего кембрия, в верхах с пачками глини-		
стых сланцев («ф. Кадиц», «ф. Бонанца-Кинг», «ф. Корифилд-Спрингс» на		
востоке Калифорнии; «доломит Эльдорадо», «известняк Гэддес», «глини-		
стые сланпы Секрет-Каньон» и др. в Неваде)	до	1500
6. Поломиты, известняки и глинистые сланцы верхнего кембрия («доло-		
миты Гулспрингс» «Нопах» «Гамбург», «глинистые сланцы Дундерберг»,		
«Ф. Уиндфолл» и др.) не	более	1000

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Для этой площади указываются определения абсолютного возраста порядка 1600 млн. лет (Гестилл, 1963).

3 К западу от 116 и 117 меридианов и к северу от 38 параллели.

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> В нижних горизонтах отложений, перекрывающих позднедокембрийские, фаунистических остатков не найдено. Но большинство исследователей относит их к кембрию, принимая поверхность несогласия за подошву палеозойской серии.



Фиг. 13. Стратиграфическая диаграмма палеозойских отложений миогеосинклинали Кордильер и запада Северо-Американской платформы (Кинг, 1961).

1 — известняки и доломиты; 2 — кварциты и песчаники: а — в мощных толщах, б — в горизонтах небольшой мощности; 3 — глинистые сланцы, песчаники и маломощные прослои известняков; 4 — красноцеты; 5 — положение слоев с Olenellus и другими наиболее древними кембрийскими ископаемыми

Общая мощность отложений среднего — верхнего кембрия 2500 м, наибольшие мощности наблюдаются на юго-западе территории.

Отложения западного (эвгеосинклинального) комплекса кембрия известны в надвиговой пластине у Антлер-Пик («ф. Скот-Каньон» нижнего — среднего кембрия). Это — кремнистые породы, глинистые сланцы и зеленокаменные породы, в небольшом количестве известняки и кварциты; мощность 1500 м. В районе Уиннемакки описан разрез кембрийских отложений переходного типа (Hotz, Willden, 1955; Roberts a. o., 1958

	MODUROCIE: M
1. Кварциты («Осгуд-Маунтин»)	. до 2000
2. Глинистые сланцы и известняки с	
фауной среднего и низов верхнего	
кембрия («ф. Пребл»)	. до 4500
3. Кремнистые породы, кремнистые	• •
глинистые сланцы с прослоями извест-	
няков, с трилобитами верхнего	
кембрия	около 1500
4. Песчаники и гравелиты, с прослоями	
глинистых сланцев, известняков и	
кремнистых пород («ф. Хармони»)	более 1000
Стимариая маницость отпочен	ий более

Суммарная мощность отложений более 7000 м.

Выше согласно залегают ордовикские отложения. Они имеют гораздо меньшую мощность, чем кембрийские, и не распространяются так далеко на восток. По литологическим особенностям среди них также выделяются отложения восточного, западного и переходного комплексов. Восточный комплекс имеет следующее строение:

	Мощность, м
1. Нижний ордовик — известняки с	
подчиненными пачками глинистых	
сланцев («гр. Погонип», включающая	
ряд «формаций»)	до 1000
2. Средний ордовин — квардиты и	
иногда глинистые сланцы («Юрика») .	200300
3. Верхний ордовик — доломиты и	
известняки («Эли-Спрингс» в Калифор-	
нии — южной Неваде, «Хансон-Крик»	
на северо-востоке Невады, «Фиш-Хей-	
вен» в Юте)	около 200

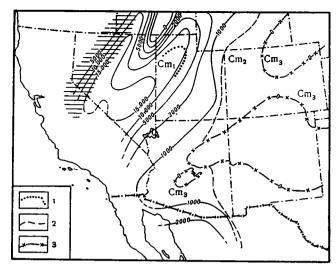
Выделенные горизонты широко распространены и охарактеризованы находками трилобитов и брахиопод. Их суммарная мощность достигает на западе 1500 м и уменьша-

Фиг. 14. Карта мощностей кембрийских отложений юго-запада США, в футах (Eardley, 1962).

1 — положение береговой линии в раннем кембрии;

2 — положение береговой линии в среднем кембрии;

3 — положение береговой линии в позднем кембрии Заштрихована площадь эвгеосинклинали

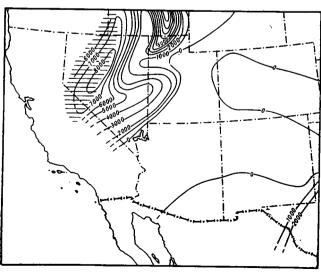


ется к востоку (фиг. 15). Значительное увеличение мощностей происходит на севере Юты и палее в Айпахо.

Западный комплекс ордовика в хребтах Сонома и Шошони включает в низах кварциты, кремнистые породы, глинистые и зеленокаменные породы; в верхах — кремнистые породы с прослоями глинистых сланцев и зеленокаменных пород (образованных по андезитовым лавам и туфам) — «ф. Валми». Общая мощность отложений до 4500 м. В пачках глинистых сланцев встречаются граптолиты нижнего, среднего и верхнего ордовика. Восточнее известны отложения сходного состава, но с меньшей ролью вулканогенных и кремнистых пород, с пластами известняков и известковистых песчаников, мощностью около 2000 м («ф. Винини»). Сходные отложения отмечаются и южнее, в хр. Токима (Лоувелл, 1963).

Отложения переходного комплекса к северо-востоку от Уиннемакки представлены толщей переслаивания граптолитовых глинистых сланцев, кремнистых пород, известняков и доломитов, мощностью до 1300 м («ф. Комус»). Ордовикские отложения переходного типа отмечаются и южнее («ф. Пальметто» района Силвер-Пик, отложения хребтов Тойаби и Токима). М. Кэем и Дж. Крофордом в разрезах серии надвиговых чешуй

Фиг. 15. Карта мощностей ордовикских отложений юго-запада США в футах (Eardley, 1962) Заштрихована площадь звгеосинклинали



хр. Токима изучено изменение состава одновозрастных отложений в направлении от миогеосинклинали на запад: постепенное увеличение в них роли глинистых сланцев и появление кремнистых пород. В самом западном из выходов, в Клиппер-Каньон, описан слепующий разрез:

Общая мощность более 1000 м.

Силурийские отложения залегают на ордовикских согласно, хотя местами и отмечается значительный размыв. Восточный комплекс образован в основном доломитами и известняками с брахиоподами и кораллами («Лэйктаун» в Юте, «ф. Робертс-Маунтинс» и выше «доломит Лоун-Маунтин» в районе Юрики, «ф. Гейтклиф» и др. в хр. Токима). Мощность отложений от 100—300 м на востоке и юго-востоке до 1000 м на западе.

В хр. Токима в верхах разреза появляются также известковистые алевролиты с граптолитами («сланцы Маскет») и пачки кремнистых сланцев. В районе Маунт-Левис вся силурийская толща (около 600 м) образована известковистыми песчаниками и глинистыми известняками. В хр. Тойабе к силуру относятся глинистые и кремнистые сланцы (закартированные вместе с ордовикской «ф. Пальметто»). Все это отложения переходного типа, однако они содержат меньше кремнистых пород, чем ордовикские, менее четко выделяются и распространены ограниченно.

Отложения западного комплекса близки к ордовикским отложениям и во многих местах были закартированы вместе с ними. Отличаются они меньшей ролью кремнистых пород, присутствием известковистых глинистых сланцев и известняков. Известны мощности порядка 1000 м.

Девонские толщи залегают с размывом, но всегда согласно. На востоке это известняки и доломиты, в верхах с пачками терригенных пород, общей мощностью до 1500 м. В районе Юрики известен разрез:

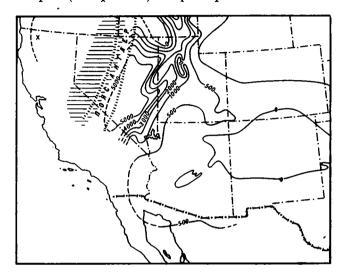
•	• •	-	•	-	-	Мощность, ж
	ки с прослоями (а» нижнего де					около 700
2. Известня	ки с прослоями	<b>доломит</b> ог	в («Дэвилс	-Гэйт», сре	цний — верх-	
3. Известког	вистые глинист	ые сланцы	и и глини	стые извест	гняки («гли-	
нистые слаг вестняки Д	нцы Пилот», вер жоана», миссис	охнии девон иций)	· · · · ·	ш <b>ии; и</b> ногд	а также <b>«из-</b>	130

Общая мощность отложений 1400 м. В северном направлении мощность увеличивается и в разрезе появляется больше доломитов. У восточной границы Большого Бассейна и на крайнем юге мощность резко уменьшается (до 100—200 м, например, для «известняков Салтан»; фиг. 16).

Западный комплекс девонских отложений не содержит основных лав и пирокластов, характерных для отложений кембрия и ордовика. Однако в его составе встречаются кремнистые туфы, обильны кремнистые породы и глинистые сланцы. В небольшом количестве присутствуют песчаники и известковистые сланцы, иногда известняки. В хр. Шошони в отложениях найдена среднедевонская фауна, а их видимая мощность 1200 м. К отложениям переходного типа относятся, по-видимому, известковистые алевролиты с прослоями кремнистых пород в хр. Токима («Мак-Моннигел», нижний девон).

Как отмечают Робертс и другие исследователи, отложения от кембрия до девона сходны по составу и залегают согласно, образуя единую серию пород. Разрезы восточного (миогеосинклинального) комплекса типичны

для карбонатной формации. Известняки и доломиты составляют в них обычно около 90%, а терригенные породы присутствуют в небольшом количестве 1. Существенно терригенный состав характерен лишь для нижнекембрийских отложений. Глинистые сланцы восточного комплекса представлены тонкими разностями, нередко известковистыми. Кварциты всегда чистые, хорощо отсортированные. Устанавливается снос кварцевого песчаного материала этих пород с востока, из пределов платформы (Кэй. 1963). Известняки, доломиты, реже глинистые сланцы и кварциты образуют однородные пачки с отдельными прослоями других пород; мощность пачек по несколько сотен метров (см. фиг. 12). Характерно литологическое



Фиг. 16. Карта мощностей девонских отложений юго-запада США, в футах (Eardley, 1962).

Заштрихована эвгеосинклинали. Знаком × отмечено присутствие девонских отложений

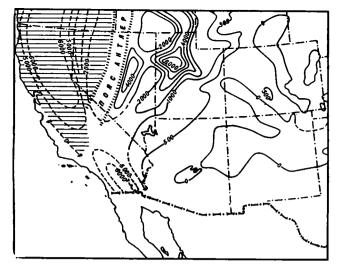
единство стратиграфических комплексов на большой территории. Наибольшая мощность отложений (до 8 км и больше) наблюдается в центральной части Большого Бассейна — на западе миогеосинклинального пояса. К востоку и юго-востоку мощности постепенно уменьшаются. На юговостоке региона, вдоль «линии Уосатч», происходит резкое сокращение мощностей и выклинивание ряда горизонтов (Кай, 1955; Кинг, 1961; Eardley, 1962; см. фиг. 13—16). Здесь мощные миогеосинклинальные разрезы палеозоя Кордильер сменяются маломощными и неполными разрезами Северо-Американской платформы<sup>2</sup>.

В разрезах западного (эвгеосинклинального) комплекса обычны терригенные и кремнистые породы с прослоями лав и пирокластов<sup>3</sup>. Преобладают андезитовые и базальтовые пиллоу-лавы и их пирокласты. Кремнистые начки имеют частично туфогенное происхождение. Песчаники обычно полевошпатовые или полимиктовые, с относительно слабой сортировкой обломочных зерен; кварциты нечасты. Глинистые сланцы — песчанистые и иногда известковистые. Известняки-глинистые или песчанистые — встречаются лишь местами. Это — характерный набор пород формаций зеленокаменного типа (отсутствуют лишь кислые эффузивы). Отмеченные породы то переслаиваются, то образуют однородные пачки мощностью до не-

<sup>1</sup> Типичным считается разрез в Юрике, где из общей мощности кембрийско-девонских отложений 4400 м известняки составляют 60%, доломиты — 30%, глинистые сланцы — 8% и кварциты — 2%.

<sup>2</sup> Такой разрез палеозоя известен, например, в Большом каньоне р. Колорадо, постаточно близко от области Большого Бассейна (см. Кинг, 1961).

3 В хр. Сонома, в разрезе отложений от кембрия до девона, мощностью более 15 000 м, глинистые сланцы составляют 20—40%, песчаники и кварциты—10—30%, кремнистые породы—до 30%, лавы и пирокластические образования—от нескольких до 30%.



Фиг. 17. Карта мощностей миссисипских отложений юго-запада США, в футах (Eardley, 1962).

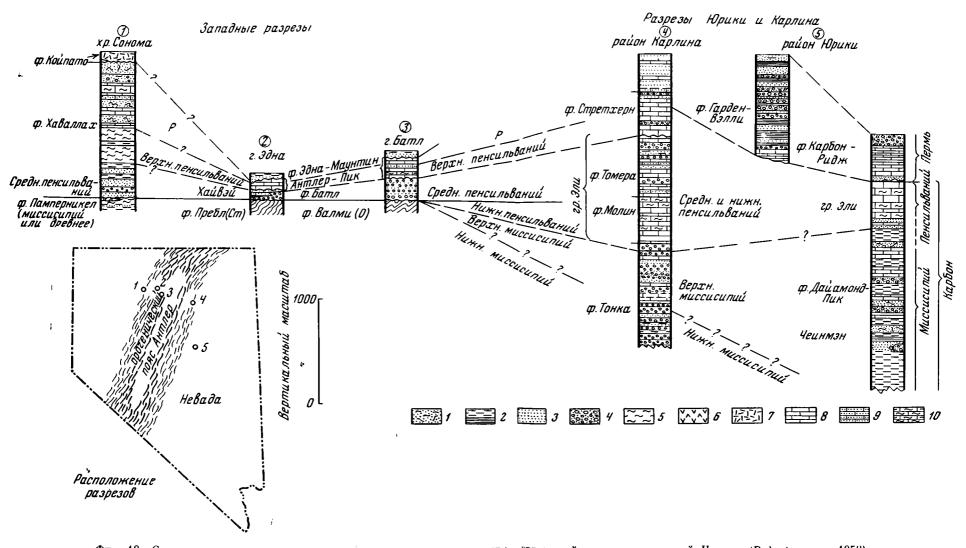
Заштрихована площадь эвгеосинклинали

скольких сотен метров. Отмечается фациальная изменчивость отложений и линзовидный характер пластов, особенно для вулканогенных и кремнистых пород. Кремнистые и вулканогенные образования наиболее обильны в нижней части разреза (кембрий и ордовик). Общая мощность отложений  $10-15\ \kappa m$  и больше.

Несомненны резкие различия между отложениями мио- и эвгеосинклинального комплексов (см. фиг. 12). Смена одних отложений другими происходит в зоне шириной до 100 км, протянувшейся на север-северо-восток в пределах восточной Калифорнии и центральной Невады (вблизи 117 меридиана). Здесь распространены отмечавшиеся отложения переходного комплекса: терригенные, кремнистые и карбонатные породы общей мошностью до 10 км<sup>1</sup>. По набору пород и своей связи с эвгеосинклинальным комплексом они аналогичны отложениям кремнисто-сланцевой формации. Содержание карбонатных пород обычно меньше 40%. Среди терригенных пород преобладают глинистые и песчанистые сланцы, иногда известковистые. Есть песчаники и известковистые песчаники, но грубообломочные породы редки. Вулканический материал присутствует в туфах и туффитовых глинистых сланцах, однако местами известны и лавы. Кремнистые породы и кремнистые глинистые сланцы довольно часты, но менее обильны, чем в западном комплексе. В целом в строении разреза здесь видно переслаивание элементов мио- и эвгеосинклинального комплексов. Отдельные горизонты переходного комплекса распространяются то на восток, то на запад, и границы его не являются резкими. Выше отмечались постепенные изменения разрезов ордовикских отложений от миогеосинклинали к эвгеосинклинали.

Отложения верхов девона и карбона отличаются от более древних значительной ролью грубообломочных пород, непостоянством состава и мощностей, частыми следами местных размывов и несогласий. Только на востоке и на юге Большого Бассейна каменноугольные толщи сложены в основном карбонатными породами и без перерыва залегают на девонских (см. фиг. 13). У границы Калифорнии и Невады, в районе Гудспрингса, в хребтах Нопах, Провиденс, Спрингс это: 1) известняки («Монте-Кристо», миссисиций) мощностью 250 м и 2) известняки и доломиты с прослоями песчаников и глинистых сланцев («ф. Берд-Спринг», пенсильваний), мощностью 750 м. Мощность каменноугольных отложений 1000 м. Местами, на востоке территории, мощность возрастает до 3000 м и более (фиг. 17). К юго-востоку от Большого Бассейна мощности резко сокращаются.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> По своему характеру они сходны с упомянутыми выше отложениями высоких сьерр.



Фиг. 18. Схема сопоставления разрезов каменноугольных и пермских отложений сегера центральной Невады (Roberts a. о., 1958).

1 — кварциты; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — кремичстые породы; 6 — зеленокаменные породы; 7 — вулканогенные породы кислого и основного состава; 8 — известняки; 9 — песчанистые известняки; 10 — кремпистые известняки

В северо-западном направлении среди известняков все чаще появляются горизонты глинистых сланцев и кварцитов (например «ф. Гамбург» в западной Юте и «кварцит Скоти-Уош» в районе Пиоч в Неваде — среди миссисипских отложений; «ф. Риб-Хилл» в Эли — среди пенсильванских отложений; пачки терригенных пород в разрезах хребтов Панаминт и Иньо). Мощность отложений увеличивается. Происходит постепенная смена карбонатных толщ терригенными.

В Юрике, где известен типичный разрез карбонатных отложений восточного комплекса (кембрий — девон), верхние горизонты палеозоя сложены преимущественно терригенными породами. Здесь выше «глинистых сланцев Пилот» с размывом залегают (фиг. 18):

A Property of the state of the	Мощность, м
1. Глинистые сланцы с прослоями песчаников («Чеинмен» или «Уайт-	
Пайн», миссисипий)	до 1500
2. Конгломераты из гальки пород западного комплекса, с прослоями	
песчаников, кварцитов и глинистых сланцев («ф. Дайамонд-Пик» с фау-	
ной миссисипия, а в самых верхах — пенсильвания)	450
3. Известняки («гр. Эли», пенсильваний)	до 450

Общая мощность отложений карбона до 2500 м.

В районе Карлина известняки почти полностью исчезают из разреза и значительно увеличивается роль конгломератов (см. фиг. 18). Характерно присутствие грубых конгломератов из обломков кремнистых пород и кварцитов западного комплекса. Базальные горизонты («ф. Тонка», миссисипий) резко несогласно перекрывают дислоцированные толщи нижнего — среднего палеозоя, залегая как на образованиях восточного комплекса, так и на образованиях западного комплекса, находящихся в непосредственной близости в надвиговой пластине. Фациальные изменения отложений в районе Карлина изображены на профиле (фиг. 19).

Подобные изменения происходят и на других участках с приближением к «поясу Антлер», расположенному у 117 меридиана на месте переходной зоны мио- и эвгеосинклинали нижнего — среднего палеозоя (см. фиг. 17). К востоку и к западу от «пояса Антлер» в отложениях верхнего палеозоя распространены грубообломочные породы. Отдельные толщи часто линзовидны, имеют изменчивый состав и различные местные названия; сопоставление этих толщ обычно затруднено. Базальные горизонты отложений в разных местах неодновозрастны. В пределах «пояса Антлер» каменноугольные отложения местами отсутствуют. У западного края пояса, в районе Антлер-Пик, на дислоцированных слоях кембрия и ордовика с несогласием залегают сразу пенсильванские толщи:

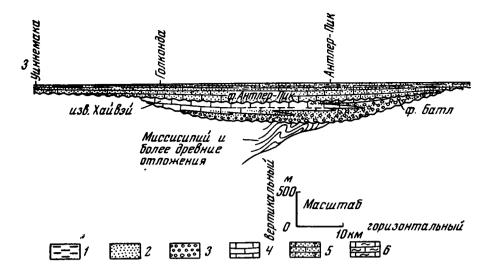
	мощность, ж
1. Конгломераты с прослоями песчаников, глинистых сланцев и известня-	
ков («ф. Батл»)	200
2. Известняки с прослоями конгломератов и песчаников («известняки	
Хайвэй»), которые сменяют вверх и фациально замещают на западе тол-	
щу конгломератов	до 200

Общая мощность отложений карбона 400 м— гораздо меньше, чем в районе Карлина или Юрики.

Вдоль поверхности надвига с этими отложениями соприкасаются толщи того же возраста, но существенно иного характера, близкие к отмеченным выше в составе западного комплекса нижнего — среднего палеозоя. В горах Осгуд и Хот-Спрингс это — андезитовые лавы и пирокласты с линзами кремнистых пород, известняков и известковистых глинистых сланцев, с фауной миссисипия. В хр. Сонома в верхней надвиговой чешуе известны:

A ==	Мощность, ж
1. Измененные основные лавы и пирокласты, кремнистые породы, крем-	
нистые сланцы и кварциты с прослоями песчаников, известняков и конг-	
ломератов («ф. Лич», предположительно миссисипий)	до 1800
Выше (?)	
2. Терригенные породы с преобладанием песчаников и конгломератов,	

2. Герригенные породы с преобладанием песчаников и конгломератов, в низах — немного кремнистых и зеленокаменных пород, в верхах — прослои известняков («ф. Инскип», в низах — с кораллами миссисипия?) . до 2700

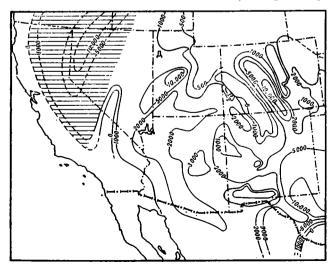


Фиг. 19. Фациальный профиль каменноугольных и пермских отложе 1— глинистые сланцы; 2— песчаники; 3— конгломераты; 4— известняки; 5— песчани

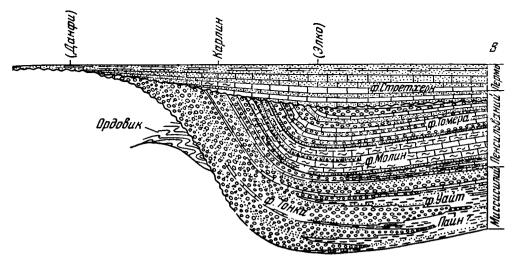
Общая мощность до 4500 м (?). В надвиговой чешуе, лежащей няже, описаны две толщи сходного состава, мощностью до 3000 м («ф. Памперникел», предположительно карбон; выше «ф. Хаваллах», пенсильваний — нижняя пермь).

Пермские толщи на востоке и на юге Большого Бассейна залегают без перерыва на каменноугольных и также образованы карбонатными породами (известняки хр. Панаминт, «известняки Овеньо» хр. Иньо, «известняки Арктурус» у границы Невады и Юты, «известняки Кайбаб» и др.). Моиность пермских отложений обычно первые сотни метров. Но на западе Юты известно увеличение мощности до 3000 м (фиг. 20).

На юго-востоке Большого Бассейна, вблизи «линии Уосатч», среди известняков появляются пачки красноцветов континентального происхождения, протянувшиеся сюда из Аризоны. В горах Спрингс известны:



Фиг. 20. Карта мощностей пермских отложений юго-запада США, в футах (Eardley, 1962). Заштрихована площадь эвгеосинклинали. Д — зона пислокаций



ний района «пояса Антлер», от Уиннемакки до Элко (Dott, 1955). стые известняки; 6 — кремнистые известняки

			Prioring Cib, A
1. Красноцветные песчаники с гипсами	(«ф. Сапей», пермь)		около 300
2. Доломиты и известняки, в средней	части толщи — пласт	песчаников	
с гипсами («Кайбаб», пермь)			150

Мощность отложений перми 450 м.

В центральной части региона в разрезах пермских отложений преобладают терригенные породы. В Юрике это — конгломераты, переслаивающиеся с известняками, глинистыми сланцами и песчаниками, около 500 м («ф. Карбон-Ридж» с нижнепермской микрофауной). На слоях карбона они залегают согласно, но с размывом. В районе Карлина, ближе к «поясу Антлер», известняки и грубообломочные породы перми («ф. Стретхерн») перекрывают с угловым несогласием различные горизонты карбона. В пределах «пояса Антлер» они ложатся также на дислоцированные толщи нижнего — среднего палеозоя (см. фиг. 19).

В районе Антлер-Пик с размывом на каменноугольных и с несогласием на более древних толщах залегают:

	мощност	ь, ж
1. Известняки, местами глинистые и песчанистые, с прослоями глинистых известняков («Антлер-Пик», пенсильваний — нижняя пермь)		200
2. Песчаники и доломитовые песчаники, известковистые глинистые слан-		
цы, с прослоями конгломератов и известняков («ф. Эдна-Маунтин», ве-		
роятно, верхняя пермы)		100

Общая мощность отложений около 300 м.

В надвиговой чешуе в хребтах Сонома, Тобин и других известны вулканогенные образования перми, залегающие с угловым несогласием на «ф. Хаваллах». Это — окремненные лавы и пирокласты с подчиненным количеством конгломератов, песчаников, туффитовых глинистых сланцев, иногда известняков («ф. Койпато», пермь — нижний триас). В хр. Восточный Гумбольдт отмечены риолиты, кератофиры, андезиты, трахиты. Мощность толщи достигает 4000 м в хр. Гумбольдт и значительно уменьшается к востоку. Севернее, в хр. Джэксон, отмечаются лавы (в том числе пиллоулавы) и пирокласты андезитового и базальтового состава, песчаники, конгломераты, алевролиты, кремнистые и глинистые известняки, кремнистые глинистые сланцы, мощностью более 1000 м (Willden, 1958). Отложения

содержат кораллы и фузулиниды перми и, по-видимому, близки по возрасту к «ф. Койпато».

Из приведенных данных видно, что каменноугольные и пермские отложения в краевых частях Большого Бассейна аналогичны отложениям нижнего — среднего палеозоя. Карбонатные толщи восточных и южных районов сходны с образованиями восточного комплекса и залегают на них согласно. Их мощность около 1,5 км, местами значительно больше. На юговостоке, вблизи «линии Уосатч», мощность каменноугольных отложений заметно уменьшается. Мощность пермских отложений здесь существенно не изменяется, но в составе карбонатных формаций появляются пачки красноцветов, протянувшиеся сюда из пределов платформы.

Вулканогенно-осадочные толщи в надвиговых пластинах района Антлер-Пик имеют тот же характер, что и отложения западного комплекса. Их мощность порядка 7 км. Следует отметить близость состава этих толщ и одновозрастных отложений Сьерра-Невады («гр. Калаверас»). Однако в отличие от палеозойских пород Сьерра-Невады, породы северо-западной Невады по существу не метаморфизованы (Кинг, 1961; и др.). Интересно существенное увеличение роли кислых эффузивов в составе пермских отложений, в частности в хр. Восточный Гумбольдт. Пермские образования этого района по составу ближе к мезозойским, чем к палеозойским.

В центральной части Большого Бассейна, с приближением к «поясу Антлер», характер разреза существенно меняется, а его базальные горизонты несогласно перекрывают дислоцированные отложения восточного, переходного и западного комплексов нижнего — среднего палеозоя. Здесь отложения карбона — перми, описанные Робертсом как «перекрывающий комплекс», представлены в значительной части грубообломочными породами, которые распространены на юг до Бьюти, на юго-восток до Пиоч, на север до Маунтин-Сити, на запад также довольно далеко. Они частично могут быть континентальными, но в основном морские. Отдельные толіци отложений часто линзовидны; они залегают нередко с размывом, местами с несогласием. В стороны от «пояса Антлер» грубые конгломераты фациально замещаются мелкогалечными конгломератами и песчаниками, затем алевролитами и глинистыми сланцами и на востоке — известняками. Общая мощность отложений в окрестностях «пояса Антлер» достигает 3 км. а в его центральной части составляет только несколько сотен метров. Эти отложения образуют самостоятельную формацию, которая по своему положению, составу и особенностям строения относится к молассам геоантиклинальной группы. С формациями соседних геосинклинальных прогибов она связана постепенными переходами.

Мезозойские отложения геосинклинального типа известны только на северо-западе Большого Бассейна. Они залегают со значительным угловым несогласием на ордовикских слоях и с небольшим несогласием на пермских. В районе Хоторн-Тонопа разрез мезозойских отложений изучен наиболее полно (Muller, Ferguson, 1939):

несчаники и конгломераты; характерна частая фациальная изменчивость	
(«ф. Ланинг», карыниский ярус)	250-3000
5. Глинистые сланцы с прослоями известнянов (ф. Гэббс», норийский	
ярус — рэт)	150
6. Переславвание глинистых сланцев (частично превращенных в аспид-	
ные) и известняков («ф. Санрайз», геттанг — плинсбах)	около 400

Общая мощность отмеченных толіц до 7000—8000 м. Все они образованы морскими отложениями и охарактеризованы фауной (в том числе фауной аммонитов). Выше с местным угловым несогласием залегает следующая толіца:

Мощность, ж

7. Грубообломочные и вулканогенные породы («ф. Данлап», плинсбах — тоар). Характерна частая изменчивость фаций и мощностей отложений. Для большей части пород устанавливается континентальное происхождение, но отмечаются также прослои известняков и доломитов с морской фауной. Вулканогенные породы петрографически не отличимы от пород, отмеченных в «ф. Экселсиор». Конгломераты и фангломераты состоят из обломков местных пород, причем по составу обломков устанавливается одновременное формирование конгломератов и некоторых надвигов . . .

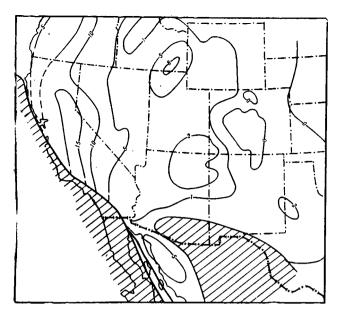
по 1500

Южнее района Хоторн-Тонопа, в хребтах Иньо и Панаминт, известны мезозойские толщи сходного характера, залегающие с несогласием выше слоев пенсильвания и перми. В хр. Иньо это: 1) известняки и глинистые сланцы, с фауной нижнего — среднего триаса, мощностью около 550 м и 2) переслаивание вулканогенных и осадочных пород, сходных с отмеченными на востоке Сьерра-Невады, мощностью 1300 м.

К северо-западу от района Хоторн-Тонопа вплоть до оз. Тахо значительную часть разреза мезозоя слагают метаморфизованные вулканогенные породы. Распространены преимущественно андезиты и дациты, известны также базальты и риолиты. В основном это вулканогенные брекчии, реже лавы (иногда пиллоу-лавы). Они переслаиваются с морскими осадочными породами: глинистыми сланцами, алевролитами (обычно туффитовыми), известняками, иногда песчаниками и кремнистыми породами. Местами встречаются доломиты и породы с гипсами, наземного или прибрежно-морского происхождения. Отмечаются находки морской фауны трнаса (главным образом верхнего триаса) и нижней юры; палеозойские ископаемые на этой площади не известны (Мооге, 1960).

Далее к северу, в хр. Гумбольдт и нижней надвиговой пластине хр. Сонома, к нижнему триасу относится, по-видимому, часть вулканогенной толщи «ф. Койпато». Далее следует толща чередования известняков п кварцитов, мощностью около 3000 м («ф. Стар-Пик», средний триас), выше — морские осадочные породы: глинистые сланцы, известняки и другие, с фауной верхнего триаса и нижней юры, залегающие согласно. В верхней надвиговой пластине хр. Сонома также преобладают осадочные породы и увеличивается роль известняков. Отмечаются некоторые изменения разреза в восточном направлении, например, смена известняков и глинистых сланцев среднего триаса грубообломочными породами (Reeside a. о., 1957). Еще севернее, в хр. Джэксон, отмечаются известняки с прослоями аспидных сланцев, кремнистых пород, песчаников и конгломератов, залегающие выше пермской толщи и перекрытые меловыми отложениями.

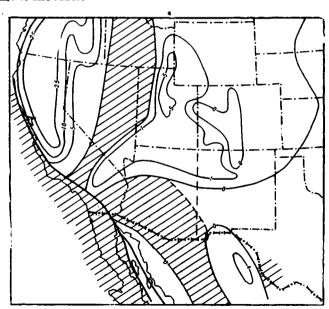
Таким образом, для отложений от нижнего триаса до нижней юры характерно распространение глинистых сланцев, известняков и в подчиненном количестве песчаников. Они образуют пачки различного строения, мощностью по несколько сотен метров, которые сменяют одна другую как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Значительная роль принадлежит вулканогенным породам, которые в разных районах распространены в различных частях разреза. Среди них преобладают пирокластические разности андезитового и дацитового состава, присутствуют риолиты, кварцевые латиты и базальты, а также кремнистые породы, образованные нередко при изменении туфов. Особенности состава сближают этн



Фиг. 21. Карта мощностей триасовых отложений юго-запада США, втысячах футов (Eardley, 1962).

Заштрихованы участки значительной реформации

породы с мезозойскими вулканогенными породами высоких сьерр, горы Юра и Полуостровных хребтов (см. стр. 12, 13, 31). Намечается определенная зональность в распространении мезозойских вулканогенных пород, входящих в спилито-кератофировую формацию: на западе (западная зона Сьерра-Невады и горы Кламат) развиты породы среднего и реже основного состава; на востоке (высокие сьерры, запад области Большого Бассейна, Полуостровные хребты) появляются породы с большей кислотностью и шедочностью.



Фиг. 22. Карта (мощностей юрских отложений юго-запада США, в тысячах футов (Eardley, 1962).

Заштрихованы участки 🤻 гначительной деформации

Общая мощность мезозойских отложений достигает на западе Невады 9 км (хр. Гумбольдт) и уменьшается к востоку. Восточнее 117 меридиана мощность отложений несколько сотен метров и присутствуют лишь породы нижнего триаса, распространенные так же, как пермские. Отложения среднего — верхнего триаса и юры не известны нигде в восточной Неваде и

западной Юте — почти вплоть до древней «линии Уосатч» (фиг. 21, 22). Они отмечаются лишь у юго-восточной окраины Большого Бассейна и широко распространены далее на восток; самые западные выходы мезозойских отложений известны в горах Спрингс и Мадди, в хр. Уосатч. Здесь распространены терригенные толщи в основном континентального происхождения. Отмечаются случаи как несогласных взаимоотношений мезозойских толщ с подстилающими, так и согласного залегания их на породах перми.

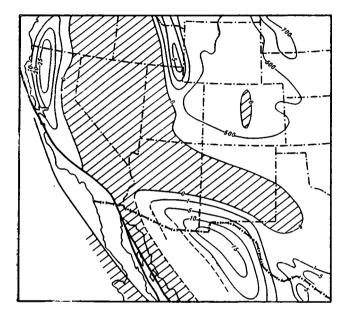
В толще нижнего триаса известны красноцветные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, иногда конгломераты и известняки, в верхах с гипсами («ф. Моэнкопи» на юго-востоке Большого Бассейна, «глинистые сланцы Вудсайд» и «известняки Тэйнс» на востоке — в хр. Уосатч); мощность — первые сотни метров, в хр. Уосатч — около 700 м. В самых западных разрезах среди континентальных образований появляются прослои известняков с морской фауной. В центральной и западной Неваде этим отложениям соответствуют отмечавшиеся морские толщи. Фаунистически охарактеризованные отложения среднего триаса не известны. Верхнетриасовая толща залегает с конгломератами в основании и представлена пестроцветными глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами с солями, мощностью от 300 до 900 м («ф. Чайнл» на юго-востоке, «ф. Анкарех» в хр. Уосатч). Общая мощность триасовых отложений редко превышает 1-1.5 км. лишь на севере Юты отмечается увеличение мощности до 2-2.5 км (см. фиг. 21). От восточной окраины Большого Бассейна триасовые отложения протягиваются в пределы Северо-Американской платформы без существенного изменения состава и мощностей.

Юрские отложения на востоке Большого Бассейна также существенно не отличаются от известных на платформе. К нижней и средней юре относятся песчаники мощностью до 700 м («Ацтек» на юго-востоке, «Наггет» в хр. Уосатч и «Навайо» далее на восток). Верхнеюрские отложения, известные местами в Юте, представлены морскими осадочными породами мощностью несколько сотен метров. На юго-востоке Большого Бассейна и восточнее — на севере плато Колорадо — общая мощность юрских отложений всегда менее 1 км. Севернее, в узкой зоне, протянувшейся субмеридионально в западной части Скалистых гор, мощность отложений достигает 1,5 км (см. фиг. 22). Эта зона максимальных мощностей юры совпадает частично с районом максимальных мощностей триаса, но имеет уже отчетливо выраженную линейность, располагаясь вдоль границы мезозоид области Большого Бассейна и Северо-Американской платформы.

Зона максимальных мошностей меловых отложений также протягивается узкой полосой в Скалистых горах северной Юты и Айдахо (фиг. 23). Однако эта зона продолжается и дальше на север-северо-запад, в пределы Монтаны и Британской Колумбии; мощность меловых отложений значительно превышает мощность юрских отложений. Здесь распространены континентальные терригенные породы, в значительной части грубообломочные; среди верхнемеловых пород известны туфогенные разности. В восточном направлении грубообломочные породы сменяются песчаниками и глинистыми сланцами, сначала континентальными и угленосными, а на востоке морскими (Weimer, Haun, 1960; Кинг, 1961; фиг. 24). Мощпость меловых отложений более 3 км на западе зоны и постепенно уменьшается в восточном направлении. К востоку от зоны максимальных мошностей распространены маломощные меловые толщи Северо-Американской платформы. На западе, в складчатой области мезозоид, меловые отложения распространены ограниченно. Состав и строение отмеченных меловых толш характерны для молассовой формации. Меловой и, вероятно, юрский трог Скалистых гор по своему структурному положению, времени развития и формационному составу отложений представляет собой структуру типа краевых прогибов.

Во внутренней части Большого Бассейна на ограниченных участках известны меловые отложения, сходные с молассовыми толщами, развитыми на западе Скалистых гор. Так, в горах Джэксон описаны (Willden, 1958):

. **	Мощность, ж
1. Чередование пачек конгломератов из гальки и валунов подстилающих	
пород и пачек алевролитов и песчаников, иногда с линзами известняков	
(«ф. Кинг-Лир» с пресноводной фауной нижнего мела)	до 900
Угловое несогласие.	• •
2. Конгломераты из экзотических обломков (напоминающих породы ордо-	
викской «ф. Валми») и обломков местных пород, с прослоями песчаников	
(«конгломераты Пэнзи-Ли», верхний мел или палеоген)	



Фиг. 23. Карта мощностей нижнемеловых отложений — юго-запада США, в тысячах футов (Eardley, 1962).

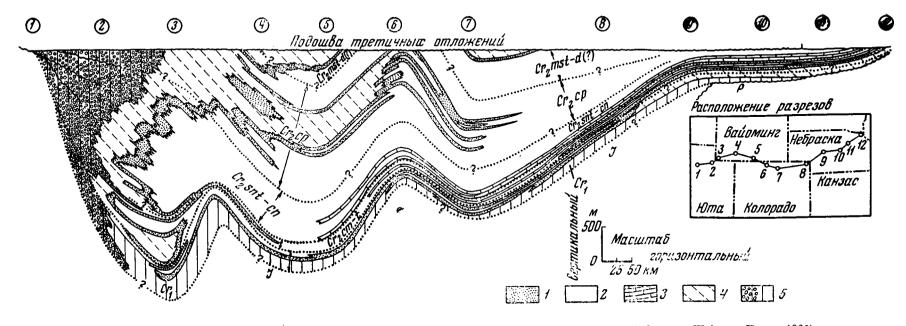
Как отмечает Кинг, такие меловые толщи образовались в разобщенных впадинах в период главной орогении и не были составной частью миогеосинклинального комплекса Кордильер. Меловые и юрские отложения краевого прогиба и межгорных впадин образуют комплекс орогенных формаций.

Разрез невадийского геосинклинального комплекса Большого Бассейна заканчивается на западе нижнеюрскими отложениями, а восточнее — нижнетриасовыми или более древними. Дислоцированные отложения невадийского комплекса на большей части площади перекрыты неогеновыми и четвертичными образованиями, выполняющими грабены в системе «Бассейнов и Хребтов».

Неогеновые и четвертичные толщи имеют почти полностью континентальное происхождение и представлены терригенными породами, фангломератами с солями, а также лавами и пирокластами значительной мошности.

Интрузии гранитои дов, прорывающие невадийские образования, распространены только на западе Большого Бассейна — примерно там же, где и геосинклинальные толщи мезозоя. Они сложены породами от диоритов до гранитов, преобладают гранодиориты или кварцевые монцониты. На западе гранитоидные интрузии явно связаны с батолитом Сьерра-Невады. Их возраст считается верхнеюрским — нижнемеловым. В других местах известны секущие контакты интрузий с нижнеюрскими и более древними толщами, а верхняя возрастная граница неясна. Так, в нижнемеловых отложениях гор Джэксон есть галька диоритов, но отмечаются

Заштрыхованы участки значительной деформации



Фиг. 24. Фациальный профиль меловых отложений западной Юты, Вайоминга, Колорадо и Небраски (Weimer, Haun, 1960).

1—3 — морские отложения: 1 — неритовые и литоральные песчаники, 2 — неритовые глинистые сланцы, 3 — неритовые известняки; 4, 5 — континентальные отложения: 4 — лагунные и болотные глинистые сланцы и песчаники, 5 — аллюавильные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Цифры на профиле — места опорных разрезов: 1 — западная Юта; 2 — Колвилл, Юта; 3 — округ Уинта, Вайоминг; 4 — Рок-Спрингс, Вайоминг; 5 — Багс, Вайоминг; 6 — Уолден, Колорадо; 7 — Форт-Коллинс, Колорадо; 8 — северевосток штата Колорадо; 9 — округ Логан, Небраска; 10 — округ Вэлли, Небраска; 11 — округ Антелоуп, Небраска; 12 — округ Дакота, Небраска

также тела лейкодиоритов, рвущие эти отложения. В районе Айвенпы описана интрузия кварцевых монцонитов, прорывающая надвиг верхнего мела — палеогена. На востоке территории известны мелкие интрузии гранитоидов, предположительно палеогенового возраста (см. фиг. 1).

Как отмечает Кинг (1961), крупные элементы невадийской структуры Большого Бассейна неясны. В горстах системы «Бассейнов и Хребтов» закартированы многочисленные складки и надвиги. Однако все они не прослеживаются далеко и разобщены по площади. Иногда складки могут наблюдаться на протяжении порядка 30 км, но обычно они оборваны более поздними сбросами. Нередко в хребтах обнажены лишь моноклинали. Простирание слоев большей частью меридиональное 1. Для восточной Невады и западной Юты в палеозойских слоях отмечаются углы наклона от пологих до средних, случаи опрокинутого залегания очень редки (Nolan, 1943). В западной и центральной Неваде дислокации палеозойских и мезозойских толщ более интенсивны, часто встречаются закрытые складки, местами изоклинальные.

Повсюду в пределах Большого Бассейна распространены невадийские надвиги. В хорошо изученных участках установлены серии надвиговых пластин, перекрывающих одна другую. Так, в хр. Сонома известно четыре надвига, в горах Мадди — семь надвигов, полого наклоненных на запад, с амплитудой смещения по несколько километров. В ряде мест по наклону сместителя, по ориентировке складок волочения и по другим признакам определено перемещение верхних надвиговых пластин на восток. Нередко видно, что надвиговые пластины образованы более плотными породами, передвинутыми по более слабым и скользким породам (Кау, Crawford, 1964). В восточной Неваде и западной Юте отмечаются пологие надвиги, почти послойные (Drewes, 1960).

Благодаря полноте стратиграфического разреза в ряде мест Большого Бассейна удается довольно точно определить время образования надвигов. На одних участках известны показательства лишь одного эпизопа нарушений, на соседних участках — нескольких. В пределах «пояса Антлер» известны надвиги со сближением фаций нижнего — среднего палеозоя, псрекрытые отложениями карбона и перми (Roberts a. o., 1958). Самый восточный из этих надвигов — Робертс-Мачнтин имеет амплитулу смешения более 65 км; отдельные части надвига сейчас разобщены, но по аналогичным взаимоотношениям толш в последовательных хребтах видно, что надвиг протягивается через всю северную Неваду и далее в Айдахо. К востоку от фронта надвига распространены отмечавшиеся грубообломочные толщи верхнего палеозоя, формировавшиеся одновременно с ним. Надвиги примерно того же возраста, перекрытые верхнепалеозойскими слоями, отмечаются также к западу от Элко, в хребтах Ситойя, Салфер-Спрингс, Индепенденс, Токима и других (Кэй, 1963; и др.). Эти надвиги и перекрывающие их толщи карбона и перми нарушены более поздними складками и надвигами, известными, например, в хребтах Индепенденс и Токима. В хребте Сонома упоминаются надвиги со сближением фаций триасовых отложений, по-видимому, на несколько километров. В районе Хоторн-Тонопа, как отмечалось, установлены надвиги нижнеюрского времени, образовавшиеся одновременно с «ф. Данлап». Но большая часть надвигов сечет отложения «ф. Данлап» и, в свою очередь, прорывается интрузиями гранитоидов (Muller, Ferguson, 1939). В горах Мадди надвиги срезают меловые толщи и окаймляются на востоке одновозрастными с ними грубыми фангломератами верхнего мела — палеогена (Кинг, 1961). В горах Джэксон известны еще более поздние надвиги с перекрытием образований верхнего мела — палеогена пермскими и более древними (?) слоями (Willden, 1958).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Невадийские структуры обычно параллельны кайнозойским разломам и современным хребтам (Hewett, 1954; Кэй, 1963).

Таким образом, надвиг Робертс-Маунтин и сходные с ним развивались одновременно с «поясом Антлер». Более поздние складки и надвиги связаны с невадийскими движениями, развивавшимися длительно от нижней юры до эоцена (Nolan, 1943; Roberts a. o., 1958; Кинг, 1961; и др.). В некоторых местах, например в Пиоч, установлены сбросы, образовавшиеся раньше или одновременно со складками и надвигами. Однако почти все известные сбросы (изредка взбросы) принадлежат системе «Бассейнов и Хребтов» и образованы в неоген-четвертичное время; отмечаются движения по ним и при современных землетрясениях. Высказывалось предположение о наличии в Большом Бассейне протяженных поперечных разломов, возможно, сдвигов, таких как Гарлок и Уолкер-Лейн (Longwell, 1960; и др.).

## НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ

Сопоставление данных по геологии Сьерра-Невады и соседних территорий дает интересный материал для тектонического районирования Южных Кордильер. Вдоль простирания структур невадид намечается удивительная выдержанность формационного состава отложений, характера магматических образований и структурных форм. Вкрест простирания структур видны определенные изменения. Устанавливаются существенные различия между внутренней, западной, областью Кордильер и их восточной областью, примыкающей к платформе. Хребет Сьерра-Невада может служить тектонотипом только для западной области Кордильер.

Возрастной объем невадийского геосинклинального комплекса оказывается неодинаковым в разных частях региона. Только в западной области — в горах Кламат, в Сьерра-Неваде и Полуостровных хребтах — геосинклинальный комплекс включает отложения от палеозойских до верхнеюрских и частично нижнемеловых. Восточнее — в западной части Большого Бассейна — его разрез заканчивается нижнеюрскими отложениями. В восточной области Кордильер — на востоке Большого Бассейна, пустыни Мохаве и Поперечных хребтов — в составе геосинклинального комплекса известны лишь отложения палеозоя (возможно, и позднего докембрия). Здесь, в относительно приподнятой краевой части невадид, обнажаются также докембрийские кристаллические породы, слагающие комплекс их основания (см. фиг. 1, стр. 37 и 39).

Палеозойские формации в западной области Кордильер имеют эвгеосинклинальный характер, а на востоке — миогеосинклинальный. В западной области развиты толщи зеленокаменного типа с обилием эффузивных пород среднего и основного состава, общей мощностью порядка 20—25 км (см. стр. 8, 10, 26, 43 и 48). Они протягиваются от гор Кламат в западную зону Сьерра-Невады и на северо-запад Большого Бассейна 1, сохраняя свои особенности на протяжении более 1000 км. Несмотря на распространение эффузивных образований по всему разрезу палеозоя, среди них почти совершенно отсутствуют кислые породы 2. Этим палеозойские зеленокаменные толщи западных Кордильер отличаются от большей части зеленокаменных (спилито-кератофировых) формаций, описанных в других складчатых областях (внутриконтинентальных, по Штилле). В восточной области Кордильер — на востоке и юге Большого Бассейна, в крайней восточной части пустыни Мохаве и Поперечных хребтов — состав палеозойских отложений типичен для карбонатной формации. Они образуют единую серию, без несогласий и существенных перерывов, мощностью до 10 км (см. стр. 36, 43 и 48). По литологическим особенностям карбонатная формация

¹ На северо-западе Большого Бассейна палеозойские зеленокаменные толща известны в надвиговых пластинах; залегание их в автохтоне только предполагается.
² Исключение составляют палеозойские отложения района Тейлорсвилла.

Кордильер близка к платформенной карбонатной формации, но отличается от нее по строению и мощности. Смена геосинклинальных карбонатных отложений платформенными происходит на сравнительно небольших расстояниях, но постепенно.

В центральной части Большого Бассейна, на востоке Сьерра-Невады и в Южной Калифорнии распространены кремнисто-терригенные отложения палеозоя, переходные по характеру и мощностям между мио- и эвгеосинклинальными (см. стр. 10, 37 и 44). В центральной Неваде прослежены постепенные изменения этих отложений с востока на запад: увеличение роли кремнистых пород в их составе и появление прослоев эффузивов. Такие постепенные переходы между мио- и эвгеосинклинальным комплексами чрезвычайно редко устанавливаются в складчатых областях и по существу не описаны в литературе. Поэтому данные американских геологов об отложениях переходного комплекса имеют не только региональное значение. В центральной части Большого Бассейна нижне- и среднепалеозойские отложения переходного комплекса, отчасти эв- и миогеосинклинального комплексов дислоцированы и перекрыты верхнепалеозойскими молассами «пояса Антлер».

Мезозойские толщи западной области Кордильер известны как в зоне распространения палеозойских зеленокаменных толщ, так и в зоне палеозойского переходного и молассового комплексов. На всей этой территории мезозойские отложения должны быть отнесены к зеленокаменной (спилито-кератофировой) формации. Однако по составу эффузивных пород намечаются различия западных и восточных районов. В горах Кламат и западной зоне Сьерра-Невады распространены более основные члены формации, и мезозойские отложения очень сходны с палеозойскими (см. стр. 9 и 27). Восточнее эффузивные породы приобретают несколько более кислый и щелочной состав, что отмечалось выше для востока Сьерра-Невады и крайней восточной части гор Кламат, западной части Большого Бассейна и Полуостровных хребтов (см. стр. 13, 26, 31 и 49).

В ряде мест в восточной части гор Кламат, на востоке Сьерра-Невады и на западе Невады мезозойские толщи залегают на палеозойских без существенного перерыва и признаков несогласия. На отдельных участках западной зоны Сьерра-Невады и в западной Неваде близ «пояса Антлер» в основании мезозойских отложений установлено угловое несогласие. На западе территории отмечаются также некоторые различия палеозойских и мезозойских отложений по степени метаморфизма. Однако формационно эти отложения близки между собой. Мезозойские зеленокаменные толщи отличаются от палеозойских лишь заметным преобладанием эффузивов среднего состава и увеличением роли кислых пород в зоне, удаленной от океана <sup>1</sup>. Меловые и юрские толщи, распространенные у восточной окраины Большого Бассейна, образуют молассовый комплекс, частично одновозрастный с верхами геосинклинального комплекса западных районов (см. стр. 51).

Невадийские интрузивные образования распространены почти исключительно в западной области Кордильер. Тела серпентинитов известны только в западной зоне Сьерра-Невады и горах Кламат — на самом западе региона (см. стр. 14 и 27). Гранитоиды распространены довольно широко, но их основная масса, образующая батолиты Сьерра-Невады и Южной Калифорнии, связана с центральной частью западной области (см. стр. 14, 28, 32 и 52). Для восточных районов отмечается в общем более кислый состав гранитоидов, чем для западных.

Имеющиеся данные не позволяют выделить и сравнить все крупные структурные элементы западной и восточной областей Южных Кордильер. Однако различия структурных форм этих областей несомненны. Для

Е. Н. Меланхолина 57

<sup>1</sup> Возможно, что эти особенности характерны и для пермских отложений.

западных районов характерны протяженные линейные зоны разломов (возможно, спвигов) и моноклиналей. В восточных районах распространены небольшие складки и многочисленные надвиги. Линейные структуры западной зоны Сьерра-Невады и гор Кламат протягиваются на многие сотни километров (см. стр. 16—19 и 28—29). На юге они имеют северо-запалное простирание, севернее Плимута становятся меридиональными, а на севере Сьерра-Невады резко поворачивают к северо-западу и протягиваются в горы Кламат <sup>1</sup>. В горах Кламат виден плавный изгиб структур со сменой северо-западных простираний меридиональными и затем северовосточными. По разломам устанавливаются значительные смешения. Восточные крылья обычно приподняты; в Сьерра-Неваде предполагаются также сдвиговые смещения (правобоковые). В блоках между разломами обычны крутые моноклинали, сжатые складки и полосы тектонитов. Их простирания соответствуют простиранию разломов. Отложения метаморфизованы. Небольшие структурные формы, изученные в останцах кровли батолитов Сьерра-Невады и Южной Калифорнии, по своему характеру сходны со структурами западной Сьерра-Невады (см. стр. 15 и 32). По крупным разломам Полуостровных хребтов тоже предполагаются сдвиговые смещения (правобоковые).

Среди отмечавшихся структурных форм Большого Бассейна наиболее характерны надвиги, для которых большей частью устанавливается персмещение к востоку и юго-востоку. Отложения не метаморфизованы. В восточном направлении структуры становятся все более простыми, и на самом востоке территории слои смяты в очень пологие складки и нарушены пологими надвигами, почти послойными.

С различием невадийской структуры западной и восточной областей Кордильер связаны и различия кайнозойских деформаций. В современной структуре западной области невадид выделяются крупные слабо нарушенные блоки гор Кламат, хребта Сьерра-Невады и Полуостровных хребтов. Восточная область сильно раздроблена разломами системы «Бассейнов и Хребтов».

Таким образом, различия образований невадийского комплекса в западной и восточной областях Кордильер несомненны, хотя граница этих областей и не является резкой. Не случайно Штилле (19646) и вслед за ним Ирдли (Eardley, 1962) подчеркивали приуроченность невадийских гранитоидных интрузий, наиболее интенсивных дислокаций и регионального метаморфизма пород к западной (эвгеосинклинальной) области Кордильер.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Этот резкий изгиб структур располагается на продолжении разлома Мендосино (предположительно левого сдвига), лежащего в Тихом океане.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР

Развитие геосинклинали Кордильер началось в позднедокембрийское (белтское) время (Eardley, 1959; Штилле, 1964б). Как считает Ирдли, в позднем докембрии на юго-западе Северной Америки был заложен трог, субпараллельный современному побережью и несогласно секущий более древние докембрийские складчатые пояса. Его отложения сохранились как на территории Кордильер, так и восточнее — в Скалистых горах. В восточной области Кордильер — на востоке и на юго-востоке Большого Бассейна, пустыни Мохаве и Поперечных хребтов — в этом троге шло накопление мощных карбонатно-терригенных толщ, перекрывших древние складчатые структуры и массивы гранитоидов.

Перед началом кембрия накопившиеся отложения были дислоцированы. После этих дислокаций на востоке территории (район Скалистых гор) геосинклинальное осадконакопление уже не возобновлялось. Палеозойская геосинклинальная область была расположена на территории Кордильер (Кордильерская геосинклиналь, по Ч. Шухерту). Она протягивалась на многие тысячи километров при ширине до 1000 км.

В восточной области Корпильер в палеозое располагался миогеосинклинальный пояс, имевший в южной части северо-восточное простирание. Здесь продолжалось накопление морских карбонатно-терригенных (нижний кембрий) и затем карбонатных толш. Осадконакопление было практически непрерывным в течение всего палеозоя. Мошность палеозойской миогеосинклинальной серии порядка 8—10 км. Во все периоды палеозоя в западной части пояса прогибание было наибольшим; с приближением к восточному борту геосинклинального прогиба мощности отложений уменьшаются (см. фиг. 13-20). Восточная и юго-восточная границы прогиба проходили примерно вдоль «линии» Уосатч». Здесь в пределах сравнительно широкой зоны наблюдается смена миогеосинклинального палеозойского комплекса платформенным. К востоку от «линии Уосатч», в пределах Северо-Американской платформы, формировались толщи, литологически сходные с отмеченными для миогеосинклинали. Опнако режим осадконакопления был иной: прогибание было значительно более слабым и непостоянным, так что многие возрастные горизонты палеозоя отсутствуют здесь в разрезе. Временами (например, в ордовике) происходил снос кварцевого обломочного материала с платформы в пределы миогеосинклинали. Структурные формы, развивавшиеся на платформе, представляли собой крупные изометричные синеклизы и антеклизы (см. фиг. 14-17) 1 и тоже существенно отличались от структур миогеосинклипального пояса.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В пенсильвании и перми на площади штата Колорадо и соседних участках развивались довольно узкие и линейные прогибы и поднятия, лежавшие на продолжении структур Вичиты (см. фиг. 20).

В западной области Кордильер — на западе Большого Бассейна, в районе Сьерра-Невады и далее к северу — протягивался эвгеосинклинальный пояс, характеризовавшийся мошным прогибанием (порядка 20— 25 км в течение палеозоя) и образованием формаций зеленокаменного типа. Характерно обилие эффузивных пород андезитового и базальтового состава, которые образовались здесь в различные периоды палеозоя. Эффузивные образования всегда сочетаются с кремнистыми и терригенными породами. Характерен полимиктовый и кварцево-полевошнатовый состав терригенного материала, поступавшего из весьма удаленных источников. Данных о направлении сноса очень мало. Ближайшая область суши, сложенная кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами докембрия, располагалась в палеозое на юго-западной окраине Северо-Американской платформы (трансконтинентальный свод, по Ирдли). Однако ясно, что поступление терригенного материала с платформы было незначительным, так как на востоке геосинклинальной области карбонатонакопление лишь временами сменялось отложением кварцевых песков и глин. Источник материала мог располагаться как далеко на севере или на юге по простиранию геосинклинали, так и в какой-то области на западе.

Смена миогеосинклинального осадконакопления эвгеосинклинальным отмечается в зоне шириной около 100 км, протянувшейся в центральной части Большого Бассейна (у 117 меридиана), через восточную часть Сьерра-Невады, области пустыни Мохаве и Полустровных хребтов. Как показывает изучение отложений этой зоны (переходного комплекса), в нижне-среднепалеозойское время мио- и эвгеосинклинальный пояса были связаны между собой, фациального барьера не существовало (Кэй, 1963; и др.).

В верхнепалеозойское время на месте переходной зоны мио- и эвгеосинклинали начинается формирование геоантиклинального поднятия (установленного Т. Ноланом и позднее названного Ирдли «геоантиклиналью Манхаттан», а Робертсом— «поясом Антлер»). Рост геоантиклинали устанавливается по появлению несогласий на ее крыльях, по отсутствию ряда горизонтов и существенному изменению характера отложений в сводовой части. Здесь отлагались терригенные толщи, часто грубообвыдержанные по простиранию, небольшой мощности. ломочные, не В латеральном направлении они сменяются отложениями миогеосинклинали и эвгеосинклинали. Как установлено Робертсом и другими для северной и центральной Невады, с ростом геоантиклинали «пояса Антлер» были связаны интенсивные дислокации, в частности образование крупного надвига Робертс-Маунтин и других. Воздымавшаяся геоантиклиналь разделила мио- и эвгеосинклинальный прогибы. На востоке, в миогеосинклинальном прогибе, осадконакопление продолжалось без перерывов и несогласий. На западе, в пределах эвгеосинклинального прогиба, дислокапии верхнепалеозойского времени проявились значительно сильнее: именно отсюда в район Антлер-Пик, хребтов Сонома и Шошони были надвинуты пластины с палеозойскими породами западного комплекса. В западной зоне Сьерра-Невады перед началом или в начале миссисипия имел место перерыв, но осадконакопление продолжалось затем без существенных изменений. Перерыв в осадконакоплении отмечается здесь и в начаде мезозоя. С движениями этого времени, по-видимому, были связаны некоторые пислокации и слабый метаморфизм палеозойских пород 1.

В триасовое время продолжался рост геоантиклинали «пояса Антлер», с распространением ее на восток почти до «линии Уосатч». Геосинклинальный прогиб сохранился в мезозое только на западе, в основном на месте палеозойского эвгеосинклинального пояса. В начале триаса осадконакопление происходило на западе области Большого Бас-

<sup>1</sup> Штилле (1964б) связывал эти явления с варисцийской складчатостью.

сейна, в крайней восточной части гор Кламат и в районе Полуостровных хребтов, причем прогибание захватило и значительную краевую часть верхнепалеозойской геоантиклинали, где триасовые толщи с несогласием перекрывают, например, дислопированные отложения ордовика. Позднее прогибание распространилось также пальше на запап, так что в запалной зоне Сьерра-Невалы на верхнепалеозойских породах с несогласием залегают верхнетриасовые слои, а на самом западе — юрские. В мезозойском прогибе шло формирование мошных (8-10 км) вулканогенноосапочных толш зеленокаменного типа. Вулканическая пеятельность в разных частях прогиба проявилась неодновременно. По составу вулканических продуктов намечаются различия западной части прогиба (западная зона Сьерра-Невады, горы Кламат) и восточной (высокие сьерры и крайняя восточная часть гор Кламат, западная Невада. Полуостровные хребты). На западе, как и в палеозойское время, образуются преимущественно вулканогенные породы среднего и отчасти основного состава (подводные излияния). На востоке появляются породы большей кислотности и шелочности (морские и иногла наземные извержения). Эти различия были определены зональностью палеозойского времени: западная часть прогиба располагалась на месте палеозойского эвгеосинклинального пояса. восточная часть — в основном на месте переходной зоны эв- и миогеосинклинали и «пояса Антлер». Вдоль простирания прогиба, на расстоянии около 1000 км, характер отложений сохраняется постоянным.

Одновременно с излияниями андезитов и базальтов на западе прогиба шло накопление терригенных отложений. Проследив их изменения на площади, Талиаферро установил для юрского времени снос части обломочного материала с запада, из палеозойских пород «серии Сур» Береговых хребтов. В современном срезе в Береговых хребтах не известны породы триаса и юры (дофранцисканские). Возможно, они не отлагались, а район в начале мезозоя представлял собой поднятие, сложенное палеозойскими толщами и поставляющее обломочный материал в геосинклинальный прогиб. В восточной части прогиба вулканические извержения чередовались с накоплением известняков, глинистых и реже песчаных пород; для некоторых толщ доказывается поступление обломочного материала с востока, с развивавшейся геоантиклинали. Однако, судя по объему грубообломочных пород на востоке прогиба, поднятие и размыв геоантиклинальной области в триасовое и юрское время не были интенсивны.

На востоке прогиба, в пределах западной Невады, геосинклинальное осадконакопление закончилось уже к середине юры, и территория была причленена к геоантиклинальному поднятию, в то время как западнее продолжалось интенсивное прогибание. В западной зоне Сьерра-Невады и в горах Кламат формирование геосинклинального комплекса продолжалось до кимериджа включительно (может быть, и несколько дольше), в Полуостровных хребтах — до середины мела.

Неодновременно происходили и невадийские деформации. В западной Неваде они начались уже в раннеюрское время, одновременно с осадконакоплением, и затем усилились. Известны здесь также позднеюрские и меловые дислокации, проявившиеся, по-видимому, неповсеместно, а местами — и нарушения палеогенового времени. В Сьерра-Неваде и горах Кламат основные деформации и оформление складчатой структуры произошли в конце юры и, может быть, в начале мела. В пределах Полуостровных хребтов главные невадийские нарушения имели место в середине мела. Длительно и неодновременно на разных участках развивались и ди-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Поступление в юрский прогиб с запада обломков пород «серии Сур» свидетельствует о распространении этих пород в юре примерно там же, где и теперь, что, возможно, противоречит предположению об очень крупных горизонтальных смещениях по разлому Сан-Андреас в послеюрское время.

слокации на геоантиклинальном поднятии. Так, в пустыне Мохаве складкообразование продолжалось от средней юры на западе до палеогена на востоке (Хьюитт, 1957). Как пишет Кинг (1961), «невадийская орогения в западном поясе Кордильер представляла собой длительный процесс, который начался в среднемезозойское время и продолжался до или даже одновременно с ларамийской орогенией в восточном поясе Корпильер».

Результатом невадийской орогении было образование сложного складчатого сооружения Кордильер. Имеющиеся геологические материалы не нозволяют восстановить крупные структурные элементы региона. Как отмечалось для Сьерра-Невады, гор Кламат и Полуостровных хребтов, на западе развивались протяженные линейные структуры северо-западного и субмеридионального простираний. Это — крупные разломы со значительным вертикальным смещением и, может быть, с преобладанием горизонтальных движений (правобоковых), зоны тектонитов, протяженные крутые моноклинали и узкие сжатые складки. Для пород геосинклинального комплекса здесь характерен региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, часто развит кливаж. В восточной области Кордильер ппло длительное формирование серии пологих надвигов с перемещением во многих случаях на восток и юго-восток. Породы обычно не метаморфизованы.

После основного складкообразования по разломам западной зоны Сьерра-Невады были внедрены тела ультраосновных пород, особенно распространенные в северной, расширяющейся, части этой зоны и далее к северу, в горах Кламат. Несколько позднее <sup>1</sup> на этой территории началось формирование массивов гранитоидов. Процесс внедрения гранитоидов был многофазным и продолжался до середины мела, как это установлено для батолита Южной Калифорнии (по геологическим данным) и для центральных частей батолита Сьерра-Невады (по определениям абсолютного возраста). С ранними фазами внедрения, проявившимися в основном на западе региона, связано образование пород от габбро до гранодиоритов. Поздние фазы проявились восточнее и характеризуются появлением преимущественно более кислых пород гранитного ряда, причем граниты и аляскиты были внедрены в самые последние фазы.

Следует отметить пространственное совпадение в распространении на западе региона разновозрастных магматических пород наиболее основного состава. Здесь образовались более основные, чем на востоке, члены мезозойской спилито-кератофировой формации, а затем были внедрены ультраосновные породы. Более поздние плутоны гранитоидов на западе Сьерра-Невады и в соседних участках гор Кламат распространены значительно меньше, чем на востоке, и образованы породами большей основности. Батолиты Сьерра-Невады и Южной Калифорнии были сформированы восточнее: в той зоне, где юрские ультраосновные образования не известны, а для мезозойской спилито-кератофировой формации характерны отмеченные породы более кислого и щелочного состава. Далее к востоку (на востоке пустыни Мохаве, в западной Неваде) распространенность невадийских гранитоидов уменьшается; восточнее области мезозойского геосинклинального прогиба они не известны.

Деформации и поднятие в пределах невадийского пояса сопровождались образованием вдоль его восточного края структуры типа краевых прогибов. Прогиб был заложен вдоль древней «линии Уосатч», почти полностью на платформенном основании. Он протягивался из Монтаны и Айдахо в пределы северной Юты, замыкаясь далее на юг с приближением к мас-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Только для плутона Шаста-Бэлли на юге гор Кламат верхнеюрский возраст доказывается и по радиометрическим, и по геологическим данным. Для западной зоны Сьерра-Невады, как отмечалось, имеются лишь радиометрические данные.

сиву плато Колорадо (см. фиг. 23). Формирование прогиба в его южной части началось в юре, одновременно с геосинклинальным осадконакоплением в западном прогибе. Основное развитие прогиба, накопление мощных молассовых толщ относится к меловому времени. Характерно асимметричное строение прогиба, с более крутым западным бортом. Здесь вдоль края формировавшегося складчатого сооружения шло наиболее интенсивное прогибание и отложение поступавшего с запада грубообломочного материала (см. фиг. 24). В самом конце мела — начале палеогена поднятия на востоке невадийского пояса были заметно снивелированны, а краевой прогиб распался на несколько мелких впадин, разделенных поднятиями, служившими местными источниками сноса (Кинг, 1961). Одновременно с развитием этих структур происходили ларамийские дислокации. Они были наиболее интенсивны на поднятиях внутри прогиба и у восточного края невадийского пояса, где образовалась серия складок и надвигов с перемещением на восток.

Внутри невадийского пояса в течение главной орогении формировались небольшие межгорные впадины, синхронные по своему образованию краевому прогибу и также заполнявшиеся молассовыми толщами. Геосинклинальный прогиб во время невадийской складчатости был оттеснен на запад, в пределы Большой долины и Береговых хребтов Калифорнии. В складчатой области невадид в меловое и третичное время образовалась полоса крупных поднятий.

Таким образом, изучение отложений Кордильерской геосинклинали показывает. Что она отличалась в целом «сквозным развитием» в палеозое — мезозое (может быть, уже с позднего докембрия), с последовательным сужением и оттеснением на запад области осадконакопления. Заложение и рост отдельных структурных элементов, местные перерывы в осалконакоплении не изменили общего характера развития геосинклинали. Пля нижне- и среднедалеозойских отложений вкрест простирания геосинклинальной области от ее внутренних частей к платформе наблюдается определенный формационный ряд, со сменой отложений зеленокаменной формации (в эвгеосинклинали Кордильер) кремнисто-терригенными образованиями и затем отложениями карбонатной формации (в миогеосинклинали Кордильер). Формационный состав отложений в каждой из зон однообразен по всему разрезу нижнего — среднего палеозоя. Характер отложений в эв- и миогеосинклинали сохранился прежним и в верхнем палеозое, когда на их границе возникло геоантиклинальное поднятие. Без существенных изменений продолжалось осадконакопление в эвгеосинклинальном прогибе также в триасовое и юрское время, когда остальная территория Кордильер испытывала поднятие.

Зональность в размещении формаций в геосинклинальной области Кордильер объясняется различными структурными условиями осадконакопления. В разрезе геосинклинального комплекса (от кембрия до юры и частично мела) не устанавливается рядов с определенной сменой формаций, какие описаны, например, в складчатых областях Европы. Однообразие формационного состава отложений, постоянство условий прогибания и осадконакопления в пределах протяженного пояса связано, несомненно, с глубинными процессами. Длительное развитие основного и среднего вулканизма и последующее внедрение ультраосновных пород в эвгеосинклинали Кордильер было определено ее расположением вдоль границы Тихого океана и континента.

Положение этой границы в течение палеозоя — начала мезозоя, повидимому, существенно не изменялось. Значительные изменения имели место лишь в эпоху невадийской складчатости и внедрения гранитои-дов (произошедшего здесь впервые со времени заложения геосинклинали Кордильер). Вопрос о причинах появления здесь в юре и мелу огромных масс гранитоидов, поставленный Штилле еще в 1942 г., требует специаль-

ного исследования. Связь в размещении крупных гранитных массивов с зональностью предшествовавшего времени уже отмечена выше.

При изучении структурных особенностей Южных Кордильер здесь, как и в других областях, выявляется длительность дислокаций и связь их с развитием определенных структур. Так, в начале карбона рост гео-антиклинали «пояса Антлер» сопровождался интенсивным надвигообразованием, в то время как восточнее, в миогеосинклинальном прогибе, шло непрерывное прогибание. Деформации мезозойского времени и оформление складчатой структуры невадид также не были одновременны на всей огромной территории и продолжались длительно. Поэтому было бы большой схематизацией рассматривать эти деформации как проявления отдельных фаз складчатости (позднекиммерийской, австрийской, ларамийской).

\* \* \*

На основе изложенного материала и данных по региональной тектонике других областей мезозойской складчатости может быть проведен их сравнительный анализ. Здесь укажем лишь некоторые черты сходства и различия мезозоид Северной Америки и Восточной Азии, частично уже отмечавшиеся в литературе (Херасков, 1964; Пущаровский, 1965; и др.). Близость областей мезозоид по возрасту складчатости определяет то, что в Южных Кордильерах, Верхоянье и Сихотэ-Алине верхи геосинклинального комплекса (до юры включительно, местами до середины мела), а также и орогенный комплекс (мел и отчасти юра) в общем сходны по времени образования. Однако объем геосинклинального комплекса этих областей существенно различен. В Южных Кордильерах, отличавшихся длительным «сквозным развитием», геосинклинальный комплекс (невадийский) включает отложения от кембрия до юры и нижнего мела. В мезозоидах Восточной Азии формирование собственно геосинклинального комплекса (верхоянского) началось в верхнем палеозое.

Для отложений этого комплекса, в отличие от невадийского, обычно устанавливаются миогеосинклинальный или переходный от эв- к миогеосинклинальному типы разреза. Отложения эвгеосинклинального характера известны лишь на отдельных участках. В основном же такие отложения распространены восточнее — на выступах фундамента в кайнозойских тектонических зонах (например, в Японии, на востоке Сахалина). Они и должны сравниваться с эвгеосинклинальными образованиями Кордильер. Возможно, что развитие приокеанической полосы Восточной Азии в палеозое — начале мезозоя было сходно с развитием эвгеосинклинали Кордильер. Однако в дальнейшем здесь не произошло такой значительной перестройки, как на севере Америки, не было таких широких проявлений гранитоидного магматизма и геосинклинальное развитие продолжалось в кайнозое. В складчатое сооружение мезозоид были включены только миогеосинклинальная и переходная зоны Восточной Азии.

При анализе морфологии структур в разных областях мезозоид применить сравнительный метод оказалось сложнее, чем при рассмотрении формаций. Но некоторые структурные формы, по-видимому, можно сравнивать. Например, намечается определенное сходство между структурами западной зоны Сьерра-Невады и востока Сихотэ-Алиньской области.

В развитии структур Южных Кордильер, Верхоянья и Сихотэ-Алиня характерно более раннее прекращение осадконакопления в приплатформенной зоне. В середине мезозоя во всех этих регионах геосинклинальные прогибы развивались лишь во внутренних частях. Преимущественно здесь произошло и последующее внедрение гранитоидов. Может показаться, что внешние зоны поднятий уже в начале мезозоя были причленены к платформе. Однако при тектоническом районировании мы относим к области мезозоид не только зоны мезозойских прогибов, но и отмечен-

ные поднятия, так как оформление их складчатой структуры произопло в мезозойское время, в юре и мелу перед фронтом поднятий образовались краевые прогибы (в Кордильерах и Верхоянье, а на юге Сихотэ-Алиня — по-видимому, периклинальный прогиб). На последних этапах геосинклинального развития мезозоид происходило постепенное сужение области осадконакопления и оттеснение ее в сторону океана. В районах, наиболее приближенных к океану (запад Сьерра-Невады и горы Кламат, Полуостровные хребты, восток Сихотэ-Алиня), геосинклинальное осадконакопление продолжалось до самого конца юры и начала мела. Формирование складчатых сооружений мезозоид сопровождалось дальнейшим оттеснением геосинклинальных прогибов в сторону Тихого океана.

#### ЛИТЕРАТУРА

- $\Gamma$  ар  $\Phi$  и ас В., Чапин Т. 1956. Геология Мексики. Пер. с испан. М., Госгеолтехиздат.  $\Gamma$  е с тилл  $\Gamma$ . 1963. Континенты м мобильные пояса в свете определений абсолютного возраста. В кн. «Труды XXI Междунар, геол. конгр., вып. 1». М., Изд-во иностр.
- Ирдля А. 1954. Структурная геология Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры.
- Ирдли А. 1963. Петрографические и тектонические провинции запада Соединенных Штатов Америки. В кн. «Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 2». М., Изд-во
- иностр. лит-ры. Кинг Ф. 1961. Геологическое развитие Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во
- мностр лит-ры. Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры.
- К эй М. 1963. Край континента в палеозое в центральных частях штата Невада, запад Соединенных Штатов Америки. В кн. «Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1». М., Изд-во иностр. лит-ры.
- Лоувелл Д. 1963. Край ордовикской миогеосинклинали в центральной Неваде. В ки. «Труды XXI Междунар. геол. конгр., вып. 1». М., Изд-во иностр. лит-ры. Пущаровский Ю. М. 1965. Основные черты строения Тихоокеанского тектониче-
- ского пояса.— Геотектоника, № 6.
- Пущаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. 1963. Особенности тектонического строения калифорнийской кайнозойской складчатой зоны.— Труды Геол. ин-та
- АН СССР, вып. 89. Херасков Н. П. 1964. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн. «Деформация пород и тектоника». (Междунар. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 4). М., изд-во «Наука».
- Хьюитт Д. 1957. Структурные особенности Мохавской пустыни. В кн. «Земная ко-
- ра». М., Изд-во иностр. лит-ры. Шейнманн Ю. М. 1956. К истории формирования Кордильер.— Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 2—3, 4, 5—6.
- Штилле Г. 1964a. Введение в строение Америки. Перевод с нем. работы 1940 г.
- Избр. труды. М., изд-во «Мир». III тилле Г. 1964б. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Ти-
- хого океана. Перевод с нем. работы 1942 г. Избр. труды. М., изд-во «Мир». Albers J. P., Robertson J. F. 1952. New evidence establishes Permian age for the Dekkas andesite, Shasta county, California. (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. America, 63,
- № 12, pt. 2. Allen C. R., Silver L. T., Stehli F. G. 1960. Agua Blanca fault a major transverse structure of northern Baja California, Mexico.—Bull. Geol. Soc. America, 71, No. 4.
- Bailey T. L., Jahns R. H. 1954. Geology of the Transverse Range province, Southern California.— Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull., № 170, pt. 2, chap. 2.
- Baird A. K. 1962. Superposed deformations in the central Sierra Nevada foothills east
- of the Mother Lode.—Univ. Calif., Publ. Geol. Sci., 42, № 1. Bateman P. C. 1965a. Geologic map of the Blackcap Mountain quadrangle, Fresno county, California.— U. S. Geol. Surv., Dept Inter., Geol. Quadr. Maps, Map GQ-428.
- Bateman P. C. 19656. Geology and tungsten mineralisation of the Bishop district, Ca-
- lifornia.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 470.
  Bateman P. C., Clark L. D., Huber N. K. a. o. 1963. The Sierra Nevada batholith. A synthesis of recent work across the central part. U. S. Geol.. Surv., Prof. Paper, № 414-D.

- Bateman P. C., Moore J. G. 1965. Geologic map of the Mount Goddard quadrangle, Fresno and Inyo counties, California.— U. S. Geol. Surv., Dept. Inter., Geol. Quadr. Maps, Map GQ-429.
- Be a l C. H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Bava California. Mexico. Baltimore, Md.
- Best M. G. 1963. Petrology and structural analysis of metamorphic rocks of the southwestern Sierra Nevada foothills, California. - Univ. Calif., Publ. Geol. Sci., 42, № 3.
- Buwalda J. P. 1954. Geology of the Tehachapi Mountains, California. Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull., № 170, pt. 2, chap. 2.
- Carta tectonica de la Republica Mexicana, scale 1:5000000. 1958.— Inst. Geol., Univ. Nac. Autonoma de Mexico.
- Cater F. W., Wells F. G. 1953. Geology and mineral resources of the Gasquet quadrangle, California — Oregon.— U. S. Geol. Surv., Dept. Inter., Bull. № 995-C.
- Chandra D. K. 1961. Geology and mineral deposits of the Colfax and Foresthill quadrangles, California.— Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Spec. Rept, № 67. Christensen M. N. 1963. Structure of metamorphic rocks at Mineral King.—Univ.
- Calif., Publ. Geol. Sci., 42, № 4.
- Churkin M., Jr., Langenheim R. L., Jr. 1960. Silurian strata of the Klamath Mo-untains, California.— Amer. J. Sci., 258, № 4.
- Clark L. D. 1960a. Evidence for two stages of deformation in the western Sierra Nevada metamorphic belt, California.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 400-B.
- Clark L. D. 19606. Foothills fault system western Sierra Nevada, California.—Bull.
- Geol. Soc. America, 71, No. 4. Clark L. D., Imlay R. W., McMath V. E., Silberling N. J. 1962. Angular unconformity between Mesozoic and Paleozoic rocks in the Northern Sierra Nevada. California. - U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 450-B.
- Clark W. B., Carlson D. W. 1956. Mines and mineral resources of El Dorado county, California.— Calif. J. Mines and Geol., 52, № 4
- Compton R. R. 1955. Trondhjemite batholith near Bidwell Bar, California.-- Bull. Geol. Soc. America, 66, № 1.
- Coogan A. H. 1960. Stratigraphy and paleontology of the permian Nosoni and Dekkas formations. (Bolibokka group) ..... Univ. Calif., Publ. Geol. Sci., 36, No 5.
- Crowell J. C. 1960. The San Andreas fault in Southern California. In: «Report of the
- XXI Session of International Geological Congress. Norden, 1960. Pt. 18». Copenhagen. Curtis G. H., Evernden J. F., Lipson J. I. 1958. Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method.—Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Spec. Rept. № 54.
- Davis G. A., Holdaway M. J., Lipman P. W., Romey W. D. 1965. Structure, metamorphism and plutonism in the south-central Klamath Mountains, California.-
- Bull. Geol. Soc. America. 76. M 8.

  Dibblee T. W., Jr. 1954. Geology of the Imperial Valley region California.— Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull., M 170, pt. 2, chap. 2.

  Dibblee T. W., Jr. 1963. Geology of the Willow Springs and Rosamond quadrangles, California.— U. S. Geol. Surv., Dept. Inter., Bull. M 1089-C.
- Diller J. S. 1908. Geology of the Taylorsville region, California.— U. S. Geol. Surv., Bull. № 353.
- Dott R. H. 1955. Pensylvanian stratigraphy of Elko and northern Diamond Ranges, Northeastern Nevada.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 39, № 11.
- Dott R. H. 1961. Permo-triassic diastrophism in the Western Cordilleran region. Amer. J. Sci., 259, № 8.
- Drewes H. 1960. Bedding-plane faults East of Connors Pass, Schell Creek Range,
- Eastern Nevada.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, M 400-B.

  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.— Geol. History, System. Zool., 9, № 2.
- Durrell C. 1940. Metamorphism in the Southern Sierra Nevada, northeast of Visalia, California.— Calif. Univ., Publ. Geol. Sci., 25, № 1.
- Eardley A. J. 1959. Major tectonic change in southwestern part of North American continent in Beltian time. (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. America, 70, № 12, pt. 2.
- E ardley A. J. 1962. Structural geology of North America, 2d ed. N. Y. Geologic map of California, scale 1:500 000. 1938. Ed. by O. P. Jenkins Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines.
- Geologic map of North America, scale 1:5 000 000. 1965.— U. S. Geol. Surv. Washington. Geologic map of Oregon west of the 121st meridian, scale 1:500 000. 1961. St. Oregon, Dept Geol. and Min. Ind.
- Geology of Northern California. 1966. E. H. (Bailey, editor) Calif. Div. Min. a. Geol., Bull. 190.
- Hewett D. F. 1954. General geology of the Mojave Desert region, California. Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull. № 170, pt. 1, chap. 2.

Hill M. L., Dibblee T. W. 1953. San Andreas, Garlock and Big Pine faults, California.- Bull. Geol. Soc. America, 64, № 4.

Hinds N. E. A. 1934. The Jurassic age of the last granitoid intrusives in the Klamath Mountains and Sierra Nevada, California.— Amer. J. Sci., 5th ser., 27, No. 159.

Hinds N. E. A. (1939) 1940. Paleozoic section in the Southern Klamath Mountains, California, In: «Proceedings of the 6th Pacific Science Congress, v. 1». Berkley-Los Angeles.

Hollister V. F., Evans J. R. 1965. Geology of the Redding quadrangle, Shasta county, California. - Calif. Dept. Natur. Res. Div. Min. and Geol., Map sheet 4.

Hotz P. E., Willden R. 1955 Lower Paleozoic sedimentary facies transitional between eastern and western types in the Osgood Mountains quadrangle, Humboldt co-

unty, Nevada. (Abstr.) — Bull. Geol. Soc. America, 66, № 12, pt. 2. Hsu K. J., Edwards G., Mc Laughlin W. A. 1963. Age of intrusive rocks of the southern San Gabriel Mountains, California.— Bull. Geol. Soc. America, 74, № 4. Hudson F. S. 1948. Donner Pass zone of deformation, Sierra Nevada, California.—Bull.

Geol. Soc. America, 59, № 8.

Hudson F. S. 1960. Post-Pliocene uplift of the Sierra Nevada, California.—Bull. Geol. Soc. America, 71, № 11

Implay R. W., Dole H. M., Wells F. G., Peek D. 1959. Relations of certain Upper Jurassic and Lower Cretaceous formations in Southwestern Oregon.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, № 12.

Irwin W. P. 1960a. Geologic reconnaissance of the Northern Coast Ranges and Klamath Mountains, California, with a summary of the mineral resources. - Calif. Dept

Natur. Res., Div. Mines,, Bull. № 179.

Irwin W. P. 1960b. Relations between Abrams mica shist and Salmon hornblende schist in Weaverville quadrangle, California.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 400-B.

Jahns R. H. 1954. Geology of the Peninsular Range province, Southern California and Baja California.— Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull. N. 170, pt. 3, chap. 2.

Kay M., Crawford J. P. 1964. Paleozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices Central Nevada.—Bull. Geol. Soc. America, 75, No. 5.

King Ph. B. 1966. The North American Cordillera. In: «Tectonic history and mineral deposits of the Western Cordillera», publ. by the Canadian Inst. Min. a. Metall., spec. vol. № 8.

Kinkel A. R. Jr., Hall W. E., Albers J. P. 1956. Geology and basemetal deposits of West Shasta copper-zinc district, Shasta county, California.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 285.

Knopf A. 1929. The Mother Lode system of California.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 157.

Larsen E. C. 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangles, Southern California.— Mem. Geol. Soc. America, № 29. Larsen E. C. 1954. The batholith of Southern California.— Calif. Dept Natur. Res., Div.

Mines, Bull. № 170, chap. 7.

Locke A., Billing's ley P., Mayo E. B. 1940. Sierra Nevada tectonic pattern.— Bull. Geol. Soc. America, 51, No 4.

Long well C. R. 1960. Possible explanation of diverse structural patterns in Southern Nevada.— Amer. J. Sci., 258-A.

Mc Colloh Th. H. 1952. Metamorphosed Paleozoic section in the Central Mohave desert, California. (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. America, 63, № 12, pt. 2.

Macdonald G. A. 1941. Geology of the Western Sierra Nevada between the Kings and San Joaquin rivers, California.— Univ. Calif., Publ. Geol. Sci., 26, № 2.

Matthes F. E. 1933. Geography and geology of Sierra Nevada. In: «Guidebook of the XVI Session of International Geological Congress», v. 19. Colorado Excursion C l. Wash.

Miller J. W. 1944. Geology of Palm Springs — Blythe Strip, Riverside county, California.— Calif. Dept. Nat. Res., Div. Mines., Bull. 40, № 1.

Moore J. G. 1960. Mesozoic age of roof pendants in west-central Nevada.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 400-B.

Moore J. G., Dodge F. C. 1962. Mesozoic age of metamorphic rocks in the Kings River area, Southern Sierra Nevada, California.- U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 450-B.

Muller S. W., Ferguson H. G. 1939. Mesozoic stratigraphy of the Hawthorne and Tonopah quadrangles, Nevada. — Bull. Geol. Soc. America, 50, № 10. Noble L. F., Wright L. A. 1954. Geology of the central and southern Death Valley

region, California.— Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Bull. № 170, pt. 10, chap. 2. Nolan T. B. 1943. The Basin and Range province in Utah, Nevada and California. —

U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 197-D.

Oesterling W. A., Olcott G. W. 1959. Areal geology along northeast side of San Andreas fault, Little San Bernardino to Orocopia Mountains, California. (Abstr.).— Bull. Geol. Soc. America, 70, № 12, pt 2.

- Oesterling W. A., Pruss D. E., Laird R. T. 1958. Areal geology of part of the Southern Klamath Mountains, Shasta and Trinity counties, California. (Abstr.) .-Bull. Geol. Soc. America, 69, No 12, pt 2.
- Osmond J. C. 1960. Tectonic history of the Basin and Range province in Utah and Nevada.— Mining Engin., 12, № 3.
- Pakiser L. C. 1960. Volcanism in eastern California a proposed eruption mechanism.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 400-B.
- Parker R. B. 1961. Petrology and structural geometry of pre-granitic rocks in the Sierra Nevada, Alpine county, California.—Bull. Geol. Soc. America, 72, № 12.
- Pruss D. E., Olcott G. W., Oesterling W. A. 1959. Areal geology of a portion of the Little San Bernardino Mountains, Riverside and San Bernardino counties,
- California. (Abstr).— Bull. Geol. Soc. America, 70, № 12, pt. 2. Putnam W. C. 1960. Faulting and Pleistocene glaciation in the east-central Sierra Nevada of California, USA. In: «Report of the 21th Session of International Geological Congress. Norden. Pt. 21». Copenhagen.
  Reed R. D. 1933. Geology of California. Tulsa.
  Reeside J. B., Colbert E. H., Gregory J. T. a. o. 1957. Correlation of the Trias-
- sic formations of North America, exclusive of Canada.—Bull. Geol. Soc. America, 68, № 11.
- Kinehart C. D., Ross D. C., Huber N. K. 1959. Paleozoic and Mesozoic fossils in a thick stratigraphic section in the Eastern Sierra Nevada, California.— Bull. Geol. Soc. America, 70, 120, 120.
- Roberts R. J., Hotz P. E., Gilluly J., Ferguson H. G. 1958. Paleozoic rocks of north-central Nevada.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 42, No. 12.
- Ross D. C. 1958. Igneous and metamorphic rocks of parts of Sequoia and Kings Canyon National Parks, California. Calif. Dept Natur. Res., Div. Mines, Spec. Rept, **№** 53.
- Sherlock D. G., Hamilton W. B. 1958. Geology of the north half of the Mount Abbot quadrangle, Sierra Nevada, California. \_\_ Bull. Geol. Soc. America, 69, № 10.
- Silberling N. J., Irwin W. P. 1962. Triassic fossils from the Southern Klamath Mountains, California.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, № 450-B.
- Silver L. T., Stehli F. G., Allen C. R. 1963. Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of Northern Baja California, Mexico.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 47,
- Taliaferro N. L. 1942. Geologic history and correlation of the Jurassic of southwes-
- tern Oregon and California.— Bull. Geol. Soc. America, 53, № 1. Tectonic map of the United States, scale 1:2500000. 1962.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Tulsa, Oklahoma.
- Weaver C. E. 1945. Geology of Oregon and Washington and its relation to occurence
- of oil and gas.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 29, № 10. Wells F. G., Walker G. W., Merriam C. W. 1959. Upper Ordovician (?) and Upper Silurian formation in the Northern Klamath Mountains, California.—Bull. Geol. Soc. America, 70, № 5.
- Weimer R. J., Haun J. D. 1960. Cretaceous stratigraphy, Rocky Mountain region, USA. In: «Report of the 21th Session of International Geological Congress. Norden. Pt. 12». Copenhagen.
- Willden C. R. 1958. Cretaceous and Tertiary orogeny in Jackson Mountains. Humboldt county, Nevada.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 42, № 10.

# СОДЕРЖАНИЕ

Введение	1
Геологическое описание	
Хребет Сьерра-Невада	•
Горы Кламат	2
Полуостровные хребты	. 30
Восточная часть Поперечных хребтов	34
Пустыня Мохаве	30
Большой Бассейн	. 3
Некоторые сопоставления	. 50
История развития структур	. 59
Литература	66

## CONTENTS

Introduction	.5
Geological description	7
Sierra Nevada Range	7
Klamath Mountains	23
Peninsular Ranges	30
The eastern part of the Transverse Ranges	34
Mojave desert	<b>3</b> 6
Great Basin	38
Certain comparisons	<b>5</b> 6
The history of the development of structures	59
Bibliography	66

## Елена Николаевна Меланхолина

## Складчатая система невадид Южных Кордильер

Труды, вып. 180

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Н. А. Никитина Технический редактор Л. И. Куприянова Корректоры Т. М. Кулагина, А. П. Станина

Сдано в набор 6/III 1967 г. Подписано к печати 10/VII 1967 г. Формат 70×108¹/1₀ Бумага № 1 Усл. печ. л. 6,3 Уч.-изд. л. 6,8 (5,7+1,1 вкл.) Тираж 900 экз. Тип. зак. 2382. Т-09711

Цена 48 коп.

Издательство «Наука» Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука» Москва, Г-99, Шубинский пер., 10