

ХУАН БО-ЦИНЬ

551.24

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КИТАЯ

Перевод с английского
Т. М. ДЕМБО

Под редакцией и с предисловием
члена-корреспондента АН СССР
Н. С. ШАТСКОГО

И*Л

ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва—1952



T. K. HUANG

**ON MAJOR TECTONIC FORMS
OF CHINA**

Chungking, 1945

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работа видного китайского геолога Хуан Бо-циня представляет большой интерес как с точки зрения региональной тектоники, особенно тектоники Азии, так и с общей тектонической стороны. Несмотря на небольшой объем, эта работа благодаря сжатости изложения дает полное и достаточно всестороннее освещение крайне сложного тектонического строения всей территории Китайской Народной Республики, а частично и примыкающих к ней соседних стран.

Работа состоит из трех частей. В первой части (главы I—II) вкратце изложены теоретические представления автора по таким основным вопросам тектоники, как эпейрогенез и орогенез, типы складчатости, орогенические циклы и их классификация. Во второй части, занимающей почти три четверти книги (главы III—VIII), содержится систематическое описание основных тектонических единиц и основных орогенических периодов Китая; читатель найдет здесь характеристики докембрийских массивов, описание каледонского орогенеза и китайских каледонид, варисского (герцинского) орогенического цикла и варисских структур. Более подробно в этой части книги описаны выделенные для Восточной Азии структуры индосинид и индосинийский цикл. (Индосинийский цикл близок к так называемому «древнекиммерийскому циклу» в понимании европейских геологов.)

В этой же части работы описываются яньшаниды и яньшаньские движения (верхнекиммерийские). Как и для структур более древнего возраста, описание мезозойской структуры Китая дается по отдельным районам и по различным тектоническим типам (геосинклинальному, складкам фундамента, покровному). Особый интерес представляет данная автором трактовка структур гималайского цикла, как геосинклинальных, развитых в Восточных Гималаях, резко изгибающихся в Ассамском синтаксисе, так и складок фундамента этого возраста, начиная от крупных деформаций тяньшаньского типа и кончая слабыми изгибами собственно платформенного типа в нашем понимании. Эта часть книги, заключающая систематическое изложение обширного фактического материала, является главной, основной.

Наконец, в третьей части (главы IX—XI) автор подвел итоги тектонического анализа территории Китая и изложил некоторые общие выводы о его структурном развитии. Здесь дается краткий палеотектонический синтез (автор удачно называет это обобщение историко-геотектоническим), обобщенные данные о подвижных и жестких областях земной коры, выводы, касающиеся консолидации подвижных зон, миграции геосинклиналей, происхождения так называемых складчатых дуг, основных структурных линий (то есть направлений дислокации) в Китае и типов складчатых систем.

Заключительную главу книги автор посвящает некоторым выводам, касающимся связи вулканизма, магматической деятельности вообще и металлогении с тектоническими структурами и движениями. Этот важнейший и наиболее трудный вопрос в самых общих чертах рассмотрен автором только для Южного, вернее юго-восточного, Китая, то есть для той части страны, которая сравнительно хорошо исследована в геологическом отношении и для которой имеются прекрасные геологические карты масштаба 1 : 1 000 000, составленные и изданные Геологической службой Китая, и где для ряда районов имеются и весьма детальные описания.

Для правильного понимания работы Хуан Бо-циня остановимся вкратце на его теоретических представлениях по общим вопросам геотектоники. При первом знакомстве с его книгой кажется, что автор является сторонником идеи мобилизма, что при толковании отдельных структур он склонен допускать в какой-то степени даже возможность горизонтальных перемещений континентов в духе Вегенера. Может быть, это впечатление и отвечает действительным взглядам автора. Но в сущности сходство между его воззрениями и теорией мобилизма Аргана скорее терминологическое. Действительно, Хуан Бо-цинй принимает основную терминологию Аргана, его представления о складках основания, или глубинных складках, о складках покрова и о геосинклинальных, новых складках.

Однако сущность глубинных складок Аргана иная, чем при рода складок основания у Хуан Бо-циня. Глубинная складчатость Аргана является главным проявлением складчатости на Земле, складчатость эта захватывает всю массу континентов, и энергия поглощения ее во много раз больше энергии, ушедшей на образование складок геосинклинального типа. Хуан Бо-цинй, наоборот, понимает складки основания всех выделенных им типов как структуры, возникающие после геосинклинальных структур, в областях, прошедших геосинклинальное развитие, и как структуры «германотипные» в смысле Штилле, то есть как тектонические формы, связанные с движениями, ослабленными в сравнении с теми, которые вызывают образование структур аль-

пейского типа. Об этом свидетельствует и принятая им классификация орогенических структур. Таким образом, воззрения Хуан Бо-циня в этом отношении примыкают скорее к представлениям Штилле, которые, как известно, являются в современной геологии выражением ортодоксального контракционизма и фиксизма. Отмеченные противоречия в представлениях автора свидетельствуют, как указывалось выше, о заимствовании им терминологии Аргана, а не о сходстве мнений этих геологов по существу.

Нельзя говорить, однако, и о сходстве воззрений Хуан Бо-циня и Штилле; наоборот, в главном вопросе штиллеанства, в вопросе фаз, автор дает свое решение, основанное на многолетней интенсивной работе китайских геологов. Выделение пяти послеоальгонкских периодов складчатости, предлагаемое автором, вполне им доказано. Необходимо отметить также оригинальное понимание Хуан Бо-цинем фаз, отличное от штиллевого; поэтому имеющиеся в книге высказывания о «ненормально быстром росте гор и об уничтожении первобытного человека сильнейшими землетрясениями», высказывания, казалось бы, свидетельствующие о теории примитивного катастрофизма, я склонен объяснять скорее плохой редакцией и корректурой книги, отпечатанной литографским способом, в условиях военного времени, чем принципиальными установками автора.

Читатели перевода книги Хуан Бо-циня легко заметят влияние советской геологии на эту работу. Оно выражается не только в том, что автор почерпнул в трудах В. А. Обручева, А. Д. Архангельского и др. те сведения о геологическом строении территории СССР, которые ему были необходимы для понимания строения Китая, и не только в том, что им были приняты некоторые общие представления указанных ученых. Мне кажется, что влияние советской геологии более глубокое: я вижу его в палеогеографическом методе, принятом Хуан Бо-цинем для восстановления развития тектонической структуры Китая. Это — метод А. П. Карпинского, разработанный с большой детальностью А. Д. Архангельским и многими другими советскими геологами. Автор внес в него некоторые новые черты, совместив на картах палеогеографические обозначения с тектоническими. Применение автором, опытным полевым геологом и крупным ученым, испытанных методов исторического анализа для расшифровки главных тектонических форм Китая, помогло ему добиться прекрасных результатов: он сумел впервые раскрыть своеобразие тектоники Китая, дать стройную картину ее развития и, если не разрешить, то поставить ряд новых проблем, сформулированных им в последних главах его книги.

Книга Хуан Бо-циня не перекрывает недавно вышедшую в русском переводе книгу Ли Сы-гуана «Геология Китая»; в последней почти три четверти ее большого объема посвящены

стратиграфии и исторической геологии Китая в широком смысле этого слова; в этом основная ценность перевода для русского читателя. Однако та часть книги Ли Сы-гуана, в которой говорится о тектонике, имеет также выдающийся интерес, но более специальный. Ли Сы-гуан широко известен в геологической литературе как автор оригинальных работ о типах тектонических структур, выделенных им главным образом на материале Восточной Азии. Большая работа автора по этому предмету первоначально была опубликована в «*Geological Magazine*», в трех номерах за 1929 г. В «Геологии Китая» вопрос о тектонике подвергся дальнейшей разработке, получив некоторое новое освещение; в 1948—1950 гг. Ли Сы-гуан рассмотрел тот же материал в связи с вопросом о происхождении впадины Китайского моря. Ли Сы-гуан в своих общих теоретических представлениях, в отличие от Хуан Бо-цзиня, является типичным мобилистом; для науки, конечно, его представления о широких горизонтальных перемещениях земной коры имеют несоизмеримо меньшее значение, чем его исследования о типах и классификации структур; в этом отношении он вновь, после Зюсса и Аргана, внес много нового в решение одного из основных вопросов тектоники — о происхождении, так сказать, рисунка тектонической структуры, выгравированной на поверхности Земли, то есть вопроса о закономерностях в расположении различных типов и видов деформаций земной коры. Вопрос этот крайне трудный и специальный; весьма интересная глава о тектонике в «Геологии Китая» Ли Сы-гуана трудна для понимания читателя, незнакомого в деталях с общими воззрениями этого ученого. Поэтому книга Хуан Бо-цзиня о тектонике Китая является ценным и нужным дополнением к ранее изданной «Геологии Китая» Ли Сы-гуана.

Работа Хуан Бо-цзиня «О главных тектонических формах Китая», опубликованная в *Geological Memoirs of the National Geological Survey of China*, Ser. A, No 20, на русском языке выходит под названием «Основные черты тектонического строения Китая», которое правильнее отражает содержание этой книги.

Н. Шатский.

Глава I

ВВЕДЕНИЕ

КОНТИНЕНТЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Обитатели континентальных островов обычно считают, что эти острова образуют отдельную геологическую единицу, находящуюся «вне континента». В действительности же такой континент, как европейский, включает в себя не только Британские острова, но и некоторые ветви Атлантического океана, например Северное и Балтийское моря. Такие бассейны, обычно неглубокие и обладающие извилистой береговой линией, называются «эпиконтинентальными морями», так как они расположены на континентах. Средиземное море, отделяя Европу от Африки, не лежит, однако, ни на одном из этих континентов. Оно является не эпиконтинентальным, а интраконтинентальным морем. Следовательно, средиземные моря вообще являются интраконтинентальными морями. Многочисленные примеры интраконтинентальных морей можно найти в прошлой геологической истории; они часто, если не всегда, были участками длительной седиментации и погружения, которые приводили к образованию толщи пород мощностью во много тысяч метров. Именно подобного рода участки и являются геосинклиналями. Таким образом, геосинклинали должны быть: 1) интраконтинентальными и 2) представлять собой участки длительной седиментации и соответственного погружения. Аппалачские горы были геосинклиналью, заключенной между Аппалачским и Лаврентьевским континентами, Альпы — геосинклиналью между континентами Европы и Африки.

В геологическом прошлом, однако, существовали моря, которые хотя, строго говоря, и были эпиконтинентальными, но тем не менее обладали характерными признаками геосинклиналей. Так же как и геосинклинали, они представляли собой длинные узкие впадины, ограниченные с обеих сторон обширными пространствами суши, которые принадлежали одному и тому же континенту. Так же как и геосинклинали, эти впадины были участками длительной седиментации и соответствующего прогибания, а те осадки, которые в них отлагались, имели часто такие же и даже большие мощности, чем осадки геосинклиналей. В противоположность типичным, или интраконтинентальным, геосинклиналям такие впадины могут быть названы *эпиконти-*

нентальными геосинклиналями¹. Лунмэньшаньская геосинклиналь (в основном девонская) в северо-западной Сычуани была одной эпиконтинентальной геосинклиналью, в то время как район современных провинций Гуанси и Хунань в девоно-карбоновое время может рассматриваться в качестве другой такой геосинклинали. В своем нормальном развитии эпиконтинентальная геосинклиналь является подводной, однако при заполнении осадками она становится «субаэральной». Сам по себе факт субаэральности не лишает геосинклиналь ее геосинклинальной сущности, и, таким образом, совершенно ясно, что субаэральная геосинклиналь представляет собой один из видов эпиконтинентальных геосинклиналей. Если обратиться к примерам, более близким к современности, то можно отметить, что Балтийское море является нормальной эпиконтинентальной геосинклиналью, Индо-Гангская равнина — особой субаэральной геосинклиналью, а равнина Хуанхэ вместе с Чжилийским заливом и равнина реки Ляо представляют собой промежуточный тип.

Следует отметить, что эпиконтинентальные моря не всегда образуют геосинклинали. Многие из них не показывают заметного прогибания даже в течение длительного геологического времени, и, следовательно, осадки, которые в них образуются, имеют малую мощность и распространены более или менее равномерно по всей площади. Более того, такие моря часто имеют даже более широкое распространение, чем геосинклинали; они не приобретают характера узких впадин и часто развиваются в виде амфитеатров с неправильными очертаниями. Тогда мы называем их *погруженными континентальными платформами*. Будучи окружены со всех сторон высокими горами или нагорьями, они образуют межгорные морские бассейны. Другие эпиконтинентальные моря, которые не могут быть причислены к вышеупомянутым категориям, обычно называются *участками шельфа*.

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ И ЭПЕЙРОГЕНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Поднятия и опускания морского дна и соответствующие им подъемы и погружения крупных континентальных масс представляют собой движения, известные под именем *эпейрогенических*. Во многих случаях трудно определить, является ли причиной видимых положительных эпейрогенических движений действительное поднятие страны или отступление прилегающего к нему моря, или воздействие обоих этих факторов. Поскольку речь идет о событиях, имевших место в древние геологические эпохи,

¹ Интраконтинентальные и эпиконтинентальные геосинклинали в современной литературе называются соответственно орто- и парагеосинклиналями (см. H. Stille, Der derzeitige tektonische Erdzustand, „Sitzungsberichte d. Preuss. Akad. d. Wiss., Phys.-Math. Kl.“, XIII, 1935).

подобное различие оказывается не только затруднительным, но порой и невозможным. Таким образом, эпейрогенические движения должны включать, кроме движений, вызывающих возникновение («Haupterscheinungsformen») геосинклиналей и геантиклиналей¹, все виды эвстатических движений; следовательно, мы можем принять для этих движений следующую схему:

Эпейрогенические движения

А. Изостатические движения.

- а) Образование геосинклиналей в результате непрерывной эрозии, с одной стороны, и седиментации — с другой.
- б) Поднятие крупных масс суши в результате стравливания ледяных покровов (например, поднятие Фенноскандии).
- в) Другие изостатические движения.

Б. Эвстатические движения.

- а) Поднятие и затопление крупных частей континентов в результате широкого развития оледенения или таяния ледников.
- б) Поднятие и затопление в результате изменения уровня моря в соответствии с перемещениями полюсов.
- в) Поднятие и затопление в результате изменения уровня моря в соответствии с возможным ускорением или замедлением скорости вращения земли.
- г) Поднятие и затопление в результате возможных космических причин.

Из предыдущего можно видеть, что эпейрогенические движения — это движения вертикальные. Когда движения являются изостатическими, они действительно вертикальны, когда же они оказываются эвстатическими, вертикальные движения — только кажущиеся. Уместно задать вопрос: играют ли при эпейрогенезе какую-либо роль горизонтальные движения? Например, платформа Янцзы в перми и триасе представляла собой затопленную платформу, но к концу триаса она «внезапно» поднялась настолько, что громадная область от Нанкина до Омэйшаня стала сушей. Было ли причиной этого широко распространившегося поднятия изостатическое движение? Если было, то как могло случиться, что морские лейасовые отложения, которые полностью отсутствуют на платформе, имеются как в Индокитае, так и на территории советского Дальнего Востока? Представляется более правильным предположить, что к концу триасового периода, когда происходили орогенические движения во многих районах

¹ H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, 1924.

вне пределов платформы Янцзы, эта последняя, залегая на прочном докембрийском основании, не смогла смяться в антиклинальные и синклинальные складки, а была вовлечена в складчатость целиком теми же орогеническими сжимающими усилиями и, таким образом, образовала поднятую из воды платформу. Следовательно, поднятие платформы Янцзы относится к синорогенным движениям в понимании Штилле и тем не менее, будучи эпейрогеническим по внешнему проявлению, это поднятие в действительности является орогеническим по своей сущности. Мы не знаем, все ли так называемые синорогенные движения являются по своей природе орогеническими, но мы уверены, что некоторые из них должны быть именно такими. Для этих синорогенных движений Арган¹ предложил термин *складки фундамента* (*plis de fond*).

СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА

Арган различает два главных типа орогенических движений, или складчатости, которым он соответственно дал наименования *новых складок* (*plis neufs*) и *складок фундамента*. К первому типу принадлежат все геосинклинальные складки и складки, протягивающиеся вдоль берега континента и непосредственно обращенные к открытому океану — *передовые складки* (*plis limitaires*), примером которых являются Анды, в то время как все остальные типы складок относятся к складкам фундамента. *Покровные складки* (*plis de couverture*) представляют собой не что иное, как поверхностное проявление складок фундамента, к которым, следовательно, они и принадлежат. Арган отмечает: «При складчатости фундамента сминается в складки сама континентальная масса... Складчатость фундамента — это складчатость самой континентальной массы»².

Следует отметить, что вследствие различного характера континентальных масс формы складок фундамента чрезвычайно сложны и разнообразны. Вообще говоря, можно различать два типа складок фундамента: развившиеся в ранее существовавших геосинклинальных складках и развившиеся в неогосинклинальных складках, или собственно континентальных массах. Каждый из этих типов сопровождается своими особыми покровными складками. Например, Тяньшань является горной цепью складок фундамента, сформировавшейся в течение альпийского цикла, хотя в этой цепи преобладают геосинклинальные складки варисского цикла. Альпийские движения были настолько интенсивны,

¹ E. Argand, La tectonique de l'Asie, „Comptes Rendus XIII^e Session Congrès Géol. Intern.“, 1922.

² Там же.

что они привели к полному преобразованию древних варисских сооружений, которые приобрели морфологию типичных альпийских структур. Такие типы складок фундамента могут быть названы Тяньшаньским типом. К этому типу относятся Куэнь Лунь, Наньшань и многие другие горные цепи Центральной Азии. Так как позднемезозойские и третичные отложения Тяньшаня по своему характеру являются или отложениями подножий, или отложениями межгорных бассейнов, то и покровные складки неизбежно будут двух типов: складками подножий и складками межгорных бассейнов. В исключительных случаях отложения подножий достигают огромной мощности 5 000 м¹, и тогда соответствующие складки подножий становятся геосинклинальными по своему характеру. Складки фундамента, сходные с Тяньшанем, но значительно менее интенсивные, также встречаются довольно часто. Они характеризуются опрокидыванием и образованием разломов в ранее существовавших геосинклинальных складках, общая тектоническая структура которых осталась, в сущности, неизменной. Более того, их морфологическое выражение не является альпийским: древние пенепленизированные поверхности повсюду еще хорошо распознаваемы. Такие складки фундамента можно найти в Киргизских степях и, возможно, также в восточном Тяньшане (восточнее Курук-тага), и поэтому их можно назвать «киргизским типом»². И Тяньшаньский и киргизский типы³ являются складками фундамента, развившимися в интраконтинентальных геосинклинальных областях. Существуют складки фундамента, которые развились в ранее существовавших геосинклинальных складках эпиконтинентального типа, как, например, в случае, наблюдаемом в бассейне Хуанхэ, где типичные складки непосредственно следовали за мезозойскими геосинклинальными складками, которые еще не были консолидированными и пенепленизированными и просто подвергались омоложению. Складки фундамента, покровные складки которого иллюстрируются примером складок хэньянских красных слюв, мы назовем *хуаньским типом*.

В настоящих континентальных массивах складки фундамента еще более разнообразны по своему характеру. Как правило, мы можем опять различить два типа: складки, развившиеся в континентальных массивах, обладающих мощным и широко

¹ Такой мощности достигает формация Куча южного подножья Тяньшаня.

² Киргизские степи рассматриваются в общем не как палеозойская геосинклиналь, а как область шельфа и поэтому ни в коем случае не являются типичными для этого типа складок.

³ Термин «Киргизские степи» устарел. В советской геологической литературе для этого района применяется наименование «казахская складчатая страна». Соответственно «киргизский тип» складок фундамента следует называть «казахским типом». — *Прим. ред.*

развитым осадочным покровом, и складки, развившиеся в континентальных массивах, обладающих тонким и (или) ограниченным осадочным покровом. В первом случае в осадочном покрове могут образоваться дисгармоничные покровные складки, которые скользят по жесткому основанию; во втором случае в нем могут образоваться складки гармоничные или соответствующие складкам фундамента. Последние иллюстрируются примером Сишаня или Западных холмов Пекина и могут быть названы сишаньским типом, а первые являются характерным юрским типом или, если обратиться к Китаю, — типом Красного бассейна. В обоих типах фундамент не виден или обнажен только частично. Однако во втором случае, когда осадочный покров практически отсутствует, складки фундамента видны и могут быть детально изучены в поле. Обычно они выражены «блоковыми структурами», представленными горстами и грабенами Шаньдуна¹. Когда сжимающие усилия настолько интенсивны, что эти складки переходят в надвиги или, в исключительном случае, в шарриажи, образуется тип структур, сходный со структурой Дациншаня Внутренней Монголии, который в соответствии с этим может быть назван дациншаньским типом².

В восточном Жэхэ, где преобладает дациншаньский тип структур, покровные складки характеризуются надвигами значительных размеров, как, например, вокруг Бэйбяо. Это бэйбяоский тип покровных складок³. Наконец, когда складки фундамента настолько широки и слабо интенсивны, что уже нельзя в поле различить ни складок, ни сбросовых нарушений, тогда мы имеем дело с синорогенными структурами, которые, повидимому, относятся к эпейрогенической категории.

Следует напомнить, что Штилле⁴ разделяет орогенические структуры на четыре категории (Hauptkategorien), а именно: 1) покровные (Deckengebirge), 2) складчатые (Faltengebirge), 3) брахискладчатые (Bruchfaltengebirge) и 4) блоковые (Blockgebirge). Первая и вторая категории являются альпинотипными, третья и четвертая — германотипными. Обручев, учитывая, что классификация не охватывает многих важных структур Северной Азии, присоединил к ним пятую категорию структур — складчато-блоковую (Faltenblockgebirge)⁵. Если мы сравним

¹ См. геологическую карту Китая масштаба 1:1 000 000, листы Пекин-Цзинань и Нанкин-Кайфын, опубликованные Геологической службой Китая в 1929 г.

² C. C. Sun, *Geology of Suiyuan and Southwest Chahar*, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 12, 1934.

³ W. H. Wong, *Étude tectonique de la région de Pei Piao*, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 11, 1928.

⁴ H. Stille, *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, 1924.

⁵ В. А. Обручев, *Геологический обзор Сибири*, 1927.

воззрения Аргана и Штилле, то сможем отметить, что альпинотипные структуры отвечают новым складкам (plis neufs), а германотипные — складкам фундамента. Существует, однако, большое различие между этими двумя концепциями. Например, складки типа Красного бассейна, будучи покровными, относятся к складкам фундамента, но в то же время они являются складчатой структурой (Faltengebirge в понимании Штилле) и, таким образом, могут рассматриваться как альпинотипные структуры. Надвиги Восточных Альп составляют неотъемлемую часть альпинотипных структур, однако, по Аргану, они должны считаться крайним выражением складок фундамента (nappes cassantes). Для удобства ссылок составим следующую таблицу различных структур, о которых шла речь выше:

Орогенез

A. Новые складки (альпийские).

- I. Геосинклинальные складки (покровные горы — Deckengebirge и складчатые горы — Faltengebirge).
- II. Передовые складки (plis liminaires).

B. Складки фундамента.

I. Складки в древних геосинклинальных областях.

1. Тяньшаньский тип (складчато-глыбовые горы — Faltenblockgebirge в понимании Обручева).
2. Киргизский тип.
3. Хунаньский тип (парагеосинклиналь).

II. Складки в континентальных массивах.

1. В массивах с тонким осадочным покровом.
 - а) Дациншаньский тип с бэйбяоским типом покровных складок.
 - б) Шаньдунский тип (глыбовые горы — Blockgebirge).
 - в) Синорогенный тип.
2. В массивах с мощным осадочным покровом (покровные складки).
 - а) Сишаньский тип (глыбово-складчатые горы — Bruchfaltengebirge).
 - б) Тип Красного бассейна (складчатые горы — Faltengebirge).

Глава II

ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ

Концепция орогенических циклов развилась в Европе, где со времен Марселя Бертрана геологи различают докембрийский, каледонский, варисский (герцинский) и альпийский циклы. Исследованиями Вона, Тина, Ли, Чу и других геологов было установлено, что эти циклы проявляются так же и в Китае — в различных районах с различной интенсивностью. В Нанкинских холмах и в Гуанси, где производилось много работ по детальному картированию, были зарегистрированы многочисленные движения, которые пытались сопоставить с орогеническими фазами Штилле. Следует отметить, что многие из этих орогенических движений являются по своему характеру эпейрогеническими или, в лучшем случае, синорогеническими и истинная их природа не может быть расшифрована изучением только известных разрезов, как это обычно делается; они должны рассматриваться не только в плоскости, но и в объеме.

Что же представляет собой орогенический цикл? Орогенический цикл состоит из двух или более орогенических фаз, каждая из которых в той или иной степени изменяет тектоническую структуру данной области. Обычно в каждой данной области проявляются последовательные фазы одного и того же орогенического цикла, и этот последний может быть назван *многофазным*. В исключительных случаях может наблюдаться только одна фаза, и тогда цикл является *однофазным*. В многофазных циклах фазы часто имеют различную интенсивность и значение, и в этих случаях главная фаза соответствует *пароксизму* орогенического цикла. Как правило, пароксизм проявляется близко к середине цикла. Имеются случаи, когда можно отметить два или больше пароксизмов.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЦИКЛ

Хотя мы уверены, что докембрийский орогенический цикл (или циклы) имел место в различных частях территории Китая, цикл этот не может быть определен в своих деталях, поскольку утайская система неотделима от тайшаньской, а местами даже от синийской системы. Однако в Южном Китае синийская

система четко отделяется от весьма мощной толщи нижележащих осадочных пород с характерными тиллитами, обозначающими крупное несогласие. Некоторые¹ исследователи полагают, что дотиллитовая толща образует особую систему, в то время как другие² рассматривают ее как нижнюю часть синийской системы. Синийско-кембрийский контакт, как это хорошо известно, в большинстве случаев отмечает согласное залегание. Поэтому Грэбо считал синийскую систему палеозоем, и когда мы говорим о докембрии и докембрийских массивах, то обычно подразумеваем досинийское время.

КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ

В. А. Обручев первый отметил наличие каледонских движений в собственно Китае. Позже Чжао и Хуан обнаружили такие же движения в Циньлине, а Чу выявил их в южном Гуанси. Учитывая большое значение каледонских движений в этой провинции, Тин назвал их *гуансийскими*³. Позже было установлено, что эти так называемые «гуансийские движения» хорошо развиты не только в Гуанси, но и в долине реки Хуанхэ, в Гуандуне и Цзянси; таким образом, целесообразность термина, введенного Тином, повидимому, должна быть поставлена под сомнение. Термин «цзяньянские движения», предложенный Ли⁴ для аналогичных движений в районе нижнего течения Янцзы, представляется более предпочтительным, так как цзяньянская система (досудуньская и домаошаньская) имеет преимущественное распределение на всех территориях, находящихся непосредственно южнее долины реки Янцзы (см. стр. 36—37).

Быть может, на страницах этой работы не имеет смысла обсуждать приложимость и обоснованность новых тектонических терминов, создание которых является ныне модным занятием у китайских геологов. Мне, однако, кажется, что названия, предложенные для обнаруженных в настоящее время новых тектонических движений, должны даваться по области или, лучше, по горному хребту, где эти движения представляют собой одну из главных орогенических фаз. Если мы еще не уверены в характере и степени распространенности этих движений именно в этой

¹ Y. L. Wang, неопубликованные статьи.

² P. Misch, *Sinian Stratigraphy of Central Eastern Yunnan*, Contributions of the University of Peking, No. 4, 1942. Согласно Мишу и другим исследователям, в синийской толще Юньнани имеется два крупных несогласия, которые позволяют расчленить ее на три отдела. Однако в долине Янцзы и в юго-восточном Китае в синийской системе наблюдается только одно заметное несогласие.

³ V. K. Ting, *Orogenic movements in China*, „Bull. Geol. Soc. China“, 8, No. 2, 1929.

⁴ J. S. Lee, *Variscian or Hercynian movement in Southwestern China*, „Bull. Geol. Soc. China“, 11, No. 2, 1931.

области или горном хребте, то лучше вообще воздержаться от введения нового наименования. Поэтому представляется очевидным, что термин «яньшаньские движения» является удачным, так как Яньшаньские горы были образованы именно этими движениями. То же самое справедливо и для термина «гималайские движения». С другой стороны, предложенный Тингом термин «гуансийские движения» неудачен, так как гуансийские движения характерны только для ограниченных участков провинции Гуанси, где имеет распространение додевонская луншаньская свита, в то время как значительно большая часть этой провинции была захвачена более поздними движениями.

Такие термины, как «байюэяньские» или «багуэйяньские движения» и т. п., настолько неопределенны, что не имеют большого значения. Принимая во внимание несовершенство наших знаний в отношении гуансийских, цзяньянских или туркестанских движений, я предлагаю распространить на территорию Китая хорошо известный европейский термин «каледонские движения». В Южном Китае эти движения были, несомненно, досреднедевонскими (а иногда и донижнедевонскими) и, возможно, верхне- или даже послесилурийскими, так как содержащие граптолиты силурийские породы были обнаружены в докаледонской луншаньской свите.

Более ранние движения, возможно, имели место в восточном Юньнани и северном Аньхое¹.

ВАРИССКИЙ ЦИКЛ

Варисский орогенический цикл отчетливо проявился в центральной Азии, частью территории которой является северо-западный Китай. Согласно В. А. Обручеву², можно выделить здесь два подцикла: мезозойскую (герцинскую) и тяньшаньскую складчатости. Первая отвечает бретонской фазе и играет важную роль в Куэнь Луне и Наньшане; вторая включает судетскую и астурийскую фазы, возможно с исключением саальской и пфальцской. В Наньшане тяньшаньские движения так же широко распространены, будучи ограничены отрезком времени между визе и тайюанем. Много случаев варисских движений отмечено в Южном Китае, где возраст их колеблется от верхнего девона до конца перми и где для них были предложены различные наименования. Сомнительно, однако, что все эти движения являются орогеническими. Насколько я могу судить на основании собственных полевых наблюдений, только две фазы варис-

¹ J. S. Lee, The nature and extend of a stratigraphical break in the Cambro-Ordovician limestone of northern Anhui, „Bull. Geol. Soc. China“, 1, No. 1—4, 1922.

² В. А. Обручев, Геологический обзор Сибири, 1927.

ского цикла — дочисейская (марафонская в США) и долобинская (саальская) — имеют значение в Южном Китае. Последняя фаза действительно была горообразующей, особенно в юго-западном Китае. Следует установить характер «неомосковских, или куньминских, движений» в Юньнани, которые произвели большое впечатление на Депра в то время, когда он производил исследования в этой провинции. Люцзянские движения, изученные Чу, ограниченные только частью провинции Гуанси, повидимому, имеют только местное значение.

Таким образом, имеется три подцикла варисской орогении: ранневарисский, или бретонский, характерный для Куэнь Луня и Наньшаня, средневарисский, или тяньшаньский, господствующий в Тяньшане, Наньшане и, возможно, в некоторых горных областях Индокитая, и поздневарисский, охватывающий промежуток времени от марафонской до саальской фазы и играющий важную роль в Южном и юго-западном Китае.

АЛЬПИЙСКИЙ ЦИКЛ

Согласно европейской практике альпийский цикл в широком смысле включает не только юрско-меловые (верхнекиммерийские) движения, но также движения верхнетриасового времени (нижнекиммерийские). Альпийская эра (Alpidische Ära — по Штилле), следовательно, охватывает почти треть геологического времени, охарактеризованного органическими остатками.

В самом деле, нижнемезозойские, или киммерийские, движения в Альпах являются без сомнения орогеническими в обычном смысле этого слова. Настоящий пароксизм складчатости в Альпах начинается с австрийской фазы и характеризуется наибольшим напряжением в середине третичного времени; поэтому-то мы обычно и говорим об Альпах как о третичных горах. То же самое относится и к Гималаям, которые, согласно де Терра¹, образовались в основном в послемеловое время (олиго-миоцен). В пределах территории Китая установлено, что молодые киммерийские (верхнеяньшаньские) движения обычно следует сопоставлять не с нижнекиммерийскими, а с верхнемеловыми движениями (австрийскими и ларамийскими), тогда как в районах, где распространены нижнекиммерийские движения, верхнекиммерийские движения отсутствуют или развиты слабо (например, в Индокитае). Более того, яньшаньские движения, в третичном времени, очевидно, не продолжались. В тех случаях, когда они присутствуют, третичные складки оказываются срав-

¹ H. de Terra, Geologische Forschungen im westlichen Khenlun und Karakoram-Himalaya, „Wiss. Ergeb. d. dr. Trinkler'schen zentral Asien-Expedition“, 2, 1932.



нительно более слабыми и имеют, повидимому, характер складок фундамента, как, например, в Северном Китае, где большая часть яньшаньских складок была смыта во время образования бэйдайского пенеплена перед началом третичных движений. В то же время в Южном Китае эти же самые складки благодаря интрузиям гранитов были до некоторой степени консолидированы еще до третичного периода. Таким образом, в Восточной Азии альпийский цикл в действительности является «трехциклическим». Первый цикл — нижнекиммерийский, второй — яньшаньский и третий — третичный, или, называя его общепотребительным термином, — гималайский.

Следует напомнить, что еще в 1929 г. Тин¹ ввел термин «тонкинские движения» для нижнекиммерийских движений Индокитая. К сожалению, Фромаже² употребил тот же термин («тонкиниды») для каледонских складок и в то же время обозначил тонкинские движения в понимании Тина термином «индосиниды». Так как эти древнекиммерийские складки впервые были детально изучены французскими геологами, то мы будем следовать их терминологии и называть нижнемезозойские движения «индосинийскими».

МОНОЦИКЛИЧЕСКИЕ И ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ

Выше уже шла речь об однофазных и многофазных орогенических циклах, выделяемых в зависимости от того, характеризуются ли циклы одной или многими фазами орогенеза. То же должно быть приложимо и к термину «цикл». Можно сказать, что орогенезис данной области, например горного хребта, является моноциклическим, когда известно проявление только одного орогенического цикла, и он делается полициклическим, когда имели место два или несколько циклов, следовавшие один за другим.

Строго говоря, все горы являются полициклическими, так как в мире нет горных сооружений, которые настолько консолидируются в течение одного орогенического цикла, что становятся совершенно невосприимчивыми к движениям последующих циклов. Практически же если известно, что основная тектоническая структура данных гор не претерпела заметных изменений в течение более позднего цикла или циклов, то считается, что структура эта моноциклическая; в противном случае она будет полициклической.

¹ V. K. Ting, Orogenic movements in China, „Bull. Geol. Soc. China“, 8, No. 2, 1929.

² J. Fromaget, Observations et réflexions sur la Géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine, „Bull. Soc. Géol. France“, 4, 1934.

Армориканские горы Бретани, Аппалачи Северной Америки и, возможно, каледонские цепи Шотландии являются моноциклическими, в то время как Тяньшань, Наньшань и многие другие ортогеосинклинальные горы центральной Азии являются полициклическими (варисскими и альпийскими). На геосинклинальных площадях первый цикл проявляет себя в виде новых складок, следующие же циклы приводят к возникновению складок фундамента. *В тектонике Китая господствует полициклический орогенез.*

В итоге можно дать следующую схему орогенических циклов Китая¹.

Каледонский цикл (цзяньянский, гуансийский и др.) (Нижнепалеозойский).

Варисский цикл.

(От девона до конца перми.)

Подцикл 1 — бретонский² (от верхов девона до визе).

Подцикл 2 — тяньшаньский (от нижнего карбона до перми).

Подцикл 3 — безымянный (пермский).

Индосинийский цикл (моноциклический).

(От верхнего триаса до лейаса.)

Фаза 1 — до отложения хуанмацзинских глинистых сланцев.

Фаза 2 — до отложения сянцизйской угольной свиты.

Яньшаньский цикл (моноциклический).

(От верхней юры до конца мела.)

Фаза 1 — до отложения тяоцишаньской свиты.

Фаза 2 — до отложения туолийского конгломерата.

Фаза 3 — до отложения чжансиньтяньского гравия.

Гималайский цикл (моноциклический) (?).

(Третичный и четвертичный.)

Фаза 1 — олигоцен

Фаза 2 — средний миоцен

Фаза 3 — плио-плейстоцен:

} Сирмурская фаза
сиваликская фаза.

¹ Так как детальные полевые исследования еще отсутствуют, то я считаю преждевременным давать новые наименования различным орогеническим фазам. Также нецелесообразно оставлять здесь уже существующие, но не твердо установившиеся термины.

² Этот подцикл может быть назван куэньлуньским вследствие его большого значения в тектоническом строении Куэньлуньского хребта.

Глава III

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ

Когда мы говорим о докембрийских массивах, то включаем в них не только кристаллические массивы, которые характеризуются постоянным поднятием с конца докембрийского времени, но также континентальные платформы, время от времени затопляемые эпиконтинентальными морями. Докембрийские массивы отличаются от континентальных платформ особенностями геоморфологии и мощностью покрова осадочных пород, но сходны с этими платформами по характеру материала и особенностям строения фундамента. Таким образом, «древнее темя» Азии образует докембрийский массив и прилегающая к нему сибирская платформа так же может рассматриваться как такой же массив. В пределах территории Китая Синийский массив и Таримский массив, или Сериндия, долгое время считались европейскими геологами докембрийскими массивами, пока мои недавние исследования не показали, что там расположено большое число более мелких, но не менее важных массивов (см. стр. 22—28). В связи с этим необходимо отметить, что докембрийские кристаллические массы, обнажившиеся только в результате орогенических дислокаций, не должны включаться в эту категорию. Они представляют собой посторогенные структуры, в то время как настоящие докембрийские массивы являются доорогенными. Например, хуанлинский гранит района ущелий Янцзы является посторогенным.

«ДРЕВНЕЕ ТЕМЯ» И СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа, возможно, является наиболее важным элементом континентальной структуры Азии. Она протягивается на юг в район озера Байкал, доходя до Иркутска, где ее южная часть носит название *иркутского амфитеатра*. К востоку от иркутского амфитеатра вплоть до Большого Хингана один за другим выходят горсты кристаллических массивов, к западу же подобные массивы слагают Восточные Саяны и прилегающие к ним горы. Зюсс считал все эти массы кристаллических пород докембрийскими и указывал, что они образуют «самое древнее темя евроазиатских складок». Более поздние

исследователи обнаружили кембрийские породы не только в Саянах, но и в Забайкалье, и в связи с этим, естественно, возник вопрос относительно обоснованности понятия «древнего темени». В действительности многие советские геологи теперь не согласны с Зюссом, а Архангельский¹ считал, что возраст большинства складок темени каледонский. Только северная зона Восточных Саян и восточная часть Забайкалья, включая Яблоновый хребет, по его мнению, считается истинным докембрием. Поскольку тектоническая карта Архангельского является самой последней, я считаю, что правильнее будет следовать воззрению этого ученого.

СИНО-КОРЕЙСКИЙ МАССИВ

По мере накопления геологических наблюдений существование «Синийской глыбовой страны» (Sinische Schollenland — термин Рихтгофена², или «Синийского массива» (massif Sinien — термин де Лонэ³ и Аргана⁴) становится несомненным, хотя пространственная протяженность этого массива остается еще невыясненной. Так как упомянутый массив захватывает не только Северный Китай, но также и большую часть Кореи, я предлагаю называть его *Сино-Корейским массивом*, чтобы избежать затруднений с применением термина «синийский», который, к сожалению, прилагается и к основным тектоническим направлениям (Пумпелли) и к различным другим геологическим системам (от неопротерозойской до кемброордовикской по схеме Рихтгофена, кембро-ордовикской в значении Виллиса, неопротерозойской в понимании Грэбо).

Ось Внутренней Монголии

Детальное картирование, произведенное Сунем⁵ в провинции Суйюань, показало, что вытянутый в широтном направлении хребет Дациншань и его восточное продолжение сложены докембрийскими кристаллическими сланцами и гнейсами, на которых кое-где с резким несогласием покоятся континентальные мезозойские и пермокарбоновые осадки. Спорадическое залегание в этих хребтах известняков Нанькоу (шинаканские извест-

¹ А. Д. Архангельский, Геологическое строение и геологическая история СССР, „Труды XVII сессии Международн. Геол. Конг. 1937“, 11, 301—321, М., 1939.

² F. von Richthofen, China, 2, pt. 3, pl. 6, 1882.

³ L. de Launay, La géologie et les richesses minérales de l'Asie, Paris, 1911.

⁴ E. Argand, La tectonique de l'Asie, „Comptes Rendus XIII^e Session Congrès Géol. Intern.“, 1922.

⁵ C. C. Sun, Geology of Suiyuan and southwest Chahar, „Mem. Geol. Surv. China“, No. 19, 1932.

няки) подтверждает докембрийский возраст кристаллических сланцев и, кроме того, показывает, что палеозойские моря, по видимому, не заходили на эту территорию. Далее к востоку, в провинции Чахар, докембрийские породы преобладают преимущественно в областях, находящихся севернее известных Лунхуаньских железорудных месторождений (синийского возраста), в то время как еще далее к востоку, в провинции Жэхэ, кристаллические сланцы сливаются с «кристаллическим барьером» (выделенным Тейяр де Шарденом)¹, который, вероятно, продолжается на восток и исчезает под равниной реки Ляо. На севере эти кристаллические сланцы перекрываются более молодыми экстрезивными породами, так что их существование, хотя и несомненное, не может быть отчетливо выявлено. Таким образом, имеется обширный пояс кристаллических сланцев, протягивающихся с запада на восток или на восток-северо-восток от Дациншаня до реки Ляо на расстояние почти 16 градусов. Географически этот пояс отделяет Монголию от собственно Китая; в палеогеографическом отношении он являлся барьером, преграждавшим трансгрессии палеозойских морей из Китая в Монголию и обратно. Мы предлагаем назвать этот пояс *хубэйским барьером*.

Весьма вероятно, что кристаллические сланцы хубэйского барьера протягиваются в южном направлении в провинцию Шаньси, где они соединяются с Утайшаньским и Хэншаньским массивами, ветви которых протягиваются на восток почти до великой равнины Северного Китая. Все эти комплексы составляют Утайский массив, который отделяет Тайханшань от Яньшаня.

Докембрийские сланцы Дациншаня могут быть прослежены на северо-запад в Ланшань или Кара-нарин-ула, а по направлению к западу они постепенно исчезают под Алашаньской пустыней. Эта последняя в геологическом отношении до сих пор является белым пятном, однако, судя по геоморфологическим данным и принимая во внимание, что верхнепалеозойские моря Наньшаня не заходили далее на север, мы можем предположить, что район Алашани в основном представляет собой пенеплен, образовавшийся на докембрийском фундаменте.

Не исключена возможность, что докембрийские гнейсы и граниты, обнажающиеся у Цицзинься северо-западнее Цзяйюгуаня, образуют западную оконечность этого докембрийского массива. В таких границах массив имеет, грубо говоря, форму треугольника и поэтому может быть назван *алашаньским треугольником*.

¹ Teilhard de Chardin, Geology of the Weichang area, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 19, 1932.

Алашаньский треугольник и хубэйский барьер с его ответвлениями слагают ось Внутренней Монголии¹, которая была смята в складку фундамента дадиншаньского типа (см. стр. 67) в течение яньшаньского цикла. Наличие этих складок привело Шейнмана² к заключению, что ось Внутренней Монголии была местом древней геосинклинали. Вывод этот — бесспорно ошибочный.

Восточно-Маньчжурский массив

Уже установлено, что многочисленные горные области, расположенные к востоку и юго-востоку от Мукдена, на широкой площади подстилаются кристаллическими сланцами и гнейсами и что они имеют докембрийский возраст. Это доказывается, например в долине Тайцзухэ, наличием перекрывающих эти породы кембро-ордовикских формаций, содержащих органические остатки. Докембрийские сланцы, протягиваясь в юго-восточном направлении и пересекая реку Ялу, уходят в Корею, а в северо-восточном направлении следуют в южную часть провинции Гирич и далее простираются на территорию ее северной части. В пределах провинции Гирич к сланцам часто приурочены более поздние интрузии, часть которых является гранитами, вследствие чего возникает сомнение, действительно ли граниты и гнейсы имеют докембрийский возраст.

Мы называем этот огромный докембрийский массив Восточно-Маньчжурским. Хотя Восточно-Маньчжурский массив и отделяется от оси Внутренней Монголии равниной реки Ляо, он может рассматриваться как восточное продолжение оси. На это указывают сложенные гнейсами холмы на равнине близ Фагумена, образующие, таким образом, связующие звенья между Восточно-Маньчжурским массивом и осью Внутренней Монголии.

Южно-Корейский массив

Даже беглое рассмотрение любой геологической карты Кореи показывает, что за исключением своего юго-восточного угла Корейский полуостров сложен главным образом кристаллическими сланцами и гнейсами, на которых с резким несогласием лежат кембро-ордовикские формации, фации которых совершенно подобны фациям кембро-ордовикских отложений Север-

¹ В предыдущих работах я назвал этот массив „осью Великой Стены“, но так как Великая Стена является искусственным сооружением и находится значительно южнее массива, то этот термин лучше не применять (см. H u a n g, Permian of China, Report of the XVII^e, Session Intern. Geol. Congress, Moscow, 1937).

² G. Schoenmann, Ueber die mongolisch-amurischen Faltungsgürtel, „Centralb. d. Min., Geol. u. Pal.“, Abt. B, p. 338—350, 1929.

ного Китая. В центральной Корее, в районе Хэйчжо, кембродовиковские породы имеют широкое развитие и лежат почти горизонтально или затронуты очень слабой складчатостью.

Мы называем эту область *Хэйчжойской платформой*, а район, лежащий к югу от нее, — *Южно-Корейским массивом*. Районы, расположенные севернее, мы включаем в Восточно-Маньчжурский массив.

Шаньдунский массив и Хуайянский щит

Докембрийские кристаллические породы в значительной своей части принадлежат к хорошо известному дайшанскому комплексу, имеющему широкое развитие в Шаньдуне. В восточном Шаньдуне морские осадки практически отсутствуют — признак, свидетельствующий, что эта часть Китая стала сушей уже с кембрийского времени. С другой стороны, в западном Шаньдуне вторжения морей отмечены в кембрийское, ордовиковское и верхнекаменноугольное время, хотя во всех этих случаях моря имели эпиконтинентальный характер. Таким образом, и в геологическом и в геоморфологическом отношении Шаньдун может быть разделен на две части: восточный, или полуостровной, Шаньдун и западный Шаньдун. Западный Шаньдун почти везде окружен четвертичными отложениями; лишь на юге и юго-западе в различных местах имеются более или менее изолированные холмы, сложенные кембро-ордовиковскими известняками и покрытые тонким плащом песков и лёссов. Эти холмы свидетельствуют, что докембрийский массив вместе со своим осадочным покровом продолжается под равниной далее на юг. Хотя упомянутые кембро-ордовиковские слои местами сильно нарушены и разбиты надвигами, они обычно показывают лишь слабую складчатость, что можно наблюдать вдоль Тяньцзинь-Пукоуской железной дороги, а также между этой дорогой и Великим каналом на востоке вплоть до южного берега реки Хуай и около озера Хунцзы, где снова появляются выходы докембрийских пород. Здесь они образуют низкие гряды Чжанпалиня, которые, протягиваясь к юго-западу, сливаются с хребтом Хушань. Хребет Хушань, резко поворачивая к северо-западу, переходит в хребет Хуайяншань или Дабашань — пограничную гряду между провинциями Хэнань и Хубэй. Принадлежность кристаллических сланцев северного склона Хуайяншаня к докембрию доказывается тем фактом, что эти породы несогласно перекрываются синийскими кварцитами. Данные детальных исследований южного склона хребта еще недостаточны, но можно считать, что поскольку Хуайяншань в тектоническом отношении является единым целым, то геологическое строение в отдельных частях этого хребта не должно сильно различаться. Таким образом,

представляется вероятным, что все кристаллические сланцы Хуайяншаня являются докембрийскими. Наряду с Хушанем и Чжанпалинем Хуайяншань на нашей тектонической карте представляется в виде щита, который можно назвать Хуайянским щитом. Далее следует отметить, что район, лежащий между Шаньдунским массивом и Хуайянским щитом, который характеризуется изолированными небольшими холмами, сложенными кембро-ордовикскими породами, не может быть назван аллювиальной равниной, в истинном смысле этого слова. Он является пенепленом, погребенным под песками и илами, отложенными блуждающей рекой Хуанхэ. В структурном отношении этот район представляет собой платформу, состоящую из слабых покровных складок, развившихся на докембрийском основании; за отсутствием лучшего термина мы предлагаем назвать его *Хуайянской платформой*¹.

Хуайянская платформа представляется седловиной в геосинклинали, вытянутой с северо-северо-востока на юго-юго-запад, северная и южная часть которой образуют соответственно Шаньдунский и Хуайянский массивы. Можно так же отметить, что северная часть Желтого моря является седловиной, разделяющей Шаньдунский и Восточно-Маньчжурский геосинклинальные массивы.

Циньлинская ось

На западе Хуайянский щит резко ограничен плоскостью Наньян-Сяньянского ущелья, западнее которого начинается собственно Циньлин. Этот последний в окрестностях Наньяна в основном сложен палеозойскими породами с органическими остатками, но севернее, в Фуньюшане, в провинции Хэнань, преобладают кристаллические сланцы. После работ Рихтгофена геологи обычно считают эти кристаллические сланцы или утайскими или тайшаньскими, так как они выходят во многих пунктах на северном склоне этого хребта, подстилаемая синийские и кембро-ордовикские отложения. Если это так, то существование западного продолжения докембрийских сланцев и гнейсов в провинции Шэньси вызывает сомнение у многих серьезных исследователей, например у Тейяр де Шардена². Тем не менее несомненно наличие вдоль северного подножья центрального Циньлина ясно выраженной зоны отложений, сходных с утайскими породами и относящихся к циньлинской системе в понимании Чжао и Хуана. Поэтому мы не можем, следуя Рихтго-

¹ Слово „хуайя“ означает — севернее реки Хуай.

² Teilhard de Chardin, G. B. Barbour, M. N. Bien, A geological reconnaissance across the eastern Tsinling, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 25, 1935.

фену и Виллису, считать эти породы утайскими или тайшаньскими. Однако не исключена возможность, что они могут включать формации и более молодого кембро-ордовикского возраста (свита Цзошуй)¹.

Для протягивающегося в широтном направлении докембрийского массива северного Циньлиншаня мы предлагаем название *цинлинская ось*. Так же как и ось Внутренней Монголии, цинлинская ось служила надежным барьером, препятствующим проникновению трансгрессий с севера и с юга.

Ордосская платформа

На обширной территории, заключенной внутри огромной петли Хуанхэ, в основании комплекса пород, слагающих этот район, залегают толщи, возраст которых варьирует от карбона до мела. Они выходят в последовательных куэстах к западу от Хуанхэ по направлению к хребту Любаньшань в провинции Ганьсу; у подножья хребта эти отложения резко прерываются, будучи разбиты надвигами восточного направления. На юге куэсты отделены от Циньлина грабеном Вэйхэ, а на севере почти горизонтально залегающие осадочные породы сразу же за Великой Стеной исчезают под песками Ордосской пустыни.

Как в тектоническом, так и в стратиграфическом отношении этот обширный район действительно является платформой, сравнимой с хорошо известными Русской и Сибирской платформами, и поэтому его можно называть *Ордосской платформой*, или Ордосией. В геоморфологическом отношении Ордосская платформа делится на две части — южную и северную. Южная часть, включающая северный Шэньси и юго-восточную часть провинции Ганьсу, представляет собой плато, сложенное лёссом, под мощным покровом которого в глубоко врезанных ущельях обнажаются полого залегающие палеозойские и мезозойские осадки. Северная часть платформы — это Ордосская пустыня в собственном смысле слова, основание которой сложено утайскими сланцами, как это можно наблюдать восточнее Арбуз-ула. Наиболее вероятно, что в нижнепалеозойское время Ордосская платформа подвергалась ингрессии мелких эпиконтинентальных морей, а позже, в пермо-мезозойское время, она стала внутренним бассейном, дренажная система которого соединилась с Хуанхэ, по всей вероятности, уже в третичное время. Подстилаясь очень жестким докембрийским фундаментом, Ордосская платформа при последующих орогенических циклах не претерпела складчатости.

¹ Y. T. Chao, T. K. Huang, *Geology of the Tsinlingshan and Szechuan*, "Mem. Geol. Surv. China", ser. A, No. 9, 1931.

В Сино-Корейский массив входит также Тайханшань с плато Шаньси и горы, расположенные к западу и северо-востоку от Пекина. Как будет показано ниже, эти горы представляют собой яньшаньские покровные складки докембрийского массива, породы которого выходят в замках многочисленных антиклинальных складок, а также в Люляне и Чжунтяошане, в провинции Шаньси, поскольку эти антиклинальные складки посторогенные. Люлянский и Чжунтяошаньский массивы могут рассматриваться как острова в палеозойских морях.

Между только что упомянутыми горами, Восточно-Маньчжурским, Шаньдунским массивами и Хуайянским щитом расположена Великая равнина Северного Китая, которая представляет собой впадину, прослеживаемую на север — в Чжилийский залив и в равнину реки Ляо. По причинам, которые будут указаны ниже, мы рассматриваем эту впадину как погруженную или погружающуюся часть великого Сино-Корейского массива и в этом отношении ее можно сравнить с Балтийским морем, которое также является погруженной частью Фенноскандинавского щита.

ТАРИМСКИЙ МАССИВ

Миндалевидный Таримский массив Синьцзяна, хотя и имеет более простую форму и меньшие размеры, чем Сино-Корейский массив, может, однако, с ним сравниться по своему характеру и значению. С чисто структурной точки зрения Арган отнес его к типичным массивам, и показательно, что Лейхс, работая независимо от Аргана, пришел к тому же выводу. Найденные Норином¹ мощнейшие ледниковые отложения синийского возраста и слабо нарушенные нижнепалеозойские отложения близ Лоб-нора являются основательным подтверждением взгляда Аргана. Я полагаю, что точку зрения Аргана необходимо принять. Следует отметить, что поскольку Таримский бассейн в главной своей части покрыт наносными песками Такламакана, то геологическими методами доказать или опровергнуть мнение Аргана довольно трудно. Возможно, что со временем ответ на этот вопрос даст геофизика.

Таким же как Таримский массив, но меньшим по размерам, согласно Лейхсу², является Ферганский докембрийский массив, зажаты между варисскими цепями Западного Тяньшаня и

¹ E. Norin, *Geology of the Western Quruq-tagh, eastern Tienshan*, „Rep. Sci. Exp. to the N. W. Provinces of China III, Geology, 1937.

² K. Leuchs, *Geologie von Asien*, „Geologie der Erde“, 1, pt. 2, Zentral-asien, 1937.

Алая. Можно предположить, что Ферганский массив соединялся с Таримом, но открытие Ферганской сигмиды¹ не позволяет принять эту гипотезу.

ХАНЬНАНЬСКИЙ МАССИВ

Южнее города Ханьчжуна и вдоль северного склона Дабашаньских гор протягивается широкая полоса выходов гранитов и гнейсов. Считая, что граниты являются интрузивными, Чжао и Хуан назвали их «Ханьнаньским батолитом». Последующие детальные исследования² показали наличие несогласия между гранитами и перекрывающими их синийскими породами, то есть было доказано, что граниты имеют утайский или даже тайшаньский возраст. Такие кристаллические породы встречаются на границе провинций Сычуань и Шэньси около Юннайцзюя, и, согласно Ли³, эти выходы, вероятно, являются юго-западным продолжением Ханьнаньского батолита. Таким образом, мы имеем дело с докембрийским массивом западного Дабашаня; этот массив мы будем называть *Ханьнаньским*. Хотя размеры его весьма невелики, он, как это мы увидим ниже, имеет очень большое палеогеографическое значение.

КАМ-ЮНЬНАНЬСКАЯ ОСЬ

Наличие ортогнейсов между Гандином и Людином хорошо известно. Это гандинские гнейсы Тяня и Ли⁴. Еще в 1910 году Лежандр⁵ проследил продолжение этой зоны гнейсов к югу, в направлении Сичана и далее. Позднейшие наблюдения не только подтвердили точку зрения Лежандра, но и показали, что эта же зона, вероятно, продолжается еще дальше на юг между долинами Ялунцзяна и Аньнинхэ, до самого Яньмусяня в северном Юньнани. Мы предлагаем называть эту зону гнейсов *Мобаньшаньской кристаллической зоной*. Хорошо известны Мобаньшаньские горы, находящиеся в этой зоне, которые расположены к западу от Сичана. О докембрийском возрасте этих гнейсов свидетельствуют следующие данные: 1) богатые окаменелостями ордовикские и верхнесилурийские породы залегают восточнее Людина, непосредственно примыкая к гнейсам; если эти последние были интрузивными или динамометаморфическими, то иско-

¹ Д. И. Мушкетов, Современные представления о тектонике Средней Азии, «Записки Ленингр. Горн. Инстит.», 8, 1—16, 1934.

² С. С. Chang, Y. H. Lu, неопубликованные работы.

³ Li Shih-Lin, неопубликованные работы.

⁴ Н. С. Тан, С. Y. Lee, Atlas for the geology of Szechuan province and eastern Sikang, «Geol. Surv. China», 1935.

⁵ Legendre, P. Lemoine, Principaux résultats géologiques de la mission Legendre au pays Lolo, «Bull. Soc. Géol. France», 4, sér., 10, 1910.

паемые остатки не должны были сохраниться; 2) зона гнейсов имеет везде одинаковую ширину, а этот признак, как уже было отмечено Лежандром, не может быть объяснен, если допустить интрузивное происхождение гнейсов. Недавние открытия Чэна¹ в Кандин-Людинском районе полностью подтвердили докембрийский возраст кандинских гнейсов. Чэн проследил эту зону и на север, до окрестностей Даньба. Следует добавить, что Гейм² согласен с представлением об интрузивном происхождении гранитов хребта Минья-Гонгкар и по аналогии считает, что кандинские гнейсы также имеют интрузивное происхождение. Хотя интрузивная природа Минья-Гонгкарского массива вряд ли может вызывать сомнения, Минья-Гонгкарская зона в целом, возможно, также является докембрийской и образует ответвление Мобаньшаньской зоны.

Между Хойли и Тунчжуанем в районе ущелий реки Цзиньшацзян, на границе провинций Юньнань и Сикан, имеют широкое развитие слабо метаморфизованные сланцы и филлиты с небольшим количеством известняков, которые слагают высокие горы, обычно венчаемые пермскими базальтами. Полевые наблюдения подтверждают, что они принадлежат к синийской системе. Таким образом, мы имеем другой докембрийский массив, образованный не гнейсами и гранитами, а осадочными породами. Этот массив мы назовем *Цзиньшацзянским массивом*. Он отделен от Мобаньшаньской зоны долиной реки Аньнинхэ, где выходят мезозойские осадочные породы, включающие красные слои. Следовательно, долина Аньнинхэ, по крайней мере в геоморфологическом отношении, представляется грабеном.

Цзиньшацзянский массив протягивается на север до Лунаньшаня. Далее к северу между долинами Аньнинхэ и Хэйшуйхэ широко развиты слабо метаморфизованные сланцы и кремнистые известняки, а также риолитовые туфы и агломераты, которые были закартированы Чэном³ и отнесены им к силуродевону. Между Юэхси и Луку Лежандр⁴ отметил такие же породы и назвал их известняковыми и слюдяными сланцами. Еще севернее между Фулинем и Аньшуньчаном в долине реки Дадухэ Пэн⁵ недавно отметил присутствие риолитов и риолитовых туфов, ассоциирующих с порфирами, которые несогласно пере-

¹ Y. C. Cheng, неопубликованные данные.

² A. Heim, The structure of Minya Gongkar, „Bull. Geol. Soc. China“, 11, No. 1, 1931.

³ C. C. Chang, неопубликованный отчет.

⁴ Legendre, P. Lemoine, Principaux résultats géologiques de la mission Legendre au pays Lolo, „Bull. Soc. Géol. France“, 4, 10, 1910.

⁵ C. J. Peng, J. Chu, On the occurrence of Pre-Sinian volcanic series and related intrusive rocks in the vicinity of Fulin, Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 24, Nos. 1—2, 1944.

кряваются известняками, вероятно, синийского возраста. Таким образом, совершенно ясно, что мы имеем более или менее отчетливо продолжающийся пояс синийских и досинийских осадочных и вулканических пород, тянущийся к северу от Цзиньшацзянского массива до реки Дадухэ. Пояс этот расположен непосредственно западнее главного Даляншаньского хребта (сложенного главным образом пермо-триасом) и восточнее Мобаньшаньской кристаллической зоны, от которой он с трудом отделяется. Эти хребты, вытянутые в меридиональном направлении, определяют соответствующее меридиональное направление течения рек Ялун, Аньнин, Хэйшуй и Цзиньшацзян.

На юге Цзиньшацзянский массив быстро сужается в узкую полосу. В центральном Юньнани к западу от долины Путухэ вместо синийских пород приобретают широкое развитие кембрийско-ордовикские образования. Однако далее к югу зона синийских пород опять расширяется, приобретая наибольшую ширину южнее озера Куньмин, и далее она протягивается от озера Фусянь к западу в долину Красной реки. Синийские породы в основном состоят из мощной толщи сланцев и песчаников, называемых Мишем¹ соответственно *куньянскими сланцами и чжэнцзянскими песчаниками*, которые несогласно перекрываются тиллитами Наньтоу. Эти последние хорошо развиты вдоль восточного края широкой зоны синийских отложений, которую здесь можно назвать *щитом центрального Юньнани*. Вероятно, этот щит существовал с начала отложения тиллитов до конца палеозоя, когда яньсинская трансгрессия затопила его большую часть. Может быть, что этот щит продолжается еще далее к северу, в район, расположенный между Луфэном и Сяньюнем, где широко развитые красные слои образуют ясно выраженные покровные складки на синийском и, возможно, даже на утайском фундаменте.

Зона гнейсов Мобаньшаня и зона синийских осадочных пород Цзиньшацзяна и центрального Юньнани с их возможными северными и западными продолжениями образуют огромный докембрийский массив, который мы назовем *Кам-юньнаньской осью*. Осью его можно назвать потому, что он является рубежом между двумя различными геологическими провинциями.

МАССИВ СЕВЕРНОГО ТОНКИНА И ИНДОСИНИЯ

Гнейсы и сланцы, вероятно докембрийского возраста, занимают широкие площади в северном Тонкине и на крайнем юго-востоке Юньнани между долиной Красной реки и долиной реки

¹ P. Misch, Sinian Stratigraphy of Central Eastern Yunnan, Contributions of the University of Peking, No. 4, 1942.

Паньлуицзян. С кристаллическими породами ассоциируют осадочные отложения, которые обычно рассматриваются как додинантские¹.

Весьма вероятно, что последние принадлежат к луншаньской свите Гуанси, которая в главной своей части имеет докембрийский возраст. Таким образом, существование полуовального докембрийского массива в северном Тонкине подтверждается довольно убедительно, и этот массив может быть назван *массивом северного Тонкина*.

Далее к югу вдоль нижнего течения Меконга расположен другой массив, который занимает Камбоджу и восточный Сиам. Он представляет собой «массу Камбоджи», по определению Зюсса²; Фромаже³ ввел новый термин — «Индосиния». Этот докембрийский массив играет важную роль в очертаниях аннамитских и индомалайских горных цепей.

ЮНЬНАНСКО-БИРМАНСКИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В северной Бирме, в области, находящейся восточнее реки Иравади, а также вдоль западной границы плато Шань расположены обширные выходы гранитов и гнейсов, которые часто ассоциируют со слабометаморфизованными сланцами и филлитами. Первые являются так называемыми «могоскими гнейсами»⁴ архейского возраста, а вторые относятся к свите Чаунг Магии. Свита же Чаунг Магии сопоставляется с синийской системой Китая. Во всяком случае, эти породы должны быть старше ордовика, так как фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения залегают на них. Как было показано Лочи и Коггин-Брауном, гнейсы и граниты имеют широкое развитие в окрестностях Тенгиуе — вдоль Юньнаньско-Бирманской караванной дороги. Эти выходы, несомненно, представляют собой северное продолжение могоских гнейсов. Вывод, сделанный на основании последних наблюдений в западном Юньнани и в Гаолигуншане⁵, доказывает, что эта зона гнейсов захватывает все территории, находящиеся западнее реки Салуэн, включая Гаолигуншань, и протягивается на север до Ассамской равнины. Докембрийский возраст этих гнейсов и ассоциирующих с ними метаморфизованных осадочных пород подтверждается залеганием в непосредственном соседстве с ними зоны неметаморфизованных пород Баошаня (см. стр. 90) вдоль долины

¹ См. *Carte géologique de l'Indochine française*, 1/2 000 000, 1937.

² Ed. Suess, *The face of the earth*, 3, 1908.

³ J. Fromaget, *Observations et réflexions sur la Géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine*, „Bull. Soc. Géol. France“, 4, 1934.

⁴ H. L. Chhibber, *The geology of Burma*, 1934.

⁵ Yen Teh-yi, C. H. Piep, неопубликованные отчеты.

реки Салуэн, где выходят кембрийские и ордовикские породы, богатые органическими остатками. Если бы гнейсы представляли собой интрузивные или динамометаморфические образования, органические остатки в кембрийских и ордовикских породах не могли бы так хорошо сохраниться. Мы назовем этот обширный докембрийский массив, который протягивается в меридиональном направлении на много градусов, *Юньнаньско-бирманским кристаллическим комплексом*.

В районе Зайюла к северу от Ассама Кингдон-Уард¹ отметил наличие гранитов и гнейсов, которые, вероятно, образуют часть Юньнаньско-бирманского кристаллического комплекса. Как это хорошо известно, центральные Гималаи от Кашмира до реки Диханг сложены непрерывной зоной гранитов. Вопрос о том, является ли эта зона продолжением кристаллического комплекса, чрезвычайно важен (см. стр. 99—100).

ДРУГИЕ ДОКЕМБРИЙСКИЕ ЗОНЫ И МАССИВЫ

В восточном Гуйчжоу и западной Хунани под синийскими тиллитами залегает толща сланцев, филлитов и граувакк, образующая геосинклиналь, которая, вероятно, продолжается в направлении северной Хунани, северного Цзянси и далее. Очевидно, эти дотиллитовые породы, названные Ваном² системой Сяцзян, слагают докембрийский массив, который можно назвать Прото-Цзяннаньей (см. стр. 37).

Вдоль границы Фуцзяня и, возможно, Гуандуна время от времени отмечаются выходы гнейсовидных гранитоидных пород. Некоторые исследователи считают, что эти породы являются флюидалными гранитами, другие же полагают, что они относятся к докембрию.

Принимая во внимание отсутствие в этом районе кембрийских пород и широкое развитие яньшаньских гранитов, очень рискованно высказать какое-либо определенное мнение о происхождении этих гнейсовидных пород. Так как все осадочные комплексы в этих районах от девоно-карбона (наньцинские кварциты) и выше являются или континентальными, или залегают трансгрессивно на более древних породах, то, по всей вероятности, вдоль юго-восточного берега с додевонского времени существовала суша. Если это так, то можно допустить, что здесь имеется докембрийский массив.

Массы кристаллических пород, возможно докембрийского возраста, часто слагают осевые зоны варисских хребтов. Они будут рассмотрены ниже, при описании этих хребтов.

¹ Kingdon-Ward, The Himalaya east of the Tsangpo, „Geogr. Journ.“, 84, No. 5, p. 369—397, 1934.

² Y. L. Wang, неопубликованный отчет.

МАССИВЫ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ВОЗРАСТА

Джунгарский массив

Джунгарский массив покрыт кайнозойскими отложениями и ангарскими слоями, которые в значительной своей части нарушены лишь очень слабо. Это показывает, что сильнейшие альпийские движения почти не затронули этот бассейн, хотя и к северу и к югу от него эти же самые движения создали гигантские горы складок фундамента. Таким образом, представляется вероятным, что Джунгария подстилается жестким докембрийским основанием, сходным с Таримом.

Цайдамский массив

Данные, относящиеся к Джунгарскому массиву, характеризуют и Цайдамский массив, то есть последний также обязан своим существованием докембрийскому фундаменту.

Лунсийский массив

Район, лежащий между Любаньшанем и рекой Тао в провинции Ганьсу, представляет собой обширное плато, покрытое эоловым лёссом, из-под которого кое-где обнажаются третичные песчаные свиты Ганьсу («гобийские слои», по определению Обручева). Около Ланьчжоуфу гнейсы и кристаллические сланцы, вероятно утайского возраста, залегают ниже покрова красных слоев, между тем как, согласно Лочи, Ся и другим исследователям, такие же кристаллические породы иногда встречаются в глубоких ущельях между Ланьчжоуфу и Тяньшюем. Хотя эти породы имеют докембрийский облик, они некоторыми более поздними исследователями рассматриваются как нижнепалеозойские и пермо-карбоновые.

Известно, что в позднемезозойское и третичное время, когда вдоль Циньлина и Наньшаня воздвигались горные хребты, этот район был обширным внутренним бассейном. Это является веским доказательством того, что фундамент данного бассейна был законсолидирован уже до варисского времени, если не в докембрии. Следует называть этот структурный элемент *Лунсийским массивом*, так как он расположен к западу от Луньшаня, или Любаньшаня. В настоящее время мы не можем определить, соединяется ли этот массив с циньлинской осью.

Глава IV

КАЛЕДОНСКИЙ ОРОГЕНЕЗ И КАЛЕДОНИДЫ

Восточные Саяны и Забайкалье

Ведущие советские геологи согласны с тем взглядом, что в нижнем палеозое Восточные Саяны были местом геосинклинального отложения осадков и что складки этого хребта относятся к каледонскому циклу. Каледонские складки имеют преимущественно северо-западное простирание, которое носит название саянского.

В Забайкалье отмечаются те же особенности геологического развития, однако здесь преобладающим является северо-восточное простирание, которое носит название байкальского. Оба направления встречаются на советско-монгольской границе, образуя дугу с резкой выпуклостью, направленной к югу.

Арало-Джунгарский перешеек

Сильные каледонские движения отмечены в северных дугах Тяньшаня, между Аральским морем и Джунгарией. Согласно Д. В. Наливкину¹, эти движения привели к тому, что северная тяньшаньская геосинклиналь оказалась незаполненной и образовала род перешейка, который, таким образом, в девано-кембрийское время отделял северные эпиконтинентальные моря от главной тяньшаньской геосинклинали. Этот барьер суши был назван Наливкиным *Арало-Джунгарским перешейком*.

Цзяннаня

Еще Рихтгофен во время своих известных исследований отметил существование мощных докембрийских осадков в северном Цзянси и южном Аньхое. Последующие наблюдения Йи и Ли² в южном Аньхое и Вана³ в северо-западном Цзянси целиком подтвердили точку зрения Рихтгофена, а работы по геологическому картированию, произведенные геологической службой

¹ Д. В. Наливкин, Палеогеография Средней Азии, „Научные итоги работ Таджико-Памирской экспедиции“, Изд. АН СССР, 35—86, М. — Л., 1936.

² L. F. Yih, C. Li, неопубликованный отчет.

³ C. C. Wang, Geology of the Shuishui valley, Kiangsi, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 14, 1930.

Хунани, показали, что пояс докембрийских и нижнепалеозойских пород Цзянси продолжается и в северной Хунани. Разведки, проведенные Ваном в 1936—1937 гг., и исследования на границе провинций Гуйчжоу и Хунань и в северном Гуанси показали существование здесь крупной массы докембрийских пород; масса эта, несомненно, является юго-западным продолжением вышеупомянутого пояса и исчезает по направлению к центральному Гуанси под мощным покровом верхнепалеозойских известняков.

В северной Хунани, в округах Аньхуа и Синьхуа детальное картирование показало¹, что среднедевонская тяомацзянская свита с базальными конгломератами лежит с крупным несогласием на нижнепалеозойских и докембрийских породах. Девонские и более молодые (дотриасовые) формации сложены в антиклинальные и синклинальные складки северо-северо-восточного простирания, в то время как додевонские породы, включающие паньцзйскую, дафупинскую, цзяотинтзйскую и тяньмашаньскую (ордовикскую?) свиты, простираются почти в широтном направлении. Отсюда следует, что эти последние были смяты в складки до среднего девона. В юго-восточном Гуйчжоу Ван отметил также, что девонские известняки с базальными конгломератами находятся в явном несогласии с подлежащими синийскими тиллитами. Согласно Чжао, в северном Гуанси девонские морские отложения, залегающие трансгрессивно и несогласно на додевонской луншаньской свите, представляют последовательные стадии девонского осадконакопления. Все эти наблюдения приводят к заключению, что в этом районе в додевонское время имели место широко развитые орогенические движения. Каков же возраст этих движений? В северном Гуанси были обнаружены ордовикские граптолитовые глинистые сланцы (юнцзянская свита) и такие же сланцы встречаются также и в западной Хунани. В обоих случаях ордовик лежит совершенно согласно с более древними слоями, образуя часть так называемой луншаньской свиты. Таким образом, верхнесилурийский возраст орогенеза становится очевидным. Следует, однако, отметить, что во многих пунктах восточного Гуйчжоу, западной Хунани и северного Гуанси докембрийские породы несогласно перекрываются известняками, относящимися иногда к хуяньюнской свите верхнего карбона, а иногда к свите Чися пермского возраста, что указывает скорее на варисский, чем на каледонский возраст этих движений. На основании того, что в этих известняковых толщах песчаники и базальные конгломераты полностью отсутствуют, можно сделать вывод, что море, отложившее хуяньюнскую свиту или свиту Чися, трансгрессировало на

¹ Kingkaoo Chao, устное сообщение.

пенеплен, основание которого было подвержено складчатости значительно раньше карбонового времени. Таким образом, существование дохуньянского и дочисьяйского несогласия находится в полном соответствии с каледонским возрастом орогенеза. Мы предлагаем назвать эту главную каледонскую структуру Цзяннаней¹.

Область Цзяннаней начинается в северном Гуанси, расширяется в восточном Гуйчжоу и западной Хунани, откуда она поворачивает на восток, пересекая озеро Дунтин. Восточнее она захватывает Муфушань, Цзяолиншань, Лушань и бассейн озера Поян. Еще далее к востоку она захватывает широкую полосу южного Аньхоя и северо-западного Чжецзяна, где благодаря наличию широко развитых покровов риолитов ее восточное продолжение прерывается, и вопрос о том, проходит ли она под равниной Шанхая или нет, остается пока нерешенным.

Другими фактами, относящимися к Цзяннаней, которые заслуживают специального упоминания, являются: 1) основное направление Цзяннаней, обычно восточно-северо-восточное, изменяется в западной Хунани на северо-северо-восточное и становится почти меридиональным в северном Гуанси; 2) разветвление Цзяннаней находится в северном Цзянси; главнейшими ее ветвями являются Цзюлиньшань и Угуншань, которые, так же как и Цзяннаней, должны были оставаться полуостровами или островами в палеозойских морях; 3) складчатость Цзяннаней была интенсивнее в ее южной части, в то время как вдоль ее северных границ каледонские движения были развиты очень слабо и складчатость Цзяннаней переходит здесь в платформу Янцзы (см. стр. 9) синорогенного происхождения. В связи с этим я хочу отметить, что Лю и Чжао² считают, что зона цзяньликанских песчаников (девоно-карбоновых), которая находится юго-западнее Ханьчжоу, отделена от нижнего палеозоя крупным тектоническим нарушением. Не исключена возможность, что этот сброс представляет собой поверхность несогласия, отмечающую границу между каледонидами и яньшанидами.

Выше уже упоминалось о крупном несогласии под синийскими тиллитами. Это несогласие может быть прослежено по обоим крыльям Цзяннаней на большое расстояние в пределах восточного Гуйчжоу и западной Хунани. Средняя часть этой структуры состоит почти исключительно из дотиллитовых осад-

¹ Слово „цзяннань“ означает — южнее реки Янцзы. Цзяннаней является, следовательно, сушей, расположенной южнее Янцзы. В свое время для этой тектонической формы я предложил термин „улинская ось“ (Hua n g, Permian of China, 1937).

² C. C. Liu, Y. T. Chao, Geology of southwestern Chekiang, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 9, 1927.

ков или из отложений сяцзянской системы (термин Вана)¹. Этот средний пояс может быть прослежен по направлению к северной Хунани, где к этой системе могут быть отнесены свита Баньци и более древние породы. В северном Цзянси широко распространенная шаньцзяошаньская свита, по мнению Ли², перекрывается тиллитами Наньтоу, в то время как такие же дотиллитовые породы были найдены тем же автором в округе Сюнин в южном Аньхое. Таким образом, ясно, что центральная часть Цзяннани характеризуется более или менее непрерывной зоной неопрогерозойских осадочных пород и что эта зона была, несомненно, смята в складки до отложения синийских тиллитов. В отличие от каледонид эту зону следует назвать *прото-Цзяннаньей*.

Катазия

В юго-восточном Китае континентальные формации, представленные преимущественно песчаниками и конгломератами, всегда залегают между силурийскими граптолитовыми глинистыми сланцами и динантскими известняками. Они были названы Тингом удунскими кварцитами, а Лю и Чжао — цзиньликанскими песчаниками. Благодаря находкам растительных остатков в верхней части этой формации ее возраст был определен как этренский. Однако Чу³ полагает, что нижняя часть формации, характеризующаяся красными или лиловыми песчаниками, должна быть отнесена к девону. В различных частях провинции Фуцзянь песчаники, литологически сходные с удунскими (наньцзинские кварциты), были закартированы как карбоновые, поскольку они подстилают верхнекарбоновые или пермские известняки. И здесь нижняя часть толщи этих песчаников также состоит преимущественно из красных слоев. Следует отметить, что красные слои являются характерным горизонтом среднедевонской тяомацзяньской свиты, которая имеет широкое распространение не только в центральной Хунани, но также и в северном Гуандуне, где ниже тяомацзяньской свиты я наблюдал крупное несогласие.

Поскольку широкое развитие красных слоев определяет существование особого климата и поскольку такие же красные слои ни разу не были найдены в палеозое моложе девона, постольку я могу условно согласиться с Чу, что нижняя часть удунской, или наньцзинской свиты относится к девону и, воз-

¹ Y. L. Wang, неопубликованный отчет.

² Y. Y. Lee, Geology of the neighbouring districts of Suishui, N. Kiangsi, „Contr. Nat. Res. Inst. Geol. Academia Sinica“, No. 3, 1933.

³ Y. Y. Lee, C. Li, S. Chi, Geology of the Nanking Hills, „Tsikan“, „Nat. Res. Inst. Geol. Academia Sinica“, No. 11, 1935 (на китайском языке).

можно, к среднему девону. Это подтверждает, что донаньцинское несогласие в Фуцзяне и в Гуандуне должно отображать каледонскую складчатость. Эта складчатость происходила, вероятно, в верхнем силуре или в самом конце силура, так как содержащие граптолиты силурийские глинистые сланцы (ляньтанская свита) были найдены в доорогенном комплексе в западном Гуандуне¹. Очевидно, эти каледонские движения захватили все прибрежные районы, начиная от южного Цзецзяна и кончая, возможно, островом Ханьнань. Согласно Грэбо², эту область каледонид следует называть *Катазией*. Являются ли складки Катазии новыми складками или складками фундамента, остается неясным.

Цзяннанья и Катазия являются каледонскими горными цепями равного значения. Девонские и каменноугольные моря трансгрелировали между ними от Гуанси в Хунань и даже к северо-востоку, в западный Цзянси. В процессе затопления этих цепей образовались острова и полуострова и возникало подобие архипелага; этот архипелаг можно назвать *Ганьсянским*, и в его пределах Цзяньсийская масса была главным островом или полуостровом. Гравий, пески и все остальные наносы каледонского нагорья были смыты реками с образованием дельтовых отложений, в то время как в более восточных районах существовали межгорные впадины и заливные низменности. Один из этих бассейнов представлен полосой цзянликанских песчаников³ долины реки Цзяньтан, которая в то время отделяла друг от друга две главные массы суши.

Субциньлинская зона

В северном Сычуане Чжао и Хуан⁴ во многих местах наблюдали несогласное взаимоотношение между девоном и верхним силуром, который местами заметно метаморфизован. Такое же угловое несогласие Йе⁵ наблюдал в Мотяньлине на границе провинций Ганьсу и Сычуань. Йе, отвергая датировку бэшуйской свиты, согласно которой она относилась к пермо-карбону, сделал вывод, что Мотяньлин состоит из каледонских новых складок. Согласившись пока с этой новой интерпретацией, про-

¹ H. Chang, Y. C. Sun, New graptolite faunas from Lientan, Kwangtung, 40th Anniversary Papers, „Nat. Univ. Peking“, 1, 1939.

² A. W. Grabau, Stratigraphy of China, pt. 1, Paleozoic and Older, 1924.

³ C. C. Liu, Y. T. Chao, Geology of southwestern Chekiang, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 9, 1927.

⁴ Y. T. Chao, T. K. Huang, Geology of the Tsinfingshan and Szechuan, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 9, 1931.

⁵ L. T. Yeh, On tectonic history in regions east of the Tibetan Plateau from Kansu to Yunnan, „Bull. Geol. Soc. China“, 24, Nos. 1—2, 1944.

следим Мотьяньлинский массив в обе стороны. На юго-западе он продолжается в округа Бинву и Бэйчжуань и, вероятно, сливается с Цзютиншаньским хребтом, возвышающимся над равниной Чэнду. Далее к юго-западу каледонская зона, возможно, протягивается в Сикан, где в округе Цзиньтан она срастается с кам-юньнаньской осью. Направление каледонид почти всегда северо-восточное. На северо-востоке эта зона может достигать северной части Нинчансяня, где Лю¹ доказал кембро-силурийский возраст свиты Дишуйпу. Дальнейшее продолжение этой структуры неясно. Ли и Чу² нашли, что в северо-восточном Хубэ Утаншань сложен метаморфическими, так называемыми «утайскими сланцами», возраст которых они считают утайским. Западнее Утаншаня и на продолжении его простираются те же исследователи обнаружили верхнесилурийские породы, в то время как в юго-восточном углу провинции Шэньси Виллисом³ были найдены тиллиты, принадлежащие, вероятно, к синьтаньской свите. Следовательно, не исключена возможность, что Утаншаньская зона относится к каледонидам и, если это так, она должна образовать восточное продолжение Мотьяньлина. Эту зону каледонид, протягивающуюся вдоль южного края Циньлина, можно назвать *Субциньлинской зоной*.

Другие участки развития каледонских складок⁴

В восточном Юньнани девон обычно трансгрессивно лежит на различных формациях. Это особенно хорошо выражено в районе, лежащем между Чуцином и Юляном⁴. На этом основании можно сделать вывод, что указанный район, сложенный в основном синийскими и кембрийскими отложениями, был смят в складки вдоль восточного края кам-юньнаньской оси слабыми каледонскими движениями. Этот район мы назовем *Нюшоушаньской зоной*. Последние открытия досреднедевонских надводных вулканических пород⁵ около северного конца кам-юньнаньской оси свидетельствуют о былой вулканической деятельности в этой зоне и, возможно, могут явиться указаниями на орогенические движения в геологическом прошлом.

¹ Y. H. Lu, устное сообщение.

² C. Li, S. Chu, Geology of southern part of central Tsingling range „Mem. Nat. Res. Inst. Geol., Academia Sinica“, No. 9, 1930.

³ D. Willis, E. Blackwelder, Research in China, 1, 1907.

⁴ См. „Геологическую карту трассы проектирующейся Суйфу-Куньминской железной дороги между Куньмином и Вэйнином“, Mineral Exploration Bureau, National Resources Commission, 1941 (на китайском языке).

⁵ Y. C. Cheng, C. Y. Jen, On the discovery of Pre-Middle Devonian volcanic series in eastern Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 22, Nos. 3—4, 1942.

Глава V

ВАРИССКИЙ ЦИКЛ И ВАРИСЦИДЫ

Геологи, работающие в восточном Китае, где преобладают яньшаньские складки, с трудом могут оценить значение и важность варисского орогенеза. Геологи сталкиваются с совершенно отличными структурами, образованными уже в верхнепалеозойское время, лишь при работе в районах, расположенных к западу от восточно-китайских провинций, т. е. в Циньлине, Наньшане и Тяньшане. Вот краткое описание этих структур.

Тяньшаньская система

В предыдущей главе было указано, что в северном Тяньшане имели место сильные каледонские движения. Геологи, однако, согласны, что Тяньшань в целом, вместе со своими многочисленными ветвями, принадлежит к геосинклинальным складчатым зонам варисского цикла, на протяжении которого внедрились крупные гранитные тела и были метаморфизованы мощные толщи осадочных слоев.

Широкое распространение в восточном Тяньшане чиргестауской¹ формации, состоящей из конгломератов, брекчий и эффузивов, безусловно указывает на то, что в Тяньшане происходили значительные горообразующие движения в эпоху, непосредственно предшествовавшую образованию этой формации. Возраст последней считается девонским, так как она подстилает фаунистически охарактеризованный визе. В Куэнь Луне тиснабские слои (Tisnabschichten — термин де Терра²) имеют такой же литологический характер и занимают то же стратиграфическое положение. Де Терра считает эти отложения нижним карбоном и, таким образом, помещает дотиснабское несогласие «между (?) верхним девоном и карбоном». В хребте Рихтгофена я также наблюдал мощную конгломератовую формацию с туфогенными горизонтами, которая лежит согласно под визе и несо-

¹ E. Norin, A tentative correlation of the Paleozoic sedimentary formations of the eastern Tien Shan, „Chinese Turkestan, Geografiska Annaler“, 1935.

² H. de Terra, Geologische Forschungen in westlichen Kuenlun und Karakoram-Himalaya, „Wiss. Ergeb. d. dr. Trinkler'schen zentral Asien-Expedition“, 2, 1932.

гласно на наньшаньской свите. Так как палеонтологически охарактеризованный девон включается в наньшаньскую свиту, то конгломераты имеют, по всей вероятности, турнейский, а не верхнедевонский возраст. А так как Куэнь Лунь и Тяньшань имеют одну и ту же геологическую историю, то совершенно логично сделать вывод, что Чиргестау имеет нижнекаменноугольный, а может быть, именно турнейский возраст. Если это так, то дочиргестауское несогласие должно представлять бретонскую фазу орогенеза.

Другой пароксизм орогенеза определяется крупным несогласием ниже свиты Бэжаньхэ, состоящей из конгломератов и кислых порфиров, которые выходят вдоль южного подножья хребта Богдо-Ула. В конгломератах заключена галька каменноугольных известняков, и в то же время юрские угольные пласты лежат на порфирах согласно¹. Таким образом, устанавливается пермо-триасовый возраст свиты Бэжаньхэ. В передовых хребтах Тяньшаня, около Куча, я наблюдал пермо-триасовые красные конгломераты (подстилающие юрские угольные пласты), которые несогласно лежат на каменноугольных осадочных породах, включающих среднекарбонные известняки с органическими остатками. Следовательно, подтверждается широкое распространение орогенеза верхнекаменноугольного возраста. Следует отметить, что надвиги, наблюдавшиеся Гребером² между Аксу и Кашгаром, принадлежат к этой же орогенической фазе, и так как швагериновые известняки тоже вовлечены в складчатость, то, по всей вероятности, главные движения произошли после уральского времени. Чрезвычайно интересно определить, участвуют ли пермские (янсинийские) отложения в этих движениях.

Восточное продолжение Тяньшаня находится в Чол-таге и Курук-таге, которые протягиваются далее к востоку в Бэйшань. Продолжением восточной оконечности Курук-тага является не Наньшань, а Бэйшань, на что указывает тот факт, что основная структурная линия Бэйшаня, как наблюдалось Футерером³ и Тейяр де Шарденом⁴, протягивается с восток-северо-востока на запад-юго-запад; если ее продолжить еще западнее, она, естественно, соединится с Курук-тагом и Чол-тагом. Более того, Саньвэйшаньский хребет, находящийся между Аньси и Дуньхуаном, имеет простирание северо-восток 30°. Если Курук-таг

¹ E. Norin, A tentative correlation of the Paleozoic sedimentary formations of the eastern Tianshan, „Chinese Turkestan, Geografiska Annaler“, 1935.

² P. Gröber, Der südliche Tian-Schan, „Geogr. Abhandlungen“, 10, Heft 1, 1914.

³ K. Futterer, Durch Asien, 2, 1905.

⁴ Teilhard de Chardin, Observations géologiques à travers les déserts d'Asie centrale de Kalgan à Hami, „Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique“, 5, fasc. 4, 1932.

переходит в хребет Рихтгофена, то он должен пересекать Саньвэйшань. Однако нам известно, что такое пересечение не имеет места. При перелете из Аньси в Дихуа я имел возможность наблюдать, что район, расположенный северо-западнее Аньси, является громадной плоской песчаной пустыней, в геоморфологическом отношении представляющей собой восточное продолжение Таримского бассейна. Далее в поле зрения появляется широкая полоса сильно пересеченной гористой страны, которая протягивается на неопределенное расстояние как к западу, так и к востоку. Это и есть Курук-таг. Таким образом, я убедился в том, что восточный Тяньшань и Бэйшань образуют одну и ту же систему. Но для того чтобы полностью подтвердить эту точку зрения, необходимы дальнейшие полевые наблюдения.

ВАРИСЦИДЫ И МОНГОЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Если варисциды Тяньшаня действительно протягиваются в пустыню Гоби Монголии, то возникает следующий вопрос: имеются ли в Монголии геосинклинальные осадки того же возраста, что и в геосинклинали Тяньшаня? Каменноугольные и пермские отложения с органическими остатками действительно кое-где встречены в Гоби, однако, насколько известно, они развиты слишком слабо и поэтому не могут рассматриваться как горообразующие породы большой геосинклинали. Более того, морские отложения силура и девона пока еще здесь не найдены. Так как, согласно Берки и Моррису¹, наиболее широко распространенная осадочная толща Гоби относится к так называемой «кангайской свите», то эту проблему можно будет разрешить лишь тогда, когда мы точно определим возраст и природу этой свиты. Берки и Моррис считают ее синийской; посмотрим, так ли это.

Кангайская свита состоит из граувакковых песчаников и переслаивающихся с ними сланцев, общей мощностью до 6 000 м. По данным геологической истории, нам известно, что широкое развитие граувакк часто характеризует геосинклинальные условия и что, более того, эти граувакки были отложены в течение одного определенного орогенического цикла. Так же как и третичный флиш, они являются «орогеническими осадками». Например, ордовикские граувакки сопровождают каледониды Северной Европы, девонско-кульмские граувакки протягиваются вдоль зоны варисцид Германии, а эоцено-меловой флиш тесно ассоциируется с Альпами. В пределах территории Китая граувакки встречаются во многих горных цепях, либо граничащих

¹ C. P. Berkey, F. K. Morris, Geology of Mongolia, „Nat. Hist. of Central Asia“, 2, 1927.

с Монголией, либо расположенных недалеко от нее. В Тяньшане граувакки, вероятно, девонско-каменноугольного возраста (верхняя часть с органическими остатками), были встречены в долине реки Ог-булак в Чол-таге юго-западнее Токсуна, и такие же граувакки развиты вдоль караванного пути из Сучжоу в Хами. В Наньшане так называемые «наньшанские песчаники», являющиеся определенно палеозойскими, в основном представляют собой граувакки. В Циньлине кембро-ордовикская пзошуйская свита, додевонская (согласно Йе), бешуйская и каменноугольная цзеньяньская свиты представляют собой граувакки или флишеподобные отложения. В Куэнь Луне нижнепалеозойские отложения «Kilianggruppe» (по де Терра) принадлежат к той же категории. Взвесив все эти обстоятельства, можно предположить, что кангайская свита, по крайней мере в главной своей части, имеет не синийский возраст в узком смысле этого термина, а палеозойский. Она представлена отложениями орогенических областей обширной монгольской геосинклинали, затронутой новыми складками во время варисского цикла. В связи с этим можно отметить, что Тейяр де Шарден¹ во время своих широких рекогносцировочных исследований во многих пунктах обнаружил каменноугольные или пермские известняки, заключенные в кангайскую свиту, и на этом основании высказал мнение о значительно более молодом возрасте этой свиты. Согласно Тейяр де Шардену, эту свиту можно разделить на три раздела: первый является в главной своей части юрским, второй — пермско-мезозойским и третий, — повидимому, докарбоновым. Очевидно, Тейяр де Шарден рассматривает все разновозрастные флишеподобные граувакковые отложения как одну стратиграфическую единицу. Он идет даже дальше и предлагает включить в кангайскую свиту юрскую цзюлиншаньскую свиту и пермскую свиту Шихоцзы, которая содержит чисто континентальные отложения. Принимая верхнепалеозойский возраст некоторых частей кангайской свиты, я не могу согласиться с Тейяр де Шарденом в таком вольном применении первоначального термина, предложенного Берки и Моррисом; Тейяр де Шарден применяет этот термин ко всем формациям, обладающим только поверхностным литологическим сходством. Поскольку неправильно включать все красные слои Китая в шицзяньфэнскую свиту или в хэнъянские песчаники, постольку также не следует относить все граувакки или «псевдограувакки» к кангайской свите².

¹ Teilhard de Chardin, New observations on the Khangai Series of Mongolia and some other allied formations, „Bull. Geol. Soc. China“, 11, No. 4, 1932.

² W. A. Obrutschew, Zur Existenzfrage eines mongolisch-amurischen Faltungsgürtels, „Centralblatt f. Min. etc., Abt. B, No. 7, 283—288, 1930.

Кангайская свита развита только в Монголии. Она в основном имеет палеозойский возраст и часто включает в себя верхний палеозой. Она включает в себя орогенические осадки монгольской геосинклинали (или нескольких геосинклиналей), которые были смяты в складки и интродированы гранитами во время варисского цикла. Не исключена возможность, что в кангайской свите представлены два очень сходных осадочных цикла. Если это так, то мы, естественно, можем предполагать, что встретим в Монголии два орогенических цикла.

Большой Хинган

В осадочных породах Большого Хингана и областей, расположенных к западу от него, не были найдены органические остатки. Более того, эти породы почти все более или менее сильно метаморфизованы гранитными и другими интрузиями, так что невозможно, имея весьма скудные данные, составить сколько-нибудь определенное мнение о тектонической истории этой части Восточной Азии. Считая, что основная линия Гоби, приближаясь к Большому Хингану, приобретает восточно-северо-восточное простирание, а основные тектонические направления Большого Хингана имеют северо-восточное простирание¹, можно предположить, что монгольские варисциды продолжаются в Северную Маньчжурию. Этот взгляд находит серьезное подтверждение в том, что метаморфизованные осадочные породы, совершенно подобные породам кангайской свиты, имеют широкое распространение в Большом Хингане и в Барге. Это «роговики» и «осадочная свита» Смирнова², которые вместе с сопровождающими их гранитами были названы Тейяр де Шарденом³ «хинганским комплексом». Согласно этому исследователю, хинганский комплекс включает в себя линьсийскую свиту, верхняя часть которой имеет юрский возраст. Если это так, то главная складчатость района должна быть не старше яньшаньской. Надо указать, однако, что хотя линьсийская свита включает в себя пермо-карбоновые известняки с органическими остатками, предположение, что ее верхняя часть имеет юрский возраст, отнюдь не является доказанным. Возможно, что такой молодой возраст метаморфических пород Линьси был принят Тейяр де Шарденом только на основании сравнения со стратиграфией Северного

¹ См. R. Endo, *Geology and mineral resources of Manchuria*, Tokyo, 1934 (на японском языке), а также E. E. Ahnert, *Geological map of Manchuria*, рукопись.

² A. H. Smirnov, *Notes on the geology of Great Khingan*, „Bull. Geol. Soc. China“, 14, No. 3, 1935.

³ E. Licent, Teilhard de Chardin, *Geological observations in northern Manchuria and Barga*, „Bull. Geol. Soc. China“, 9, Nos. 1—4, 1930.

Китая. В действительности район Линьси лежит уже в собственно Гоби, где юра повсюду покоится несогласно и на кангайской свите и на пермо-карбоне. Трудно себе представить, что в Большом Хингане может быть иначе. Согласно Анерту¹, известняки предположительно палеозойского возраста выходят во многих пунктах вдоль Китайско-Чанчуньской железной дороги. Более тщательное изучение этих известняков, несомненно, даст ключ к решению проблемы. Что касается возраста широко развитых гранитных интрузий этой части страны, то можно сказать, что по крайней мере некоторые из гранитов и ассоциирующих с ними интрузивных пород относятся к варисским монгольским гранитам. Более поздние яньшаньские граниты тоже играют определенную роль в истории комплекса и усложняют проявления интрузивной деятельности.

Прочие тектонические особенности Тяньшаня, Алтая и других варисцид центральной Азии охарактеризованы в «Геологии Азии» Лейкса.

Система Куэнь Луня и ее южная граница

Как уже указывалось на предыдущих страницах, первый пароксизм орогенеза в Куэнь Луне произошел после среднего девона и до отложения тиснабских слоев². Этот пароксизм, вероятно, соответствует бретонской фазе. Второй пароксизм произошел внутри перми перед образованием известняков с *Margnifera lopingensis*. Возможно, что он отвечает орогенической фазе, непосредственно предшествовавшей лобинской трансгрессии юго-западного Китая, во время которой на широкой площади происходили излияния базальтов. Породы, определяющие структуру Куэнь Луня, принадлежат к доварисским формациям, которые можно разделить на две главные группы: более древние породы — гнейсы, слюдяные сланцы с интрузиями гранитов и более молодые — граувакки, филлиты и кварциты. Первые относятся к группе Каракаша, возможно докембрийского возраста, а вторые — к группе Кильяна, нижнего палеозоя (включая и верхний силур). Девонские осадочные породы с известняками, содержащими органические остатки, хотя и присутствуют, однако не имеют широкого развития. Таким образом, «куэньлуньские фации» характеризуются: 1) общим метаморфизмом и присутствием древних гранитов; 2) широким распространением граувакк; 3) отсутствием мощных толщ морских известняков

¹ E. E. Ahnert, Materials for the historic geology of N. Manchuria, „Ann. Club. of Natural Science and Geography of Y. M. C. A.“, 1, 1933.

² H. de Terra, Geologische Forschungen im westlichen Kuentun und Karakoram-Himalaya, „Wiss. Ergeb. d. dr. Trinkler'schen zentral Asien-Expedition“, 2, 1932.

и 4) отсутствием морских мезозойских пород. В Каракоруме, который расположен непосредственно к югу от Куэнь Луня, характер свит иной. Здесь, как это хорошо известно, широкое развитие приобретают морские известняки, которые в большей своей части имеют мезозойский возраст. Присутствие триасовых и меловых карминово-красных известняков¹, сопровождающихся красными слоями, является отличительной чертой «каракорумских фаций». На основании этих данных попытаемся определить границу между Куэнь Лунем и Каракорумом.

На западе хребты Локцун и Агил относятся к Каракоруму, между тем как в зоне Линьзитац с ее морскими меловыми отложениями мы находим типичный каракорумский стратиграфический разрез. Все хребты, лежащие севернее, относятся к Куэнь Луню. Далее к востоку каракорумские породы покрывают широкую полосу северо-западного Тибета, где во многих точках найден палеонтологически охарактеризованный мел. Еще восточнее южная граница Куэнь Луня, вероятно, совпадает с Дунбурским хребтом, так как к северу от него преобладают сланцы и граувакки куэньлуньских фаций, а к югу, в хребтах Бука-Магна и Данла, преимущественное распространение имеют известняки с органическими остатками и красные слои. Возможно, что часть этих известняков является мезозойской, тогда красные слои окажутся триасовыми или (и) меловыми.

Для района южного Цинхая или Кукунора данных недостаточно, но, ввиду того что основные структурные линии в этой части страны более или менее совпадают с орографическими линиями, мы можем считать хребет Кокошили восточным продолжением Куэнь Луня. Этот хребет расположен непосредственно севернее Дунбура, откуда он протягивается к восточюго-востоку по направлению к Дре-Чу (Янцзы) и сливается с хребтом Байянь-Кала. Согласно Ло², этот последний состоит из сланцев и граувакк, интродуцированных гранитами; известняки отсутствуют или развиты лишь местами. Лишь при спуске с водораздела рек Дзе-Чу — Дре-Чу в долину последней мы снова встречаем мощную толщу известняков. От Джекундо (Юшу) до Нанцзяня появляются в большом количестве известняки, перекрытые красными слоями. Отсюда следует, что граница между Куэнь Лунем и Каракорумом проходит где-то близ Джекундо; предварительно мы намечаем ее у подножья Байянь-Кала. Ло указывает, что преобладающим простирием формаций в этом хребте, а также в окрестностях Джекундо является западно-северо-западное. Если это простирием мысленно про-

¹ H. de Terra, Himalayan and Alpine orogenesis, „Rep. XVI Session, Intern. Geol. Congr.“, 2, 1933.

² Lo Wen-p'o, неопубликованный отчет.

должить далее на юго-восток, оно пересечет (слева направо) Дре-Чу и Дзе-Чу. Следовательно, Байянь-Кала не продолжится далее к югу до соединения с горами близ Кандина, а направится на юго-восток, в область бассейна верхнего течения реки Дадухэ. Таким образом, граница между Куэнь Лунем и Каракорумом переходит в кам-юньнаньскую ось, описанную выше. Подобное весьма смелое заключение может показаться многим преждевременным вследствие скудости фактического материала.

Следует отметить, что на западе осевая часть куэньлуньской структуры характеризуется варисскими или древними гранитами. Эта гранитная зона снова появляется на северо-западе в Мустаг-ата, а на востоке она присутствует в районе верхнего течения реки Керия, где она была обнаружена Богдановичем¹. Еще далее на восток гранитная зона исчезает в параллельных хребтах Кокошили и Пржевальского (Арка-таг), которые образуют главную дугу среднего Куэнь Луня. Залегая к северу от депрессии Аяг-Кум-Куль, северные дуги Куэнь Луня образуют свою центральную зону в хребте Цзимэнь-таг, который в своей осевой части сложен тоже по преимуществу гранитами. Эта северная гранитная зона, возможно, является западным продолжением тех гранитов, которые Богданович наблюдал в западном Астинь-таге. Она продолжается на юго-восток в хребет Бурган-Будда. Этот последний своими структурными линиями, преимущественно восточно-юго-восточного простирания, переходит в Амнэ-Мадзин. Хребты Байянь-Кала и Амнэ-Мадзин, отделенные от Наньшаньского и Кукунорского хребтов цайдамской депрессией, образуют две главные почти параллельные ветви собственно Куэнь Луня. Следовательно, продолжение Куэнь Луня далее к юго-востоку располагается не в Циньлине, а в северо-восточной Сычуани. Карта Тана и Ли², дополненная недавними наблюдениями Сюна³ в Сунпане и Яо⁴ в Маогуне, показала, что преобладающие северо-западные тектонические направления Куэнь Луня продолжаются в северо-восточную Сычуань, приближаясь к предполагаемым каледонидам Цзютиншаня и Мотяньлина. Отсюда они резко поворачивают на северо-восток, образуя характерные волнообразные дуги, проходящие от Ганьсу по направлению к Сычуани (задержанная виргация Аргана). Некоторые из этих дуг проходят по территории Бинву и Маогун.

¹ См. Leuchs, *Geologie von Asien*, 1, pt. 2, Zentralasien, 1937.

² Н. С. Тан, С. У. Ли, *Atlas for the geology of Szechuan province and eastern Sikang*, „*Geol. Surv. China*“, 1935.

³ У. Н. Хсиунг, неопубликованный отчет.

⁴ Н. Н. Яо, Т. Н. Мй, неопубликованный отчет.

Циньлин

Явные геосинклинальные фации и широко развитый метаморфизм осадочных пород Циньлина указывают на то, что этот хребет относится к куэньлуньской системе в широком смысле этого слова. Данные, говорящие о варисском возрасте складчатости, очень скудны, и Чжао и Хуан¹, отметив явно согласное залегание юрской мяньсяньской угольной свиты на нижележащих осадках, пришли к выводу, что главные движения здесь имели послейорский возраст. Позднейшие исследования выявили несогласный контакт между угленосной свитой и подстилающими палеозойскими метаморфическими породами, и теперь принято считать, что новые складки Циньлина имеют доюрский возраст. В северном Циньлине угленосная свита Цаолянъи стэфанского возраста с базальными конгломератами в основании лежит несогласно на нижнепалеозойских слоях; насколько мне известно, это единственное место, где варисский орогенез может считаться полностью доказанным. Принимая пока положение, что в Циньлине преобладают варисские структуры, следует указать, что бретонская фаза здесь отсутствует или развита слабо. Как это хорошо известно, основные структурные линии Циньлина имеют широтное направление или на востоке слегка отклоняются к югу. Это наблюдается от долины реки Дунхэ до Наньян-Сяньянского ущелья, за которым появляется совершенно иная структура — Хуайяньский щит. Вероятно, Циньлин не продолжается в последний, так как вдоль Пекин-Ханькоуской железной дороги выходят докембрийские кристаллические сланцы. На то, что Циньлин не может повернуть на юго-восток, в Тайхуншань, указывают дабашаньские фации последнего. Для окончательного решения этой проблемы необходимо детально изучить южный Хуайяньшань, с тем чтобы определить, относятся ли кристаллические сланцы действительно к докембрию или они являются просто метаморфизованными палеозойскими геосинклинальными осадками.

Основные циньлинские структурные линии не продолжают в северный Ганьсу; они поворачивают сначала на юго-запад, затем резко изгибаются по направлению к северо-западу, образуя небольшие закругления в верхней части долины Бейлунцзяна около Уду. Эта циньлинская дуга, отмечаемая Йе², является главной структурной линией, так как благодаря ее существованию Циньлин, вместо того чтобы следовать на юго-запад в Сычуань, отклоняется к северо-западу, продолжая, таким образом,

¹ Y. T. Chao, T. K. Huang, Geology of the Tsinlingshan and Szechuan, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 9, 1931.

² L. T. Yeh, S. C. Kwan, Geology of central southern Kansu, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 19, 1945.

направление Куэнь Луня, которому он становится параллельным. Следует добавить, что циньлинская дуга хорошо соответствует дугам северо-западной Сычуани, которыми кончается Куэнь Лунь.

Очерченный таким образом западный Циньлин должен пройти между хребтом Амнэ-Мадзин и массивом Лунси. Он не соединяется ни с Куэнь Лунем, ни с Наньшанем, но охватывает все находящиеся между ними хребты, имеющие западно-северо-западное простираие, включая Сичжуньшань и хребет Семенова. Согласно Йе, морская пермь с характерным неошвагериновым горизонтом хорошо развита в северном Циньлине и в южном Ганьсу¹. Пермские известняки найдены также в районе Миньсяна. Так как пермские и триасовые известняки, которые принадлежат к южнокитайским фациям, были давно известны в хребте Семенова, то мы должны принять, что западный Циньлин от южного Ганьсу до Цайдама в пермо-триасовое время еще оставался депрессией геосинклинального характера, в то время как находящиеся рядом Куэнь Лунь и Наньшань были уже смяты в складки и стали высокими горами.

Наньшань

Северный Куэнь Лунь расщепляется на две главные ветви в районе верхнего течения реки Черчен-Дарья: южной ветвью является Цзимэнь-таг, о котором шла речь выше, а северной — Астинь-таг, протягивающийся с запад-юго-запада на восток-северо-восток. Астинь-таг образует водораздел между Таримским и Цайдамским бассейнами и, слабо загибаясь, переходит в Наньшань. Принимая во внимание существование алашаньского треугольника и Лунсийского и Цайдамского массивов, общую протяженность Наньшаня определить трудно. Он охватывает все складки, находящиеся южнее Алашаня и севернее Ланьчжоуфу, южнее Аньси и севернее Цайдама. Он делится на две части проходом Хоси, который представляет собой грабен, заполненный кайнозойскими отложениями. Холмы, расположенные к северу от этого прохода, представляют собой кулисообразно расположенные горы блокового характера. Их относят к Бэйшаню. Однако, поскольку между Сычжоу и Хами эти холмы полностью отделяются от Бэйшаня, они должны получить особое название. Мы будем их называть в дальнейшем хребтами Прохода. Высокие снеговые горы, находящиеся южнее хребтов Прохода, образуют собственно Наньшань, который, так же как и хребты Прохода, характеризуется кулисообразными блоками

¹ L. T. Yeh, S. C. Kwan, *Geology of central southern Kansu*, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 19, 1945.

гигантских размеров. Как известно, Наньшань включает в себя хребт Рихтгофена, Толайский хребт, хребт Александра III¹, хребт Зюсса, хребт Гумбольдта, хребт Риттера, Циньшилин и, возможно, Южно-Кукунорский хребт. Кукунорское озеро представляет собой межгорный бассейн, а Лацзишань, находящийся южнее Хуаншуя, является одной из наньшаньских дуг.

Наньшань, представляя собой геосинклиналь на протяжении большей части палеозоя, испытал первую складчатость в бретонскую фазу. На это указывает отложение в довизейское время огромной толщи пород фаций подножий, которые характеризуются конгломератами и эффузивами — такими же породами, которые в настоящее время отлагаются вдоль ущелий Гулана (севернее Ушаолинского прохода) и в Лаочжуншане близ города Миньхэ. Вторая фаза отмечается несогласием, находящимся ниже янхукоуских известняков, которые трансгрессивно и несогласно лежат на более древних породах. Эта складчатость представляется очень важной, так как осадки среднего карбона, верхнего карбона и перми, как это можно видеть вдоль хребта Рихтгофена, лежат согласно друг на друге. Как было указано Ценом², верхнекаменноугольные моря, перемещая береговые линии в районе хребтов Прохода, не простирались за хребты Прохода, в то время как на юге они, вероятно, омывали только что образованные варисциды, которые представляли собой архипелаг или фестоны островов.

Основные структурные линии Наньшаня продолжают на восток в северный Ганьсу и пересекают Хуанхэ, где они резко загибаются к югу, достигая меридионально вытянутого хребта Любаньшань. Это изгибание простираения и схождение наньшаньских виргаций действительно наблюдалось в нескольких точках³, что исключает возможность продолжения Наньшаня в Холаньшаньский хребт. Примыкая к жесткой Ордосской платформе, наньшаньские складки резко утоняются между этой платформой и массивом Лунси; складки Любаньшаня можно рассматривать как покровные складки, развивающиеся на варисском фундаменте.

Варисциды Сикана и Юньнана

При своих первых рекогносцировочных исследованиях Сикана Тан и Ли обнаружили широкое развитие мощной толщи «черных и серых сланцев, глинистых сланцев и песчаников

¹ Теперь — хребт Русского Географического общества. — *Прим. ред.*

² T. C. Tseng, Middle and Upper Carboniferous stratigraphy of western Kansu, „Bull. Geol. Soc. China“, 24, Nos. 1—2, 1944.

³ C. C. Biq, C. H. Pien, личное сообщение. См. так же T. F. Ho, Huangho Chin, Commercial Press, Shanghai, 1937.

с зеленоватыми сланцами и песчаниками, содержащими кварцевые жилы»¹, которые они называли сиканской свитой. Они считали, что эта свита имеет юрский возраст, хотя те же породы недавно были закартированы Лочи² как утайские. Установлено, что сиканская свита представляет собой характерный геосинклинальный флиш, и поэтому определение ее возраста имеет очень большое значение для установления возраста главной складчатости восточного Тибета.

В самом деле, доказательства юрского возраста сиканской свиты совершенно недостаточны. Напротив, имеется немало фактов, свидетельствующих, что эта свита значительно древнее юры. Во-первых, сиканская свита в Женьдакоу около Даофу несогласно перекрывается угленосной свитой с подстилающими ее красными слоями, которые, по всей вероятности, относятся к триасу или юре³. Во-вторых, в сиканской свите около Кандина Ченом⁴ были найдены подводные вулканические породы, в то время как такие же эффузивы залегают около Цзиньтансяна непосредственно ниже среднедевонских известняков с органическими остатками. В-третьих, Лочи⁵ отмечает нахождение в сиканской свите вдоль Ялунцзяна органических остатков, возможно пермо-триасового возраста. В-четвертых, известняки, предположительно палеозойского возраста, часто тесно ассоциируют с сиканской свитой и, следовательно, являются частью последней. Наконец, в-пятых, метаморфизм, который широко распространен в сиканской свите, не обнаруживается в других юрских формациях и даже в юрских породах Гималайского района. Таким образом, сиканский флиш должен быть древнее юры. Я полагаю, что главная часть этой свиты имеет палеозойский возраст. Одна часть ее может быть параллелизована с цзеняньской свитой Циньлина (верхнепалеозойской), а другая должна быть старше и, вероятно, ее можно параллелизовать с группой Кильян Куэнь Луня.

Главная геосинклинальная складчатость Сикана произошла после отложения сиканской свиты и до отложения красных слоев Женьдакоу, Нанцзяна и Яньцзина (Яркало). Так как та часть западного Юньнана, которая лежит к востоку от Цаншаньского хребта, является в тектоническом отношении продолжением

¹ H. C. Tan, C. Y. Lee, Atlas for the geology of Szechuan province and eastern Sikang, „Geol. Surv. China“, 1935.

² L. von Loczy, Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ost-Asien, 1, 1893.

³ C. S. Lee, C. T. Yuan, L. C. Kuo, On the geology of eastern Sikang, Ti-Chih-Luen-Ping, 5, Nos. 1—2, 1940 (на китайском языке).

⁴ Y. C. Cheng, неопубликованные данные.

⁵ L. von Loczy, Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ost-Asien, 1, 1893.

Сикана, то главная складчатость этих районов имеет тот же возраст, то есть она произошла перед отложением красных слоев.

На основании изложенного следует заключить, что для решения поставленной проблемы необходимо предварительно определить возраст красных слоев.

О красных слоях Юньнана и южного Сикана написано много, но сделано в этом отношении пока еще недостаточно. В свете данных моих собственных полевых исследований становится ясным, что все красные слои, лежащие с видимым согласием на пермских базальтах, а в других местах на угленосной свите с *Gigantopteris* и находящиеся восточнее кам-юньнаньской оси, относятся к триасу. Они являются не чем иным, как фэйсянгуаньской свитой Сычуани, выходящей в Бицигуане около Куньмина. Теперь коснемся области, расположенной к западу от кам-юньнаньской оси.

Сначала следует отметить, что верхние, возможно более молодые, красные слои (шименьская свита, выделенная Бянем¹) здесь не рассматриваются, так как они не имеют отношения к обсуждаемому вопросу. Более древние красные слои постоянно ассоциируются с угленосными пластами, именуемыми ипинланской угленосной свитой, возраст которой определяется одними исследователями как рэт-лейяссовый, а другими — как норийский. Так как красные слои залегают и выше и ниже угленосной свиты, то сначала представляется целесообразным сопоставить рассматриваемую мезозойскую толщу с мезозойской толщей Сычуани. Изучение найденной богатой верхнетриасовой фауны позвоночных в горизонтах, лежащих выше угленосной свиты, позволяет прийти к заключению, что стратиграфия Красного бассейна отлична от стратиграфии центрального Юньнана и что угленосная свита, следовательно, имеет не юрский, а верхнетриасовый возраст. Отсюда ясно, что красные слои, лежащие ниже угленосной свиты, должны быть отнесены к низам верхнего триаса или к среднему триасу. Это согласуется с результатами работ Коггин-Брауна², который обнаружил карнийскую и норийскую морскую фауну ниже угольных пластов Юньнана, идентифицирующихся с ипинланской угленосной свитой. Согласно тому же автору, в северном Юньнана красные слои часто залегают непосредственно на пермских базальтах с видимым согласием, что напоминает красные слои восточного Юньнана. До будущих исследований мы можем принять, что красные слои, лежащие ниже угольных пластов, имеют не только верхне-, но

¹ M. N. Bien, „Red Beds“ of Yunnan, „Bull. Geol. Soc. China“, 21, Nos. 2—4, 1941.

² J. Coggin-Brown, Contributions to the geology of the province of Yunnan in western China (10) the distribution, age and relationships of the Red Beds, „Records Geol. Surv. India“, 73, pt. 4, 1938.

также и среднетриасовый возраст; они по крайней мере захватывают средний триас и могут опуститься до нижнего его отдела.

Таким образом, несогласие, находящееся ниже красных слоев и наблюдаемое во многих местах и в Сикане и в западном Юньнани, имеет доверхнетриасовый и, может быть, даже более древний возраст. Оно не представляет собой ни «рэтского несогласия», ни «норийского несогласия», по Фромаже. Отсюда следует, что главная складчатость здесь является не индосинийской, а варисской и складки, возникшие до отложения красных слоев, относятся к вариссидам. Не исключена возможность, что орогенетический цикл начался с излияния базальтовых лав и продолжался в верхнем триасе. Если это так, то в этой части Китая индосинийские движения «телескопировали» на варисские. Складчатость самих красных слоев и угленосной свиты произошла, разумеется, значительно позже. Они образуют покровные складки на варисском фундаменте. В связи с этим следует напомнить, что сильные неомосковские движения (неомосковское несогласие), сопровождаемые мощными гранитными интрузиями, происходили в Индокитае, главным образом в Аннамских горных цепях. Так как основные структурные линии центрального Юньнана протягиваются в Индокитай, то мы должны встретить здесь проявления тех же движений. Около Куньмина наблюдалось, что московские известняки несогласно лежат на нижнепалеозойских породах, и это, несомненно, является выражением соответствующих движений¹. Для выяснения характера и распространения так называемых «юэханьских движений» (по Тину) необходимы дальнейшие полевые исследования.

Даже в Сикане и центральном Юньнани — районах, расположенных восточнее кам-юньнаньской оси и изученных недостаточно детально, значение варисских движений не может вызвать сомнения. Вариссиды протягиваются от кам-юньнаньской оси к западу, по крайней мере до Цзиньшацзяна. Главные структурные линии направлены почти меридионально, грубо следуя течению главных рек, которые являются, таким образом, консеквентными. По всей вероятности, эти вариссиды первоначально на большом протяжении были покрыты послеварисскими осадками, состоящими преимущественно из мезозойских красных слоев. Однако в результате интенсивной альпийской складчатости фундамента с последующим блоковым перемещением и эрозией красные слои в значительной своей части оказались смытыми и сохранились только в синклиналях или грабенах. На севере, в южном Цинхэ, на Чжантанском плато, где блоковые

¹ См. T. C. Tseng, Permo-Carboniferous limestones near Kunming, T'í Chih-Luen-Ping, 5, Nos. 1—2, 1940 (на китайском языке).

перемещения были очень небольшими, покров красных слоев сохранился лучше, и Рокхилл¹ видел его во многих местах. В южном направлении, в центральном Юньнани, тот же покров, хотя и сильно складчатый, присутствует почти полностью, имея варисциды и, может быть, также более древние структуры в осевых частях. Ниже мы еще коснемся характера и распространения складчатости красных слоев.

Продолжение варисцид Юньнана в Индокитае является вероятным, хотя большая часть их, возможно, находится под покровом мезозойских красных слоев. Варисциды, «аннамиды» по Фромаже², слагают главную часть структуры Аннамских Кордильер, которые, простираясь преимущественно в северо-западном направлении, граничат на востоке с Южно-Китайским морем, а на западе — с Индосинийским массивом. Согласно Фромаже, северный Индокитай относится не к варисцидам, а к индосинидам. Для меня не будет неожиданным, если часть этих индосинид окажется более древним образованием: во-первых, морские отложения — более поздние, чем московские известняки, так как лобинъяньские отложения Китая в северном Индокитае отсутствуют, в то время как континентальные антраколитовые отложения («нижний индосиний»), включая горизонт с *Gigantopteris*, часто ассоциируют с основными эффузивами; это хорошо согласуется со стратиграфией Юньнана; во-вторых, отложения «нижнего индосиния» представляют собой типичные флишевые фации и часто находятся в согласном залегании с покрывающими их триасовыми красными слоями («средний индосиний»), гомологично альпийским молассам. Возможно, поэтому индосинийские отложения являются не чем иным, как орогеническими и посторогеническими осадками, образовавшимися во время главного орогенического цикла, который начался в верхнем карбоне и кончился в триасе. Таким образом, включение варисцид в индосиниды становится очевидным. Я предполагаю, что Аннамские Кордильеры протягиваются в верхний Лаос, а другая варисская горная цепь, представляющая собой ответвление первой, находится в Луан Прабане, где она идет вдоль участка долины реки Меконга в северо-северо-восточном направлении. Расщепление варисцид обязано присутствию на юге Индосинийского массива. Далее к северу, в северном Лаосе и южном Юньнани, варисциды в большей своей части покрыты индосинийскими отложениями, или мезозойскими красными слоями.

¹ W. W. Rockhill, *Land of the Lamas, notes of a journey through China, "Mongolia and Tibet"*, London, 1891.

² J. Fromaget, *Observations et réflexions sur la Géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine*, "Bull. Soc. Géol. France", 4, 1934.

Вариссиды юго-восточного Китая

В 1935 г. во время разведки в окрестностях Шаогуаня я обнаружил толщу грубых конгломератов и песчаников, имеющих характер фаций подножий, которые вдоль северного подножья Хуанганлинского хребта лежат с исключительно резким несогласием на палеонтологически охарактеризованных девонских известняках. Падая умеренно круто под угленосные осадки с типичными ветвями *Walchia* близ хорошо известного угольного рудника Фукуо Мэйгуан, конгломераты выглядят не чем иным, как базальными членами пермских угольных пластов, которые, без сомнения, относятся к лобинъяньской свите. Поскольку долобинъяньские верхнепалеозойские известняки лежат на девоне согласно, то саальская фаза орогенических движений представлена несомненным несогласием (дунвунские движения). То же несогласие давно было отмечено Рихтгофеном¹ в Мэйтаньчжуане. Таким образом, значение саальских движений в северном Гуандуне можно считать установленным, и нам остается проследить их распространение в других частях Южного Китая.

В Нанкинских холмах Ли² впервые отметил существование предлобинъяньского несогласия. Позднее оно наблюдалось Чу³ и Хуаном⁴ в южном Аньхое. При картировании района угольных месторождений Хойшань в округе Нинго (южный Аньхой) я заметил в основании луньтаньской угленосной свиты мощные отложения брекчий, которые лежат с угловым несогласием на нижнепалеозойских граувакках. Это, без сомнения, означает существование тех же орогенических нарушений. Совсем недавно Чжан⁵ наблюдал такие же движения во многих местах провинции Гуанси и сделал вывод, что эти движения «отмечают кульминационный пункт герцинской орогении в Гуанси».

Не забывая о существовании других варисских движений в юго-восточном Китае, можно все же считать весьма правдоподобным, что предлобинъяньские движения отвечают фазе пароксизма. Они не только имеют широкое распространение, но и являются часто «альпинотипными».

¹ F. Richthofen, China, 3, 441; вероятно, что угольные месторождения Фукуо Мэйгуан идентичны месторождениям Мэйтаньчжуан.

² J. S. Lee, Variskian or Hercynian movement in S. E. China, „Bull. Geol. Soc. China“, 11, No. 2, 1931.

³ S. Chu, Note on a phase of the Hercynian movement in S. Anhui, „Bull. Geol. Soc. China“, 11, No. 2, 1931.

⁴ V. C. Juan, Last phase of the Hercynian movement in S. Anhui, „Bull. Geol. Soc. China“, 17, Nos. 3—4, 1937.

⁵ W. Y. Chang, T. C. Sun, L. P. Wu, Stratigraphical unconformities in Kuangsi, „Bull. Geol. Soc. China“, 21, Nos. 2—4, 1941.

Варисские складки фундамента

В то время как на платформах и парагеосинклинальных впадинах юго-восточного Китая в верхнепалеозойское время образовались «новые», или «альпинотипные», складки, в достаточно размытых каледонидах и докембрийских массивах в Цзяннани и в особенности в Катазии имело место образование складок фундамента. Это обнаруживается в виде многочисленных несогласий, регистрируемых между каледонидами (и более древними отложениями), с одной стороны, и различными антраколитовыми формациями, как, например, гуаньшаньской чжэньшаньской, маокоуской и лобинъяньской — с другой. В большинстве случаев эти формации не присутствуют в одном и том же разрезе совместно, а залегают отдельно друг от друга. Отсюда ясно, что верхнепалеозойские морские бассейны и крупные заливы, которые образовались на каледонидах, постоянно меняли свои береговые линии и характер отлагавшихся осадков.

Вдоль восточного края Кам-юньнаньской оси, в районах, расположенных между Омэйшанем и Сычуанью, южнее озера Куньмин, янсиньские известняки трансгрессивно лежат на различных формациях, возраст которых варьирует от синийского до каменноугольного, что указывает на существование доянсиньских движений. Более того, лобинъяньские отложения или полностью отсутствуют, или в других местах представлены континентальными осадками малой мощности; триасовые фэйсяньгуаньские глинистые сланцы часто покоятся на базальтовых лавах. Близ Дунцзянцзы на реке Дадухэ гигантоптерисовые слои с базальными конгломератами лежат несогласно на базальтах. Эти факты указывают на существование предлобинъяньских движений, что, вероятно, отвечает периоду излияний широко распространенных базальтовых лав, которые лежат или на поднявшейся платформе Кам-юньнаньской оси, или на морском дне в районах, находящихся дальше к востоку. В течение нижнего триаса та же масса суши продолжала подниматься, отодвигая берег триасового моря еще дальше к востоку. Это хорошо доказывается континентальным характером фэйсяньгуаньских глинистых сланцев, низы которых, как это видно вдоль долины Дадухэ, представлены преимущественно грубыми лиловыми песчаниками, повидимому, аллювиального происхождения. Восточнее, в центральной Сычуани и центральном Гуйчжоу, преобладали морские условия. На основании приведенных данных мы можем заключить, что Кам-юньнаньская ось с доянсиньского до нижнетриасового времени неуклонно поднималась, в то время как восточнее имело место значительное «коробление» пород.

Иными словами, мы имеем дело со складками фундамента, или, согласно Штилле, с синорогенными движениями. Складки фундамента крупного масштаба должны иметь развитие в Северном Китае, где докаменноугольный пенепплен был покороблен или даже претерпел блоковую складчатость, которая выразилась в поднятиях горных хребтов. Среди этих гор появились широкие затопляемые низменности и межгорные впадины, в которых росли густые каменноугольные леса. Погребенные под песками и другими наносами, они в последующие геологические периоды дали многочисленные месторождения угля.

Глава VI

ИНДОСИНИЙСКИЙ ЦИКЛ И ИНДОСИНИДЫ

Индокитай и Юньнань

В разрезе триаса Индокитай имеются два крупных несогласия: более древнее находится ниже норийского яруса, а более молодое — ниже рэта. Они были названы Фромаже¹ соответственно «норийским несогласием» и «рэтским несогласием». Эти несогласия, несомненно, отражают индосинийский орогенический цикл, который, согласно Фромаже, является наиболее важным циклом, затронувшим почти все горные цепи Индокитай. Основные структурные линии индосинид выражены складками северо-западного простирания, хотя в западном Лаосе имеет место общее отклонение их к югу и юго-западу, что объясняется присутствием индосинийского массива. Для Индокитай характерна интенсивная складчатость, сопровождающаяся надвигами и часто даже шарриажам, одним из которых является шарриаж Черной реки. Индосиниды продолжаются в южный и центральный Юньнань. В районе оловянных месторождений Коцзю Мэн² обнаружил несогласие между нижнетриасовыми известняками Коцзю и вышележащей хопачжунской угольной свитой, возраст которой Су считает норийским³. В Люфэнском и Аньнинском бассейнах центрального Юньнана люфэнская свита верхнего триаса лежит с чрезвычайно резким несогласием на синийских породах. Как указывают нам все имеющиеся данные, то же наблюдается в районах, расположенных вдоль Кам-юньнаньской оси. Уже отмечалось выше, что несогласие, находящееся ниже красных слоев, иногда является выражением варисской складчатости, особенно в тех случаях, когда присутствует средний или нижний триас. Вследствие этого трудно (и, может быть, невозможно) отделить в центральном Юньнани индосинийские движения от варисских. В округе Хойли, по другую сторону Цзиньшацяна, Хуан⁴ наблюдал мощную толщу триасовых пород в хорошо

¹ J. Fromaget, Observations et réflexions sur la géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine, „Bull. Soc. Géol. France“, 4, 1934.

² H. M. Meng, K. Chern, T. Ho, Geology of the Kochiu tin-field, Yunnan, a preliminary sketch, „Bull. Geol. Soc. China“, 16, 1937.

³ Te-You Hsu, Marine Upper Triassic fossils from Kochiu, Yunnan, „Bull. Geol. Soc. China“, 20, Nos. 3—4, 1940.

⁴ V. C. Juan, Geology of Peikuowan coal field, Huili, Sikang, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 35, 1942.

известных угольных месторождениях Бэйгуовань, где за цзялин-цзянскими известняками согласно следует бэйгуованьская угленосная свита, которая, в свою очередь, согласно покрывается шименьскими красными слоями. Угленосная свита включает слои морских известняков и содержит флору, совершенно сходную с флорой ипинланской угленосной свиты, развитой около Лу-фэна. В общем, всеми принимается, что бэйгуованьская, ипинланская и хопачжунская угленосные свиты являются одновозрастными и относятся к норику и рэту. Поэтому весьма возможно, что далее к северу индосиниды будут выражены слабее. По всей вероятности, они затухают в долине Аньнинхэ, где преобладают синорогенные движения.

Южный Китай

Верхнетриасовые движения были отмечены Ли и Чу¹ в округе Гэнкоу на границе провинций Хунань и Гуандун. Здесь гэнкоуская угленосная свита рэт-лейясового возраста отделяется от палеозойских известняков (включая пермские известняки Чися) ясным угловым несогласием. Палеозойские породы сложены в параллельные складки с преобладающим простиранием СВ 20°, в то время как угленосная свита залегает моноклинално, простираясь на восток-северо-восток. Ли и Чу считают, что до отложения угленосной свиты имели место сильные орогенические движения, так называемые «гэнкоуские движения». Так как в южной Хунани пермь и нижний триас лежат, видимо, согласно, то возраст движений должен быть верхнетриасовым. При пересечениях Наньлина в 1935—1936 гг. я также видел крупное несогласие под гэнкоуской свитой: свита лежит на различных формациях, варьирующих по возрасту от девона до перми. Эти отложения смяты в складки независимо от складок, которые образовались после отложения угленосной свиты и которые часто сопровождаются параллельными взбросами, что особенно справедливо для районов угольных месторождений Цзусня и Янмэйшаня.

Такие же несогласия, находящиеся под угленосными свитами, видел Тянь, который считал, что они привели к образованию большей части складок Хунани и назвал соответствующие движения «хунаньскими». Возраст хунаньских движений более точно определяется в западном Гуанси, где Су и я обнаружили в районе известных угольных месторождений Пинсян² между

¹ Y. Y. Lee, S. Ch u, Geology of Kenkou on the Hunan-Kwangtung border and its bearing to the orogeny of the Nanling ranges, „Bull. Geol. Soc. China“, 13, No. 2, 1934.

² T. K. H u a n g, K. C. H s u, Mesozoic orogenic movements in the Pinghsiang coal field, Kiangsi, „Bull. Geol. Soc. China“, 16, 1937.

угленосной свитой и триасовыми глинистыми сланцами (вероятно, нижний триас) то же самое несогласие. Базальная часть угленосной свиты состоит здесь из грубых конгломератов фаций подножий, и, таким образом, «горообразующий» характер движений, имеющий по всем данным послетриасовый возраст, не может вызывать сомнений. В Гуанси наличие несогласия ниже сиваньской угленосной свиты (лейасовой?) было установлено Ся, а позднее работниками Геологического института Китайской Академии¹, которые также отметили верхнетриасовые движения в западном Гуанси. В последнем случае пинджергуаньская свита ладинского возраста лежит несогласно на среднетриасовых известняках. Остается неясным, насколько эти движения являются подлинно орогеническими.

На основании изложенного можно сказать, что, во всяком случае, верхнетриасовые движения сильно проявились в Южном Китае от индокитайской границы до провинции Цзянси. В результате этих движений палеозойские и нижнетриасовые формации в так называемой «катазиатской парагеосинклинали» были собраны в антиклинальные и синклинальные складки северо-северо-восточного простирания. Очевидно, что индосинийские складки действительно образовали горы, между которыми появились межгорные бассейны, где отложились аньюаньская угленосная свита Цзянси, шимэнькоуская и гэнкоуская угленосные свиты Хунани и сиваньская угленосная свита Гуанси. Имея в виду изолированные выходы угленосных свит и их литологический характер, такое объяснение представляется правильным.

Индосинийские, или хунаньские, складки Южного Китая, несомненно, являются «альпинотипными». Послеюрские яньшаньские складки, следовательно, относятся уже к «германотипным». Чу² первый установил значение северо-северо-восточного простирания основных структурных линий индосинид. Соглашаясь с ним, я полагаю, что хотя северо-северо-восточное простирание и преобладает в Хунани и восточном Гуанси, оно отнюдь не является характерным для других районов. Севернее Угуншаня, например в Цзянси, преобладающим простиранием доюрских пород является восток-северо-восточное, а складки гуансийской дуги на одной стороне ее простираются на северо-восток, а на другой — на северо-запад, причем существование этих складок, по крайней мере в начальной стадии, обязано тем же движениям. Тонкинские дуги, расположенные в пограничном районе между Юньнанем, Гуанси и Тонкином, ориентированы

¹ W. Y. Chang, Y. C. Hsu, A third note on the stratigraphical unconformities in Kuangsi, „Bull. Geol. Soc. China“, 23, Nos. 1—2, 1943.

² С. Чу, Орогенические фазы в Китае, „Труды XVII сессии Международн. Геол. Конгр.“, II, 531—570, М., 1939.

подобным же образом. Отсюда мы можем заключить, что основные структурные линии индосинид не сохраняют повсюду одного и того же направления, а часто приспособляются к ранее существовавшим жестким или полужестким структурам. Интересно отметить, что этот же принцип справедлив и для других складчатых систем.

Район Янцзы

В Нанкинских холмах Ли и Чу¹ наблюдали несогласие между нижнетриасовыми циньлунскими известняками и хуанмадзинскими лиловыми глинистыми сланцами, возможно, рэтского возраста. Другое несогласие, еще более ясно выраженное, наблюдается между этой последней формацией и сяньшаньскими песчаниками лейасового (?) возраста. Признавая большое значение поздне триасовых движений, выраженных этими двумя несогласиями, Чу, однако, полагает, что главная складчатость Нанкинских холмов относится к яньшаньскому циклу. В районе Ущелий Янцзы сяньцзйская угленосная свита перекрывает более древние формации, но существование несогласия до сих пор еще не подтверждено полевыми наблюдениями. Таким образом, создается впечатление, что в районе нижнего течения Янцзы индосиниды развиты слабо, во всяком случае, значительно слабее, чем в Южном Китае. В верхнем течении реки Янцзы вследствие существования жесткой платформы индосиниды практически отсутствуют. В Дабашане между юрой и триасом Чжао отметил согласные отношения. В лунмэньшаньской геосинклинали наблюдается то же самое. В северном Гуйчжоу и северо-восточном Юньнани триасовые известняки смяты в складки вместе с юрскими песчаниками, между тем как близ Гуэйяна в центральном Гуйчжоу песчаники с *Lepidopteris* (рэт) согласно покоятся на верхнетриасовых сяньцзяоских известняках. На основании этого факта можно утверждать, как это уже отмечено в предыдущей главе, что платформа Янцзы поднялась в виде блока из отступающего триасового моря и что соответствующие движения являются синорогенными. То, что такие синорогенные движения по своей структуре являются орогеническими, доказываются детальными наблюдениями² в вэйюаньской антиклинали центральной Сычуани, где верхнетриасовые цзялинцзянские известняки перед отложением юрских угленосных свит были интенсивно смяты в складки и разбиты сбросами.

¹ Y. Y. Lee, C. Li, S. Chu, Geology of the Nanking Hills, „Tsikan“, Nat. Res. Inst. Geol., Academia Sinica, No. 11, 1935 (на китайском языке).

² T. K. Huang, H. H. Yao, On the unconformity between the Triassic and Jurassic in Weiyuan, Szechuan, „Bull. Geol. Soc. China“, 20, Nos. 3-4, 1940.

Северный Китай

В Северном Китае между триасом и юрой, во всех тех случаях, когда они залегают совместно, наблюдаются согласные взаимоотношения. Такой случай имеет место в западном Шаньдуне, северном Шаньси и восточном Шэньси. В Западных холмах Пекина лейасовая мэньтоугоуская угленосная и пермотриасовая шуанцзюаньская свиты залегают несогласно и диабазовые экструзии часто оказываются между ними. Таким образом, намечаются слабые движения, слишком слабые, чтобы быть «орогеническими». В Жэхэ и Маньчжурии юрская угленосная свита обычно присутствует во многих местах, и во всех случаях она лежит несогласно на более древних отложениях. Возраст угленосной свиты, однако, определяется Кристофовичем как верхнеюрский, в то время как другие исследователи считают его даже меловым. Следовательно, орогенические движения, выраженные в этом несогласии, являются не индосинийскими, а яньшаньскими.

В Монголии юрские известняки всегда несогласно залегают на более древних формациях, включая и палеонтологически охарактеризованную пермь. Отсутствие триаса делает точное определение возраста несогласия почти невозможным. В Восточной Сибири, согласно В. А. Обручеву, сильная складчатость произошла в конце триаса. Но в районе Уссури триас собран в складки вместе с юрой. В советской Средней Азии верхнетриасовая складчатость также имеет интенсивное развитие и, согласно Вялову¹, является самой главной мезозойской складчатостью этой области.

На основании изложенного ясно, что мы начинаем познавать значение индосинийских движений не только в Индокитае и Южном Китае, но и в других частях Азии. Понадобятся еще годы для того, чтобы выяснить характер и распространенность этих движений, которые до сих пор были затушеваны более молодым перекрывающим их яньшаньским орогенезом.

¹ О. С. Вялов, Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии „Труды XVII сессии Международн. Геол. Конг.“, 11, 579—588, М., 1937.

Глава VII

ЯНЬШАНЬСКИЙ ЦИКЛ И ЯНЬШАНИДЫ

В Азии известно два резко отличных типа яньшанид. Один из них представлен складками фундамента и покровными складками восточного Китая и Восточной Сибири, другой — геосинклинальными складками Тетиса и складками фундамента в районах севернее Тетиса. Поскольку первый тип распространен близ берега Тихого океана или вдоль побережья, о нем говорят как о тихоокеанском типе; второй тип называют типом Тетиса.

В тихоокеанском типе различается ряд подтипов, или фаз, которые описаны ниже соответственно их географическому распространению.

СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА В СЕВЕРНОМ КИТАЕ

Складки фундамента сишаньского типа

Мезозойская история Сишаня, или Западных холмов Пекина, очень сложна и была изложена Ся¹, который в этой типичной зоне развития яньшаньских движений выделил пять орогенических фаз. Согласно этому исследователю, первая фаза имела место между шуанцзюаньской свитой и лейасовой мэнтюугоуской свитой.

Как сказано в предыдущей главе, эти движения являются только синорогеническими и должны быть отнесены не к яньшаньскому, а к индосинийскому циклу. Вторая фаза находится между цзюлуншаньскими конгломератами и мэнтюугоуской свитой, в то время как преимущественно пирокластическая тяоцзишаньская свита («туфоконгломераты») считается моложе конгломератов. Здесь нужно подчеркнуть, что слои туфов и агломератов присутствуют также и в цзюлуншаньской свите, которая никогда не залегает совместно с типичной тяоцзишаньской свитой. Таким образом, тяоцзишаньская свита в некоторой своей части эквивалентна цзюлуншаньской; они отличаются друг от друга не столько по своему возрасту, сколько по своим фациям.

¹ С. Y. Hsieh, On the late Mesozoic and early Tertiary orogenesis and volcanism and their relation to the formation of metallic deposits in China, „Bull. Geol. Soc. China“, 15, No. 1, 1936.

Если эта интерпретация верна, то доцзюлуншаньское и дотяоцишаньское несогласия совпадают. Третья фаза, выделенная Ся, находится между тяоцишаньской свитой, сложенной преимущественно андезитами (вместе с покрывающими ее осадочными слоями) и риолитовыми потоками, объединяемыми в дунлинтайскую свиту. Четвертая и пятая фазы обнаруживаются в виде соответствующих несогласий под туолийскими конгломератами и под чжансиньтяньским гравием. Если мы примем, что последние две фазы действительно существуют, то выделение третьей фазы представляется сомнительным. Крупное несогласие между дунлинтайскими риолитами и тяоцишаньскими пирокластическими породами было впервые отмечено Чернем и Сюном¹. Поскольку более ранние исследователи, как, например, Х. С. Ван (H. S. Wang), считали всю вулканогенную толщу залегающей согласно и поскольку разрез, данный Чернем и Сюном, частью является ошибочным, значение этого несогласия, хотя и действительно существующего, оказалось преувеличенным. Более того, так как дунлинтайские риолиты в Чжансиньтяньско-Туолийском районе отсутствуют, то мы вообще не можем ничего сказать о том, нужно ли это несогласие поместить между синьчжуанской свитой и туолийскими конгломератами, как это предполагается, или же она представляет собой различные «фации» синьчжуанской или даже туолийской свиты. Нахождение риолитовых галек в туолийских конгломератах не может служить решающим доказательством дотуолийского возраста дунлинтайской свиты, так как риолитовые потоки, согласно Ся, присутствуют также и в тяоцишаньской свите, развитой северо-западнее Дахойчжана. Во всяком случае, можно сказать, что положение и значение дондунлинтайского несогласия является проблематичным и, имея в виду чисто вулканическое происхождение самой дунлинтайской свиты, подобное несогласие вообще не может быть установлено в тех районах, где отсутствуют вулканические излияния.

Интерпретируя заново все имеющиеся факты и упрощая классификацию, данную Ся, можно предложить следующую схему проявлений яньшаньского цикла в Западных холмах:

фаза 1 — доцзюлуншаньско-тяоцишаньская (верхнеюрская?);

фаза 2 — дотуолийская (средне ?-меловая);

фаза 3 — дочжансиньтяньская (конец мела?).

Складки сишаньского типа характеризуются широкими и открытыми антиклиналями и синклиналями, часто сопровождаемыми куполами и мульдами. Сбросы встречаются очень часто.

¹ K. Chern, Y. H. Hsiung, Notes on some thrusts in the Western Hills of Peiping, „Bull. Geol. Soc. China“, 14, 1935.

Опрокинутые складки и надвиги хотя и присутствуют, но встречаются сравнительно редко. Многочисленные взбросы, описанные Чернем и Сюном, развиты, повидимому, не так сильно и нудаются в повторном изучении. Согласно этим исследователям¹, тьяоцишаньская свита затронута некоторым количеством взбросов и надвигов, чем устанавливается послетьяоцишаньский возраст интенсивной складчатости и надвигов. Это отвечает второй фазе, которая в Сишане рассматривается в качестве пароксизматической. Такое заключение подтверждается тем, что туалинские конгломераты имеют характер фации подножий, или «Nagelfluh», то есть таких отложений, которые образуются во время или непосредственно после наиболее активного горообразования.

Простиранние сишаньских складок в большинстве своем меняется от северо-восточного до восточно-северо-восточного. Основные структурные линии складок имеют вначале южное и юго-западное простиранье, но при переходе в область складок фундамента докембрийских кристаллических пород Утайского массива постепенно меняют его на юго-юго-западное. К северо-востоку сишаньские складки протягиваются в Жэхэ, где благодаря выходу на поверхность крупных масс синийских и утайских пород они становятся шире и более открытыми. Сохраняя преобладающее восточно-северо-восточное направление главных структурных линий, нижнепалеозойский главным образом известняковый осадочный покров к северу уменьшается в мощности и одновременно появляются неоднородно распространенные мезозойские осадочные и изверженные породы. Соответственно, сишаньский тип структуры характерен надвигами и чешуйчатыми формами, как это видно около Бэйбяо. Складки такого же типа обнаружены и в восточной части равнины реки Ляо, в частности, вдоль реки Тайцзухэ.

Тайханшань и плато Шаньси

Восточная часть плато Шаньси отмечена узлом открытых складок с куполами и мульдами, развитыми в синийских и палеозойских циклах. Эти структуры идентичны тем структурам, которые можно наблюдать в Западных холмах Пекина, где опять преобладает сишаньский тип, но простиранье главных структурных линий здесь почти меридиональное. По направлению к югу складки резко загибаются к юго-западу, приобретая западно-юго-западное простиранье, которое параллельно долине Хуанхэ. Вдоль западного края плато Шаньси развиты такие же

¹ K. Chern, Y. H. Hsiung, Notes on some thrusts in the Western Hills of Peiping, „Bull. Geol. Soc. China“, 14, 1935.

меридиональные складки, имеющие наибольшее развитие в Люляншаньском массиве. К западу от этой зоны складок находится Ордосская платформа с ее ненарушенным покровом, а к востоку — крупное плато цзиньшуйской синклинали, которое расположено между Ордосской платформой и Тайханшаньским хребтом. Так же как и в Сишане, в Тайханшане и в Шаньси сбросы являются обычным явлением. Не исключена, однако, возможность, что некоторые из этих складок имеют третичный возраст. Большое количество «основных складок», как они были названы Ваном¹, является характерным отличительным признаком структуры плато Шаньси.

Южнее Хуанхэ между плато Шаньси и циньлинской осью включивается широкая полоса складок. Это складки Сюнэршаня. Протягиваясь в общем в широтном направлении, непосредственно рядом с циньлинской осью, они более или менее согласны со складками Циньлина и, следовательно, значительно отличаются по своему характеру от складок сишаньского типа. Возможно, что складки Сюнэршаня начали образовываться в варисском цикле, структурный план которого в значительной степени определяет структурный план более поздних яньшаньских складок.

Хребет Алашань

Загибаясь с севера на восток, складки Алашаня не очень сильно отличаются в своем плане от складок Тайханшаня. Однако здесь имеют значительное развитие опрокинутые складки и надвиги, которые направлены на восток, то есть по направлению к Ордосской платформе. Такой же тип структуры можно видеть в хребте Арбуз-ула восточнее Хуанхэ. Прежде считалось, что Алашань является продолжением Наньшаньских дуг.

Последними наблюдениями² установлено, что комплекс Алашаня с его синийскими и палеонтологически охарактеризованными кембрийскими отложениями относится к фациям Северного Китая, так как каменноугольная наньшаньская свита Наньшаня здесь отсутствует. Более того, складки последнего после пересечения реки Хуанхэ вместо того, чтобы идти к северу, резко загибаются к югу. Отсюда следует, что нужно отбросить мысль о том, что Наньшань и Алашань представляют собой одно целое. Наньшань относится к варисцидам, а Алашань является чисто яньшаньской структурой.

¹ C. C. Wang, An outline of the geological structure of Shansi, „Bull. Geol. Soc. China“, 4, No. 1, 1925.

² C. S. Pien, S. H. Li, устное сообщение.

Узкая полоска яньшанид меридионального простираения вклинивается между ответвлением Наньшаня и Ордосской платформой. Это Гундуншаньская зона сбросов, проходящая вдоль восточного подножия Любаньшаня.

Складки фундамента дациншаньского типа

Хребет Дациншань, вытянутый в широтном направлении, сложен главным образом утайскими кристаллическими сланцами и гнейсами, несогласно перекрываемыми тонким и неровным покровом осадочных пород от синийского до мелового возраста. В Дациншане часто встречаются не только сбросы, но и надвиги. Надвиги местами бывают очень значительными и крупные массы кристаллических пород надвинуты на мезозойские осадки, что приводит к образованию настоящих шарриажей. Иностранцы исследователи азиатской геологии Лейхс, Шейнман и другие считали, что надвиги Дациншаня имеют только одно направление (от Монголии к Ордосской платформе), однако картирование, произведенное Сунем¹ на широкой площади, показало, что надвиги северного направления имеют даже еще большее значение, чем надвиги южного направления. Следует указать, что складки Дациншаня, являясь типичными складками фундамента, ведут себя не так, как нормальные геосинклинальные складки.

Для того чтобы выяснить истинную природу дациншаньских надвигов, необходимо провести более детальное картирование.

Дациншаньский тип структуры продолжается даже к востоку, вдоль оси Внутренней Монголии. Местами в восточном Суйюане кристаллические сланцы надвинуты на пласты мелового возраста (тумулуйская свита). Представляют ли эти надвиги вторую или третью фазу яньшаньских движений, остается неясным. В районе Суаньхуа некоторые из надвигов имеют направление с юго-востока на северо-запад. Но далее к востоку, в Жэхэ, преобладает южное направление надвигов и довольно обычными являются чешуйчатые структуры. В округах Чаоян и Бэйбяо, в восточной части провинции Жэхэ², благодаря более мощному осадочному покрову надвиги превращены в покровные складки, характеризующиеся постоянными шарриажями альпийского типа, часть которых видна около угольных месторождений Бэйбяо. В редких случаях, как, например, в Наньтяньмэне, где синийские известняки лежат на меловых туфовых песчаниках, еще виден «шарнир» передовой складки надвига. Мы называем этот тип покровных складок *типом Бэйбяо*.

¹ C. C. Sun, Geology of Suiyuan and southwest Chahar, „Mem. Geol. Surv. China“, No. 19, 1932.

² W. H. Wong, Étude tectonique de la région de Pei Piao, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 11, 1928.

Яньшаниды Южного Китая

Яньшаниды платформы Янцзы

Нижнее течение реки Янцзы. В Нанкинских холмах паросизматическая фаза яньшаньских движений произошла в послепюрьское, вероятно меловое, время. Однако еще перед яньшаньским циклом здесь уже происходили довольно крупные движения, которые имели каледонский (цзяннанойский), поздневарисский (дуньваньский) и индосинийский (цзинцзыйский и наньсянский) возрасты. Орогенические движения в Нанкинских холмах являются, таким образом, полициклическими. Именно благодаря этому факту, а также благодаря мощным гранитным интрузиям здесь развился специфический, так называемый «нанкинский тип» складок. Основываясь на прекрасных работах Геологического института Китайской Академии Наук¹, мы можем утверждать, что нанкинский тип складок характеризуется: 1) более или менее правильными, открытыми, но часто не симметричными складками, 2) сбросами, секущими сбросами и часто надвигами и 3) одновременными гранитными интрузиями иногда батолитовых размеров. Основные структурные линии разнообразны и образуют неправильную дугу, резко вытянутую к северу, которая вместе с меридиональным Маошаньским хребтом является голотипом в структуры Ли. Складки нанкинского типа продолжают в южный Аньхой, где благодаря отсутствию мощных гранитных интрузий они более открыты. Такие же структуры встречены в восточном Хубэе.

Красный бассейн Сычуани и прилегающие районы. Хотя Барбур² и другие исследователи намеревались ограничить распространение Красного бассейна только той частью Сычуани, которая лежит к северо-востоку от дуг Хуайюньшаня, все же палеогеографически эти дуги, так же как и район, расположенный далее к востоку, принадлежат к Красному бассейну («Rotes Becken») Рихтгофена. Мы полагаем, что целесообразно следовать первоначальному определению известного германского ученого.

Северный край Красного бассейна характеризуется узкой зоной складок, сложенной преимущественно девонскими и пермо-триасовыми породами, которые часто образуют высокие хребты, круто возвышающиеся над плодородной равниной

¹ Y. Y. Lee, C. Li, S. Chu, Geology of the Nanking Hills, „Tsikan“, „Nat. Res. Inst. Geol., Academia Sinica“, No. 11, с атласом (1935) на китайском языке.

² G. B. Barbour, Physiographic history of the Yangtze, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 14, 1935.

Чэнду. Эта зона имеет более 500 км в длину и тянется почти от юго-западного угла равнины до Нинцзяншаня в южном Шэньси с преобладающим северо-восточным простиранием. Ширина ее, однако, нигде не превышает 15 км и обычно бывает даже меньшей. Складки являются не простыми антиклиналями и синклиналями, а представляют собой систему надвигов. Эти надвиги хотя в своей значительной части и выглядят как крупные чешуи, но часто развиваются в пологозалегающие шарьированные покровы альпийского типа. Клиппены пермских известняков имеют широкое распространение в Бэнсян-Гуаньсянском районе, в то время как складчатые поверхности разрывов также встречаются там часто. Огромная масса слабометаморфизованных додевонских пород, принадлежащих к Мотяньлинской зоне, иногда надвинута на более молодые осадки, залегая непосредственно южнее. Можно представить, что надвиги, естественно, были направлены с высоких гор по направлению к Красному бассейну. Эта зона надвигов является единственной и наиболее крупной среди яньшанид Китая, и поэтому я предлагаю назвать ее *лунмэньшаньским типом складок*. Согласно Чу¹, в Лунмэньшаньском районе можно обнаружить три самостоятельные фазы складчатости. Первая имела место после отложения угленосной свиты Сюцзяхэ (Сянцзи) и до начала цзяньфуяньской седиментации; возраст ее, вероятно, верхнеюрский. Это доказывается наблюдениями Чжао и Хуана вдоль Бэйшуй-Цзянской дороги. Вторая фаза складчатости устанавливается благодаря несогласию, наблюдающемуся ниже чэнцзяньяньской свиты красных конгломератов и песчаников, возможно, верхнемелового возраста. Наконец, третья фаза относится к послечэнцзяньяньскому времени. Чу полагает, что главные надвиги образовались во второй фазе. Широкое развитие чэнцзяньяньских отложений (известных около Чэнду как цзинчэншаньские конгломераты), являющихся типичными фациями подножий или отложениями «Nagelfluh», вытянутых вдоль Лунмэньшаньского хребта, указывает на правильность этого объяснения. Следует далее заметить, что здесь, в Сычуани, проявились те же три орогенические фазы, которые известны в Нанкинских холмах Пекина.

Зона Лунмэньшаня продолжается в южной Шэньси и, вероятно, исчезает с приближением к жесткому Ханьнаньскому массиву. Далее к востоку, в юго-восточном Шэньси и северо-западном Хубэе, развита другая зона надвигов, которая следует южному краю Утаншаньских каледонид. Из описаний, данных

¹ S. Chu, C. C. Wood, L. T. Yeh, *Geology of the Lungmenshan, Szechuan*, „Bull. Geol. Surv. Szechuan“, No. 4, 1942.

Виллисом¹, Ли и Чу² и Ли³, видно, что характер этой зоны вполне подобен Лунмэньшаню и надвиги здесь направлены также на юг. Располагаясь вдоль южного края не вполне консолидированного Циньлина, надвиги Суб-Утаншаньской и Лунмэньшаньской зон были, очевидно, образованы благодаря сильному тангенциальному сжатию, действовавшему от Циньлина по направлению к жесткой платформе Янцзы. Дабашань расположен непосредственно к югу от этой зоны.

Дабашаньская дуга. Беглый просмотр геологической карты Сычуани⁴ показывает развитие широкой зоны параллельных складок вдоль северного края Красного бассейна, на границе провинций Сычуань, Хубэй и Шэньси. Эти складки представляют собой *Дабашаньскую дугу*, сложенную правильными антиклинальными и синклиналиными складками, состоящими из пермских и триасовых известняков с нижнепалеозойскими и даже синийскими породами в ядрах антиклиналей. Антиклинали часто асимметричны, причем их северные крылья часто надвинуты на южные. Вся дуга в целом имеет выпуклость, обращенную на юг, по направлению к Красному бассейну. В средней части дуги складки имеют простирание от западно-северо-западного до восточно-северо-восточного. При прослеживании их к западу простирание резко меняется на северо-западное и остается таким до Хуньнаньского массива. На востоке простирание складок становится широтным и это направление сохраняется до хуанлинской антиклинали, вытянутой почти в меридиональном направлении и находящейся в районе Ущелий. В общем видно, что Дабашаньская дуга, которая своими двумя окончаниями связана с гранитными массивами, представляет собой типичную задержанную виргацию, причем силы сжатия действовали от Циньлина к Красному бассейну. В этом отношении Дабашань в основном весьма похож на Лунмэньшань.

Развитие дугообразных форм и более правильных широких складок Дабашаня произошло благодаря большей свободе движений, происходивших при складчатости.

С другой стороны, в Лунмэньшане в результате существования более древней узкой геосинклинали и наличия мощнейших отложений фаций подножий складки не могли намного продвинуться вперед к форланду, а, соответственно приспособившись, образовали серию последовательных взбросов. Таким образом, отложения фаций подножий играли роль молассовых конгломератов, развитых вдоль края Альп в Швейцарии.

¹ B. Willis, Research in China, 2, 1907.

² C. Li, S. Chu, Geology of southern part of central Tsinling range, „Mem. Nat. Inst. Geol., Academia Sinica“, No. 9, 1930.

³ C. Y. Lee, устное сообщение.

⁴ Geological Map of Szechuan, 1/500 000, „Geol. Surv. Szechuan“, 1944.

Возраст орогенического пароксизма Дабашаня пока еще не установлен. Однако по аналогии мы можем принять, что он соответствует лунмэньшаньскому времени, то есть является дочэнцзяньшаньским. Образование хуанлинской антиклинали должно было произойти раньше, возможно, уже в индосинийское время. Почти меридиональные открытые складки обнаружены по обоим крыльям этой главной структуры, между тем как на севере складки Дабашаня и Суб-Утаншаня тянутся вокруг выклинивающегося окончания Хуанлина, становясь даже еще более широкими и открытыми по направлению к долине реки Ханьцзян, где они образуют цзиньшаньские и тайхуаншаньские дуги. Эти последние простираются в направлении с северо-северо-запада на юго-юго-восток или с северо-запада на юго-восток и исчезают под равниной реки Ханьцзян. Не исключена возможность, что эти дуги продолжают под равниной, переходя в складки, наблюдающиеся южнее Учана, которые образуют другую виргацию впереди Хуайянского щита. Таким образом, хуайянская антиклиналь представляется тектоническим узлом, который связывает две или три группы складок или виргаций.

Южная окраина Красного бассейна. В юго-западном Хубэе и в северо-западном Хунане перед каледонидами Цзяннани находится очень широкий пояс более или менее параллельных складок, которые характеризуются чередованием антиклиналей и синклиналей. Широкие и открытые антиклинали сложены кембрийскими и синийскими известняками, в то время как синклинали, будучи более узкими и сжатыми, также сложены в основном известняковыми пермью и триасом. В противоположность Дабашаню надвиги здесь очень редки; наоборот, обычными формами являются куполы и мульды. Такой тип структуры сходен с Сишанем, с которым можно сравнить данный район в геомеханическом отношении. Оси складок простираются почти на северо-восток, параллельно основным структурным линиям каледонид, впоследствии сливаясь с ними. Мы называем эти складки *Бамяньшаньской дугой*, так как на сычуаньско-хубэйской границе Бамяньшань является одним из самых высоких хребтов, сложенных этими складками. Северные складки Бамяньшаньской дуги параллельны реке Янцзы и обращены к ней выпуклыми сторонами. К северо-востоку они косо пересекают величественную реку, прорезающую глубокие каньоны в пермо-триасовых известняках знаменитого ущелья Янцзы. К юго-западу Бамяньшаньская дуга переходит в лоушаньские складки.

Лоушаньские складки. Образую южную границу Красного бассейна, эти складки, хотя более или менее и параллельны друг другу, но имеют неправильные очертания. Так же как и в Бамяньшаньской дуге, антиклинали здесь являются открытыми и широкими, а синклинали — более сжатыми и крутыми. Кем-

брийские известняки также слагают ядра антиклиналей, а триасовые и юрско-меловые породы залегают в синклиналях. Надвигов здесь не наблюдается. Преобладающим простиранием осей складок является северо-восточное, но близ долины реки Цишуйхэ оно постепенно становится широтным, и это направление сохраняется до границы провинций Сычуань-Юньнань-Гуйчжоу. Параллельное расположение складок становится менее определенным благодаря присутствию большого количества чередующихся друг с другом куполов и мульд. Повидимому, лоушаньские складки являются открытыми складками сишаньского типа, развитыми в очень мощной преимущественно известняковой толще, лежащей покровом на жестком основании из кристаллических сланцев. Это основание должно было принять участие в крупных антиклинальных поднятиях всей системы складок. В этом отношении лоушаньские складки сильно отличаются от складок Дабашаня и Красного бассейна.

Лоушаньские складки протягиваются в северо-восточный Юньнань, откуда они тянутся на юго-запад, к окрестностям Куньмина. Эти складки не обнаруживают ни правильности своего расположения, ни параллелизма и часто резко выклиниваются вследствие наличия куполов и мульд.

Сбросы и надвиги имеются здесь в большом количестве, так как данная часть страны отличается большей жесткостью по сравнению с собственно Бамяньшанем или лоушаньскими дугами. Относительно большей жесткости, несомненно, в известной мере объясняется наличием мощных базальтовых покровов, так называемых «омэйшаньских базальтов», залегающих поверх массива янсиньских известняков.

Омэйшань и Даляньшань. Эти хребты отмечают западную границу Красного бассейна. Складки изучаемой зоны, протягивающейся от Циньшацзяна на юге до взбросов Лунмэньшаньской зоны на севере, представляются крайне беспорядочными: параллелизма осей складок здесь совершенно не наблюдается. Более детальное изучение, однако, должно показать, что в этой области имеются две системы складок в совместном залегании. Одна из них северо-северо-западного или почти меридионального простирания, а вторая простирается на северо-северо-восток.

Таким образом, обе системы пересекают друг друга под углом, близким к прямому. Как уже отмечено, меридиональная система связана с поднятием кам-юньнаньской оси, и, следовательно, она образовалась во время индосинийского и, быть может, даже варисского цикла. Северо-восточная система является, без сомнения, яньшаньской. Совершенно очевидно, что зоны Омэйшаня и Даляньшаня являются зонами наложения (зонами интерференции). Однако Омэйшань заметно отличается от Даляньшаня. Даляньшань сложен пермскими и триасовыми породами,

которые, будучи сравнительно пластичными, образовали острые антиклинали и синклинали. Омэйшань, наоборот, сложен архейскими гранитами, покрытыми мощным чехлом массивных известняков и базальтов, которые обладают большой жесткостью. Этим объясняется отсутствие острых складок в зоне Омэйшаня. Здесь, как правило, развиты пологие складки с большим количеством сбросов, которые пересекают эти складки поперек, в силу чего зона Омэйшаня становится подобной шахматной доске. Следовательно, эта зона является особым типом «глыбовых гор».

Складки Красного бассейна. Наиболее выдающиеся из них находятся около Чунцина и восточнее его. На геологической карте Сычуани ясно показано, что дуги восточной Сычуани, как могут быть названы эти складки, состоят из параллельных или субпараллельных антиклиналей и синклиналей, сложенных мезозойскими осадками. За исключением фронтальной Хуаюншаньской дуги, ядро которой сложено пермскими известняками и более древними формациями, все остальные антиклинали состоят из триасовых известняков и глинистых сланцев и юрских песчаников, а синклинали — из меловых красных слоев. Наиболее показательно, что антиклинали являются очень тонкими, почти линейными и характеризуются крутыми крыльями и плоскими замками, в то время как синклинали обычно широки и открыты. Взбросы встречаются редко, сбросы — тоже, секущие сбросы, идущие вкрест простирания складок, практически отсутствуют. Все имеющиеся факты указывают на то, что во время образования складок породы обладали высокой пластичностью, что и отличает дуги восточной Сычуани от складок не только омэйшаньского, но и лоушаньского типа. Во многих отношениях эта структура похожа на структуру Дабашаня, хотя складки последнего менее смяты и более открыты. Заимствуя подходящие термины из геоморфологии, мы можем говорить о Дабашане как о зрелой стадии развития структуры, в то время как дуга восточной Сычуани представляет дабашаньский тип структуры, но на юной стадии развития.

Оси складок в восточной Сычуани в средней части дуги простираются СВ 30—40°. Северо-восточнее это направление постепенно меняется на восточно-северо-восточное, и в округах Кайсян и Юньян эти складки под острым углом подходят к складкам восточного Дабашаня. По направлению к юго-западу Хуаюншаньская дуга и другие дуги, находящиеся далее к востоку, с приближением к реке Янцзы резко загибаются к югу и, наконец, когда они приобретают юго-юго-восточное направление, затухают в красных слоях. Одна из дуг (антиклиналь), расположенная между Чаншоу и Наньчуанем, действительно входит в лоушаньские складки непосредственно западнее города Наньчуань. Другая выклинивающаяся антиклиналь, параллель-

ная первой, проходит по Тяоцзычану и также соединяется с передовыми складками Лоушаня. Таким образом, в южной Сычуани имеются две различные системы параллельных складок: Восточно-сычуаньская дуга тянется в меридиональном направлении, а лоушаньские складки имеют северо-восточное простирание. Так как взброс, проходящий вдоль западного крыла тяоцзычанской антиклинали, продолжается далее к югу, пересекая складки Лоушаня, имеющие северо-восточное простирание, то представляется вполне логичным заключить, что лоушаньские складки развились в более раннюю стадию по сравнению со складками Восточно-сычуаньской дуги. Лоушаньские складки, вероятно, доцзятинского (чэнцзяньянского), а складки Восточно-сычуаньской дуги — послецзятинского возраста.

Складки подножий Красного бассейна образовались во второй фазе яньшаньских движений, между тем как складки внутри самого Красного бассейна возникли в третьей фазе. Горообразующие усилия действовали от краев бассейна внутрь его. Тоцзянские складки между городами Юнчанем и Ипином, находясь внутри бассейна, должны, следовательно, относиться к третьей фазе. Трудно, однако, объяснить присущее тоцзянским складкам северо-восточное простирание и пересечение ими складок хуаюншаньской дуги под острыми углами. Возможно, что в процессе образования тоцзянские складки были связаны с широко развитой цзятинской свитой южной части Лучжоу.

Яньшаниды собственно Южного Китая и восточного Юньнаня

Платформа Янцзы кончается там, где получают хорошее развитие девонские и каменноугольные отложения. Таким образом, восточный Юньнань относится уже не к платформе Янцзы, а к Южному Китаю. Он представляет собой связующее звено между Гуанси и лунмэньшаньской геосинклиналию. Однако в структурном отношении складки восточного Юньнаня рассматриваются как продолжение лушаньских складок. Простираясь преимущественно с северо-востока на юго-запад, складки восточного Юньнаня, с приближением к Куньмин-Ханойской железной дороге поворачивают на юго-юго-запад. В округах Цзяньшуй и Шипин некоторые из этих складок загибаются, с выпуклостью, обращенной к югу; эта структура принимается некоторыми геологами за вершину «Юньнаньской дуги» (Депра)¹. В целом складки восточного Юньнаня резко обрываются у долины Красной реки. Эта последняя соответствует линии круп-

¹ J. Dep rat. Étude géologique du Yunnan oriental, pt. 1, géologie générale, „Mem. Service Géol. Indochina“, 1, 1912.

ного разлома, юго-западнее которого находится Айлаошаньский хребет, сложенный докембрийскими гнейсами. Хотя большая часть складок восточного Юньнана сложена палеозойскими породами, однако вдоль Наньбаньцзяна, от Коцзю и далее на северо-восток, до границы провинций Гуйчжоу-Гуанси, имеет широкое развитие морская триас. Далее на юг, около Тонкинского массива, опять преобладают палеозойские осадочные породы. Таким образом, складки верхнего Наньбаньцзяна представляются в виде синклиория, который мы будем называть *Наньбаньцзянским синклиорием*. Эта структура, протягивающаяся в Юньнана в северо-восточном направлении, продолжается в западный Гуанси, где она резко поворачивает почти под прямым углом на юго-восток и идет далее вдоль долины реки Юцзян. На юго-западе она подчиняется тонкинской дуге, имеющей форму полумесяца и сложенной главным образом палеозойскими формациями, в то время как на северо-востоке она идет параллельно западному крылу гуансийской дуги. Следовательно, Наньбаньцзянский синклиорий, продолжаясь в Гуанси, переходит в синклиорий Юцзяна. Именно в этом огромном синклиории имеют такое полное развитие триасовые отложения, представленные весьма различными горизонтами и фациями (чисто морскими, лагунными и дельтовыми). Продолжаясь на север, в южный и центральный Гуйчжоу, эта структура достигает Центрального плато Гуйчжоу.

Центральное плато Гуйчжоу. В юго-западном Гуйчжоу, в так называемых «восьми округах Панцзяна», Ли¹ наблюдал широкое развитие триасовых и пермских пород, образующих серию антиклиналей и синклиналей. Эти последние обнаруживают грубо дугообразные очертания с выпуклостью, обращенной к северу. Такие же дугообразные складки находятся и на северо-западе, между Вэйнином и Шуйчэном², где антиклинали состоят в общем из каменноугольных и пермских отложений. Происхождение этих дугообразных складок неясно, однако весьма вероятно, что они имеют какое-то отношение к Центральному плато Гуйчжоу. В главной своей части это плато располагается севернее реки Яцзихэ и включает в себя округа Дадин, Цзяньси, Цзицзинь и, возможно, также Аньшунь, Бинба и Цинчэн. Нижне- и среднетриасовые известняки в этой области встречаются повсюду; пермские породы выходят только в глубоких речных ущельях. Острые и правильные складки отсутствуют. Пологие антиклинали и синклинали перемежаются с ред-

¹ S. H. Li, неопубликованный отчет.

² Эти складки относятся к вэйнинской дуге Куо (См. W. K. Kuo, *Geology of eastern Yunnan, Contribution to Economic Geology, No. 1., Mineral Exploration (Bureau Nat. Res. Comm., 1944).*

кими зонами разломов и сбросов, которые являются преобладающими элементами структуры. Таким образом, Центральное плато Гуйчжоу, будучи структурным, обнаруживает большую жесткость при образовании складок, и в этом отношении оно родственно омэйшаньскому типу структур.

В округах Дадин и Бичи наблюдалось¹, что пермские известняки лежат непосредственно на нижнекембрийских ичанских известняках. Возможно, что такие взаимоотношения имеют место и на всем плато. Если это так, то Центральное плато Гуйчжоу должно представлять собой огромную массу известковистых осадков более 3 000 м мощности, которая и придает жесткость всей платформе.

Центральное плато Гуйчжоу относится к платформе Янцзы. Повидимому, оно представляет собой сравнительно неподвижную зону, лежащую среди яньшаньских складок Лоушаня в восточном Юньнани и восточном Гуйчжоу.

Складки восточного Гуйчжоу. В окрестностях Гуэйяна наблюдаются более или менее параллельные сильно сжатые складки, сложенные пермскими и триасовыми формациями. Они протягиваются почти в меридиональном направлении, причем западные крылья антиклиналей часто надвинуты на восточные. По направлению к северу простираение этих складок и надвигов поворачивает на северо-северо-восток, что ясно видно в округах Цзини и Дунцзы, и входит в Лоушань. Эти складки не относятся к индосинидам, так как они захватывают рэтские песчаники и меловые красные слои (районы Гуэйяна и Цзини), которые согласно лежат на триасовых известняках. Вероятно, они развились после лоушаньских складок и, таким образом, должны быть одновозрастны со складками Красного бассейна. Они расположены вдоль западной границы Цзяннани и образовались, вероятно, в результате сжимающих усилий, действующих со стороны Цзяннани по направлению к платформе Янцзы.

Складки восточного Гуйчжоу продолжаются на юг от Гуэйяна, в округах Душань и Дадан, и, повидимому, пересекают границу между провинциями Гуйчжоу и Гуанси, где их простираение становится юго-юго-восточным. По направлению к югу мы входим в систему гуансийской дуги.

Гуансийская дуга. Эта структура представлена типичными дугоподобными складками, причем центр дуги, характеризуемый куэньлуньгуаньскими гнищами, обращен на юг. Ее западное крыло проходит вдоль Даминшаня, простираясь на северо-северо-запад, и продолжается далее к северу в том же направлении, к Яонаню, откуда складки поворачивают к северо-западу, следуя простираению Дуяншаня, где они переходят

¹ Т. К. Н и а п г, неопубликованные данные.

в складки восточного Гуйчжоу. Восточное крыло дуги параллельно хребтам Луншань и Яошань и простирается сначала на северо-восток, а затем на северо-северо-восток. Около Сюэня складки резко поворачивают к восток-северо-востоку, и, наконец, близ Пинло они принимают широтное направление. В обоих крыльях дуги наблюдаются многочисленные надвиги, которые параллельны складкам. Надвиги следуют от центрального Гуанси к периферии этой провинции. Сотни поперечных нарушений, преимущественно трещины разрыва, секут складки и надвиги почти под прямым углом. Детальное описание структуры Гуансийской дуги дано Ли¹; здесь же достаточно добавить, что район, расположенный внутри дуги, а именно центральный Гуанси, в тектоническом отношении сравнительно неподвижен; сбросы и надвиги редки, и, как правило, здесь развиваются пологие и открытые складки. Таким образом, центральный Гуанси представляется платформой, которая на севере переходит в Цзяннанию. Не исключена возможность, что каледониды Цзяннани продолжаются далеко на юг под мощным чехлом девонских и пермо-карбоновых известняков. Другой интересный факт, о котором следует упомянуть, заключается в том, что форма Цзяннани полностью соответствует Гуансийской дуге. Это же самое наблюдается и в случае Тонкинской дуги, которая подобным же образом соответствует Тонкинскому массиву.

Вдоль Даминшаньского, Луншаньского и Яошаньского массивов девон находится в несогласном отношении с луншаньской свитой. Отсюда следует, что эти массивы уже существовали в девонское время. На основании найденных в центральном Гуанси песчаников и глинистых сланцев рэтского возраста и их частых несогласных взаимоотношений с более древними породами можно заключить, что Гуансийская дуга, по крайней мере в зачаточной стадии своего существования, образовалась вдоль края каледонид во время индосинийского цикла. Однако она достигла зрелости только значительно позже — в яньшаньском цикле. Без помощи геологической карты провинции Гуанси (которая уже составлена, но, к сожалению, осталась мне недоступной) мы не можем дать сколько-нибудь определенных заключений относительно происхождения Гуансийской дуги. Я хочу только добавить, что сам факт наличия дуги непосредственно впереди Цзяннани крайне интересен. Более того, параллельное расположение дуги между ее восточным крылом и Юньгайданем (одной из ветвей Катазии) не может быть случайным. Цзяннания, Катазия и Тонкинский массив должны были влиять на форму сложной системы Гуанси.

¹ J. S. Lee, „Bull. Geol. Soc. China“, 21, No. 1, 1941.

Яньшаниды Хунани. Складки Хунани являются, может быть, еще более сложными, чем складки Гуанси. Столь сложное строение объясняется наложением яньшаньских складок на индосинийские структуры и присутствием додевонских массивов, часто обладающих гранитными ядрами. Массивы эти весьма многочисленны и имеют различные размеры. Наиболее крупными из них являются: 1) Юэчэнлинский, 2) Цююньшаньский — северо-западнее Дунгана, 3) Дупанлинский, 4) Янминьшаньский, 5) Сипиншаньский — западнее Фучуаня, 6) Мэнчжулинский, 7) Фуюншаньский, который может быть связан с Мэнчжулином, и 8) Цзятяньлинский, находящийся близ Кантон-Ханькоуской железной дороги. Все эти горы почти без исключения сложены породами слабо метаморфизованной лушаньской свиты и нижнепалеозойскими толщами, окруженными более или менее непрерывным поясом несогласно лежащих на них девонских пород. Часто, как, например, в Янминьшане, в южной Хунани границы додевонских массивов изогнуты, причем направление этих изгибов параллельно меридиональному или северо-северо-восточному простиранию складок, очевидно, относящихся к индосинидам. Отсюда следует, что возникновение индосинид произошло позже образования этих массивов, уже существовавших в девонское время. Интрузия гранитов, естественно, произошла много позднее, во время более поздних стадий яньшаньского цикла. *Гранитная магма, «проедая» себе дорогу в осадочных породах, приспособилась к форме ранее существовавших куполообразных массивов и после охлаждения осталась в них в виде лакколитов и штоков.* Таким образом, яньшаньские движения с сопровождающими их интрузиями не изменили основного структурного каркаса каледонских и индосинийских складок, хотя эти движения, несомненно, в значительной степени изменили форму и очертания каледонид и индосинид. Для удобства мы предлагаем назвать этот обширный район, находящийся на границе Хунани-Гуанси, *районом гранитных куполов.*

Хотя в районе гранитных куполов основные структурные линии северо-северо-восточного направления и не являются отчетливыми, все же среди складок Хунани можно отметить две зоны, которые обнаруживают эту характерную черту индосинид. Одна следует, как это уже упомянуто в предыдущей главе, вдоль Кантон-Ханькоуской железной дороги, вторая, располагаясь в западной части центральной Хунани, идет вдоль восточного края Цзяннани. Появляясь уже в северо-восточном Гуанси, включающем район Гуэйлиня, эти складки, сопровождаемые сбросами, протягиваются к северо-северо-востоку по направлению к границе провинций Хунань и Гуанси, где они местами прерываются юэчэнлинским и цююньшаньским гранитными куполами. За Синьнином в структуре начинают преобла-

дать правильные складки с чередованием антиклиналей и синклиналей, которые все имеют почти меридиональное простирание. Между Дункоу и Шаояном они имеют особенно типичное развитие: ядра антиклиналей состоят из каменноугольных и пермских пород, а в синклиналях залегают триасовые известняки. Удивительным является отсутствие пород юрского возраста. Далее к северу та же зона с северо-северо-западным простиранием продолжается в округах Синьхуа и Аньхуа, где складки под углом подходят к почти меридиональным складкам Цзяннани. Эта субцзяннаньская зона сжатых складок и надвигов (которая отходит от каледонского массива) очень узка. На востоке, в центральной Хунани, она сменяется более открытыми складками с куполами и мульдами, имеющими наиболее типичное развитие в округе Сянсян. На юго-востоке эти складки, будучи еще сжатыми, проходят далее на юг, а затем на юго-восток, образуя в округах Шаоян и Цзиян правильную полукруглую дугу. Эта так называемая «Цзиянская дуга» состоит из группы складок, сложенных верхнепалеозойскими осадочными породами, которые часто надвинуты друг на друга в западном направлении. Юрские угленосные песчаники вовлечены в складчатость и затронуты надвигами. Таким образом, отсюда ясно вытекает послеюрский или яньшаньский возраст структуры. На вогнутой стороне дуги наблюдается широкое развитие третичных красных слоев, которые образуют хорошо известный Хэньянский бассейн центральной Хунани. На основании изучения геологических карт¹, и в частности неопубликованных карт Наньлинской экспедиции Геологической службы Китая, на выпуклой стороне дуги обнаружены крупные массивы додевонских осадочных пород, сопровождаемые широко развитыми гранитными интрузиями, тоже частично покрытыми красными слоями.

Весьма вероятно, что развитие Цзиянской дуги имеет прямое отношение к этому додевонскому массиву центральной Хунани, который в яньшаньское время оказывал сильное направленное к западу давление на индосиниды Цзияна, уже существовавшие в то время. На юго-востоке эта дуга входит в Янминьшаньский массив, а массив центральной Хунани должен протягиваться под покровом красных слоев до массива Хэншаня и далее до соединения его с Цзюлиншаньской зоной Цзяннани.

Широкий пояс более или менее правильных складок, обладающих характерными индосинийскими структурными линиями северо-северо-западного до почти меридионального простирания, протягивается от окрестностей Хэньяна к югу до Красного бас-

¹ C. C. Tien, H. C. Wang, Y. T. Hsu, *Geology of Changsha, Siangtan, Sianghsiang, Shaoyang, Hengyang, Hengshan districts, Hunan*, „Bull. Geol. Surv. Hunan“, No. 15, 1933.

сейна Бинши в северном Гуандуне. По обеим сторонам Кантон-Ханькоуской железной дороги можно видеть, что эти складки представляют собой чередующиеся антиклинали и синклинали, часто нарушаемые сбросами и крутыми взбросами, а преобладающими формациями являются отложения каменноугольного и пермского возрастов; триас же обычно залегает в синклинальных впадинах. (В этой зоне расположены наиболее крупные антрацитовые месторождения Южного Китая). На западе складки сменяются девонскими и додевонскими породами Яньминьшаня и Фуюншаня, которые относятся к области распространения гранитных куполов. На востоке складки влетают в каледонские цепи Вукуншаньской и Ваньяншаньской зон и их ответвлений. На границе провинций Хунань и Цзянси каледониды, индосиниды и складки фундамента яньшанид идут более или менее параллельно друг другу и становятся здесь весьма трудноразличимыми. Однако каледониды всегда образуют высокие хребты, в то время как в низких холмах, находящихся между этими хребтами, наблюдаются более молодые складки. Первые представляют собой антиклинории, последние отвечают синклинориям. Главными синклинориями являются: синклинорий Юаньшуня, синклинорий Хошуня и синклинорий Суйцзяна. Все они вытянуты в направлении восток-северо-восток.

Яньшаниды северного Гуандуна и южного Цзянси. Додевонская Ваньяншаньская зона протягивается к юго-юго-западу в северный Гуандун, пересекая Вушуй между Пинши и Лочаном. Южнее этой зоны развиты различные типы структур. Осадочные формации имеют преимущественно девонский и каменноугольный возраст; пермские и триасовые морские слои почти отсутствуют. Хотя додевонские складки имеют грубо северо-северо-восточное или северо-восточное простирание, более молодые осадки не образуют правильных структур. В одном месте они имеют северо-северо-восточное простирание, в другом — северо-западное; в то же время здесь в изобилии встречаются сбросы и надвиги. Такие структуры преобладают в округах Чжуцзян, Жуюнань, Иньдэ и Вэньюан. Мы будем называть этот район *Бэйцзянской зоной наложенных структур*. Здесь имели место каледонские, варисские, индосинийские и яньшаньские движения, и каждое из них сыграло свою роль.

В северо-восточном Гуандуне и южном Цзянси встречены крупные гранитные интрузии, которые имеют батолитовые размеры. Рядом с гранитами залегают крупные массы додевонских слабометаморфизованных сланцев и граувакков, и в контактной зоне расположены известные месторождения вольфрамита. На додевонском фундаменте в различных местах залегают обрывки девонских и пермских континентальных отложений. Эти породы, как правило, образуют удлиненные синклинальные складки, оси

которых протягиваются в двух различных направлениях. Первое имеет восток-северо-восточное, или почти широтное простирание, второе — северо-северо-восточное, или почти меридиональное. Оба эти направления часто перекрещиваются почти под прямым углом. Преобладающим направлением все же является северо-северо-восточное. Происхождение этой тектонической структуры неизвестно; можно лишь предполагать, что обе системы складок имеют послетриасовый возраст, так как триасовые известняки часто слагают центральные части синклиналей. Следует предположить, что широтные складки представляют собой структурные линии Наньлина — широтного хребта, который, по мнению китайских геологов, расположен между верховьями рек Янцзы, Бэйбаньцзян и Сицзян. Отсутствие вытянутых в широтном направлении складок в районе гранитных куполов и наличие индосинид, протягивающихся в северо-северо-восточном направлении вдоль Кантон-Ханькоуской железной дороги, в совокупности с Ваньяншаньской зоной, простирающейся за Лочан, исключает возможность принятия этого воззрения, которое хотя и дорого сердцам многих географов и даже геологов, однако не может устоять перед фактами.

СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА ВДОЛЬ ТИХООКЕАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Древний массив Катази, занимающий юго-восточные прибрежные провинции Китая, во время яньшаньских движений претерпел большие нарушения по сравнению с внутренними районами страны. Доказательством этому служит интенсивная складчатость юрских осадков, как это видно в Фуцзяне и Гуандуне, и широкое развитие гранитных интрузий, предшествующих или сопровождаемых андезитовыми или риолитовыми вулканическими излияниями. В южном и восточном Гуандуне и в особенности в Фуцзяне интрузии гранитов в палеозойских, главным образом додевонских, осадках имеют такое широкое распространение, что большое количество сближенных гранитных батолитовых тел образует настоящее гранитное основание, на котором осадочные породы залегают в виде подвесков кровли мощностью не более нескольких сот метров. В северном Фуцзяне и южном Чжецзяне гранитная магма дает начало риолитовым потокам и агломератам, которыми сложены некоторые высокие горные пики. Возраст вулканической деятельности этого тихоокеанского типа устанавливается на основании следующих фактов: яньшаньские (или, как их называют в Гуандуне, гонконгские) граниты имеют лейасовый возраст, так как они внедрились в лейасовые угленосные свиты Фуцзяня, которые были ими метаморфизованы. Кроме того, в южной Хунани и южном

Цзянси на размытой поверхности гранитов лежат хенъянские песчаники (или их эквиваленты), базальные конгломераты которых содержат гранитную гальку.

Таким образом, становится очевидным, что граниты имеют доэоценовый возраст. В Чжецзяне интрузивная деятельность началась в то время, когда откладывались красные слои свиты Цзяндэ. Вулканические туфы, пеплы и туфоконгломераты переслаиваются с пурпуровыми песчаниками этой свиты, содержащими *Estheria* и виды рыб, принадлежащих, вероятно, роду *Lycoptera*. Мощные риолитовые покровы изливались непосредственно вслед за отложением этих пород и до образования красных слоев (эквивалентов эоценовых хенъянских красных слоев). Согласно Чжао¹, в восточном Чжецзяне туфоконгломераты цзяньдэйской свиты имеют преимущественно андезитовый состав (свита Жуао), а риолитовые потоки лежат на них несогласно. Граниты прорывают риолиты. Такие же взаимоотношения отмечают Йи и другие исследователи. Цзяньдэйская свита считается одновременной с лайянской свитой Шаньдуна, которая содержит богатую флору и фауну, относящуюся к нижнему мелу². Граниты и риолитовые лавы должны были появиться позже, вероятно, в верхнем мелу. Относятся ли они ко второй или к третьей фазе яньшаньского цикла, сейчас установить нельзя, так как точно определенных верхнемеловых отношений в Южном Китае нет. Находка богатой лайянской флоры в бандоуской свите Фуцзяня грозит разрушить основания для нашего заключения, так как, согласно Черна³, свита Бандоу перекрывает граниты и риолиты с резким несогласием. Возможно, что здесь существуют граниты двух разных возрастов. Очевидно, что для окончательного решения этого важного вопроса необходимы дальнейшие детальные полевые работы.

В восточном Шаньдуне яньшаньские граниты, которые часто ассоциируются с порфирами, встречаются на широкой площади. Как уже отмечалось в предыдущей главе, в Западных холмах Пекина граниты и риолитовые потоки образовались позже тяоцишаньских туфоконгломератов андезитового и трахитового состава. В Жэхэ лайянская свита с *Lycoptera* (цифэнская свита) залегает несогласно с юрской угленосной свитой Бэйбяо и перекрывается чаоянской свитой риолитовых туфов и лав. В районе Линьси яньшаньские граниты характеризуются дымчатым кварцем, амазонитом, флюоритом, топазом, бериллом и турмалином и, таким образом, образуют специфичный тип гранитов,

¹ P. Kao, Note on the geology of eastern Chekiang, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 25, 1935.

² A. W. Grabau, Stratigraphy of China, pt. 2, Mesozoic, 1928.

³ K. Chern, The Pantou Series and its related rock formations in Fukien, „Mem. Geol. & Soil Surv. Fukien“, No. 1, 1943.

названный Тейяр де Шарденом¹ линсийским. Согласно этому исследователю, линсийские граниты имеют широкое развитие в Жэхэ и северной Маньчжурии, в то время как наньлинские или гонконгские граниты с вольфрамитом и другими высоко-температурными минералами преобладают в Южном Китае. Он также устанавливает, что яньшаньскому вулканическому циклу свойственна следующая последовательность извержений: андезиты — трахиты — дациты — риолиты (и граниты) и что эта последовательность выдерживается по всему Тихоокеанскому побережью.

Еще более интенсивные яньшаньские складки фундамента можно наблюдать в Маньчжурии. Здесь в разных местах встречаются угольные бассейны. Угольные пласты, содержащие никанскую флору² верхнеюрского возраста, обычно сильно нарушены и местами пересечены яньшаньскими интрузиями. Хотя риолитовые потоки и туфоконгломераты встречаются редко, батолитовые тела гранитов занимают большие площади не только в Маньчжурии, но и в Корее и на советском Дальнем Востоке. Частая ассоциация яньшаньских интрузий с варисскими, а возможно, даже докембрийскими породами того же состава и наложение более позднего гималайского цикла интрузивной деятельности, в котором преобладают андезиты и базальты, делает детальное картирование почти невозможным как для геологов, так и для петрографов.

В то время как в Маньчжурии преобладают типичные складки фундамента, в Приморском крае Советского Союза, вдоль хребта Сихотэ-Алинь, имеют развитие складки парагеосинклинального характера. Эти последние, будучи первоначально варисскими горами, были погружены под уровень мезозойских морей (триасового, юрского и даже мелового), трансгрессировавших через обширную область современного бассейна Уссури и прилегающих районов. Во время яньшаньского цикла эти морские, так же как и одновременные с ними континентальные, отложения были смяты в антиклинальные и синклинальные складки, сопровождаемые взбросами, которые все имели преимущественно северо-северо-восточное простирание, параллельное линии берега Тихого океана. Оставив Буреинский массив в среднем течении Амура, возможно в качестве полуострова, мезозойские моря распространились в район верхнего Амура, где они образовали залив между современным Большим Хинганом и Яблоновым хребтом. Эпиконтинентальные отложения между

¹ Teilhard de Chardin, A map of the younger eruptive rocks in China, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 30, 1937.

² E. E. Ahnert, Mineral resources of North Manchuria, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 7, 1929.

Аргунью и Шилкой были также собраны в складки во время яньшаньского цикла. Простираение складок — северо-восточное или восточно-северо-восточное. Установить, продолжают ли они к юго-западу, в Монголию, должны будущие исследователи.

ЯНЬШАНИДЫ ТИПА ТЕТИСА

Каракорум

Каракорумская геосинклиналь, омываемая Тетисом в пермское и мезозойское время, к раннемеловому времени постепенно заполнилась и в соответствии с мощным тангенциальным давлением, действовавшим, очевидно, с севера, дала начало огромным складкам, а, возможно, также и надвигам, которые теперь характеризуют Каракорум. Определенно выявляются две орогенические фазы: первая произошла после неокома, а вторая — почти в самом конце мела. Эти фазы соответствуют австрийской и ларамийской фазам и, следовательно, относятся к яньшаньскому циклу. Таким образом, Каракорум должен рассматриваться не как гималайская, а как яньшаньская структура; во время гималайского цикла в нем проявились только складки фундамента. Среди «новых» геосинклинальных складок, однако, залегают массы кристаллических и метаморфических пород, которые являются остатками варисцид. Наиболее значительным из них является кристаллический комплекс Балтистана; его устойчивые гранитные массивы слагают некоторые из высочайших пиков мира, включая пик К2. Протягиваясь в Балтистане с северо-запада на юго-восток, этот комплекс у границы Тибета разветвляется на две главные ветки, которые далее резко поворачивают на восток-юго-восток или почти на восток. Одна из них — хребет Ладак — идет южнее озера Пангон, а вторая — Мустаг-Каракорум — протягивается к северу от него. Эти кристаллические массивы, покрытые сейчас пермо-мезозойскими осадками, ранее, вероятно, представляли собой крупные хребты или фестоны островов в море Тетиса, и поскольку их существование до некоторой степени определило направление и характер яньшаньских складок, постольку их можно назвать «Прото-Каракорумом». Прежде считалось, что хребет Ладак продолжается к юго-востоку, в Кайлас или Трансгималаи. Однако последние наблюдения де Терра¹ показали, что и Ладак, и Мустаг-Каракорум, и, возможно, также Занскарская кристаллическая зона проходят значительно восточнее. Они, следовательно, не соединяются с Трансгималаями, а, возможно, продолжают в хребты Бука-Магна и Данла.

¹ H. de Terra, *Physiographic results of a recent survey in Little Tibet*, «Geographical Review», 24, No. 1, 1934.

Восточное продолжение Каракорума

Как уже говорилось, каракорумские фации характеризуются широким развитием пермско-мезозойских морских осадков, преимущественно известняков, которые в триасе и в особенности в мелу часто замещаются красными слоями. Красные слои, ассоциирующиеся с карминово-красными известняками, имеют резко отличный характер, а отсутствие морских третичных осадков также является отличительным признаком. На восточном озере Пангон, расположенном на великом плато Чан-Дан, широко развиты морские мезозойские отложения, преимущественно гольцские и сеноманские известняки. В районе между хребтом Дунбур и озером Селлинцзы те же известняки с органическими остатками образуют хребты, вытянутые в широтном направлении, в том числе хребты Бука-Магна, Данла и Чан. Наиболее вероятно, что эти известняки имеют частично мезозойский возраст, а нахождение пермо-карбонных известковых осадочных пород непосредственно южнее озера Селлинцзы указывает на то, что в строении этих хребтов, возможно, принимали участие также и верхнепалеозойские известняки. Более того, эти известняки часто находятся в тесной ассоциации с красными песчаниками и глинистыми сланцами, имеющими особое развитие в районе больших озер. Отсюда очевидно, что хребет Данла аналогичен Каракоруму не только в отношении главных структурных линий, но и в отношении своих фаций. Следовательно, мы можем предварительно считать, что яньшаниды Каракорума проходят восточнее, между хребтом Дунбур и озером Селлинцзы.

Широкое развитие красных песчаников, встречающихся совместно с известняками или налегающих на них, было отмечено Рокхиллом еще восточнее, в северном Тибете. Такие же красные слои, обычно собранные в складки вместе с известняками, были также найдены Ло¹ между Цзиньшацзяном и Салуэном, на дороге из Джекундо в Чамдо. Имея в основном северо-западное простирание, эти красные слои сильно смяты и нарушены, что указывает на то, что главные движения произошли после их отложения. На основании беглых наблюдений Тейчмана², Сю и Лина³ мы можем сделать вывод, что красные песчаники залегают также к востоку, к западу и к югу от Чамдо и, в частности, вдоль хребта Нинцзиншань и около Янцинсяна. В этом последнем округе, так же как и в Нанцзянсяне (южнее Джекундо), они содержат каменную соль, которая интенсивно разрабатывается местными жителями. В Ц-де и около Янцинсяна

¹ Lo Wen-po, неопубликованные данные.

² E. Teichman, *Travels of a consular officer in eastern Tibet*, Cambridge, 1922.

³ Hsu Ching-chin, Lin Wen-yin, неопубликованный отчет,

(Яркало) в известковых слоях, непосредственно ниже красных песчаников, Лочи¹ нашел типичную морскую пермскую фауну, а недавно Цуй² нашел пермские кораллы, в том числе *Wentzellela*, также в известняках, залегающих вдоль Нинцзиншаня. Так как каменная соль характеризует верхнетриасовые красные слои Юньнаня, то представляется наиболее вероятным, что красные слои района верхнего течения рек Ланьцзиньцзяна и Салуэна в большей своей части относятся к триасу. Однако их огромная мощность (близ Чамдо) указывает на то, что часть из них имеет меловой возраст. Мы можем, следовательно, заключить, что складки, развитые между долинами рек Цзиньшацзяна и Салуэна с их мезозойскими красными слоями и пермо-триасовыми известняками, относятся к Каракоруму. Они представляют собой «новые», если не «настоящие», геосинклинальные складки, которые возникли в послетриасовое время или, может быть, даже много позже. Другими словами, они являются каракорумскими яньшанидами. Исчезновение на востоке преобладающих морских мезозойских осадков Каракорума объясняется более ранним отступанием моря и приближением к варисцидам, находящимся непосредственно к востоку от Цзиньшацзяна. Такой же случай имеет место в предгорьях Тяньшаня, где морские меловые отложения и эоцен имеют значительное развитие на западе (около Кашгара и далее к западу), но полностью отсутствует на востоке (Аксу, Куча и др.).

Яньшаниды западного Юньнаня

Очень сложная геология западного Юньнаня, к сожалению, изучена еще очень плохо. Поэтому всякая попытка обобщений фактов о тектонике этой области является делом условным, в особенности для того, кто никогда не проводил там полевых работ.

Несмотря на это, все же имеется достаточно данных, позволяющих выдвинуть ряд рабочих гипотез, которые либо подтвердятся, либо будут опровергнуты исследователями.

Западный и центральный Юньнань можно грубо подразделить на восемь тектонических единиц (с востока на запад):

- 1) Кам-юньнаньская ось,
- 2) Красное плато центрального Юньнаня (или мезозойская зона центрального Юньнаня),
- 3) зона известняков Цзиньшацзяна,
- 4) Цаншаньская кристаллическая зона,

¹ L. von Loczy, Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ost-Asien, 1, 1893.

² К. Н. Tsui, личное сообщение (фауна определена автором).

- 5) мезозойская зона западного Юньнани,
- 6) метаморфическая зона долины реки Меконга,
- 7) неметаморфизованная зона Баошаня,
- 8) Юньнаньско-Бирманский кристаллический комплекс.

*Красное плато центрального Юньнани*¹. Кам-юньнаньская ось к югу погружается под красные слои Луфэна и Гуандуна. Простираясь с востока на запад от Луфэна до Сяньюня, красные слои занимают область около 170 км шириной. Они сильно складчаты, а также часто нарушены сбросами и надвигами. Как складчатость, так и дизъюнктивные нарушения обычно затрагивают красные слои, которые, таким образом, образуют покровные складки на более или менее консолидированном фундаменте. В некоторых случаях выходы этого фундамента можно видеть в обнажениях. Фундамент состоит из древних гнейсов и кристаллических сланцев, а также, возможно, и из более слабо метаморфизованных пород гаолянкой свиты синийского возраста. Очевидно, что центральное плато Юньнани представляет собой западное продолжение докембрийского массива, открытого в триасовое время континентальными или лагунными отложениями. Кроме верхних красных слоев, или шимэньской свиты, которая выходит около Луфэна и имеет, вероятно, юрско-меловой возраст, все красные слои центрального плато считаются триасовыми. Характерным признаком этих слоев являются месторождения каменной соли. Следует отметить присутствие в красных слоях угольных пластов; в Юньнани и в Ипинлане в угленосных глинистых сланцах была обнаружена типичная «тонкинская» флора. Хотя Цзе думает, что «тонкинская» флора является лейасовой, палеозоологи считают, что угольные пласты, о которых идет речь, относятся к норийскому возрасту², поскольку в них найдены норийские пелициподы. Находка *Lufengosaurus*³ и других видов позвоночных в луфэнской свите выше угленосных горизонтов подтверждает верхнетриасовый возраст красных слоев. Остается определить, отличается ли по возрасту ипинланская угленосная свита от сянцизийской угленосной свиты Сычуаня и Хубэя; последняя сейчас остается лейасовой. Во всяком случае, можно сказать, что орогенические движения, предшествовавшие отложению красных слоев, являются в основном поздневарисскими, а движения, следовавшие за отложением этих слоев, следует отнести к яньшаньским. Роль

¹ Описание первой тектонической единицы — Кам-юньнаньской оси и восьмой — Юньнаньско-Бирманского кристаллического комплекса см. на стр. 28—32. — *Прим. ред.*

² Te-You Hsu, Marine Upper Triassic fossils from Kochiu, Yunnan, „Bull. Geol. Soc. China“, 20, Nos. 3—4, 1940.

³ C. C. Young, A complete osteology of *Lufengosaurus huenei* Young from Lufeng, Yunnan, China, Pal. Sinica, ser. C, No. 7, 1941.

индосининских движений остается невыясненной. Мезозойская зона центрального Юньнана продолжается к северу за колена реки Цзиньшацзян, где она была установлена многими геологами. Еще дальше к северу красные слои распространены в округах Яньюань и Яньпьянь, где они хорошо изучены вследствие наличия соляных месторождений и угольных пластов. В этих местах, однако, из-под красных песчаников обнажаются пермские яньсиньские известняки и перекрывающие их базальты. Не исключена возможность, что эта зона продолжается еще дальше к северу, где Лочи отмечает нахождение пермотриасовых песчаников на обоих берегах Ялуцзяна, вдоль Кандин-Баданской дороги.

Зона известняков Цзиньшацзяна. Еще в 1880 г. Лочи отметил в долине Цзиньшацзяна мощную толщу известняков, ассоциирующую с метаморфизованными осадочными породами. Эта толща протягивается от окрестностей Бадана на юг до Далифу. В Ц-де Лочи нашел пермские ископаемые, вероятно, в верхних горизонтах известняков, между тем как пермо-карбоновая фауна была снова обнаружена в известняках восточнее Чжунтяня, где они согласно покрываются среднетриасовыми породами, содержащими *Encrinus liliiformis*¹. Богатая девонская фауна была собрана Коггин-Брауном² из мощной толщи известняков близ Цзинцзянкая. Позже Грегори³ нашел девонские строматопоры также около Шигу, возможно в тех же известняках, между тем как около Лицзяна были встречены верхнетриасовые кораллы *Thecosmilia*. Таким образом, очевидно, что толща морских отложений включает в себя девонские, пермо-карбоновые и триасовые осадки. Триас часто отделяется от палеозоя основными эффузивами (диабазами или базальтами), а пермь и девон, возможно, образуют одну непрерывную последовательность отложений. Такие же фации являются типичными для известняков плато Шаня, с которыми можно сопоставить известняки Цзиньшацзяна. Согласно Коггин-Брауну⁴, в этой части Юньнана триасовые красные слои часто лежат трансгрессивно на различных палеозойских отложениях, которые были уже собраны в складки в поздневарисское время, когда цзиньшацзянская гео-

¹ L. von Loczy, Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Szechenyi in Ost-Asien, 1, 1893.

² J. Coggin-Brown, Contributions to the geology of the province of Yunnan in western China; the distribution, age and relationships of the Red Beds, „Records Geol. Survey India“, 73, pt. 4, 1938.

³ J. W. and C. J. Gregory, The geology and physical geography of Chinese Tibet and its relations to the mountain system of S. E. Asia, „Phil. Trans. Roy. Soc. London“, ser. B, 213, 1925.

⁴ J. Coggin-Brown, Contributions to the geology of the province of Yunnan in western China; the distribution, age and relationships of the Red Beds, „Records Geol. Survey India“, 73, pt. 4, 1938.

синклиналь (как она может быть названа) уже исчезла. Триасовое трансгрессирующее море было мелким и чисто эпиконтинентальным и на востоке переходило в лагуны и эстуарии. На основании приведенных фактов становится очевидным, что Цзиньшацзянская зона все же относится к варисцидам, а складчатость триасовых отложений следует рассматривать как яньшаньскую складчатость фундамента.

На юге зона известняков исчезает около Миту, где сливаются мезозойские зоны центрального и западного Юньнаня.

Цаншаньская кристаллическая зона. Эта зона сложена гранитогнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами архейского возраста. Она начинается от Сягуаня и протягивается к северу, образуя восточнее озера Эрхай Цаншаньский хребет. Следуя дальше в том же направлении, эта зона проходит Цзяньчуан и достигает реки Янцзы в Шигу. Если верить Грегори, эта же зона должна продолжаться еще севернее, между рекой Меконгом и Цзиньшацзяном, по крайней мере до западной части Адуньцзы и, может быть, за нее. Здесь интересно отметить, что дуги Няньчанданла к северо-востоку от Лхасы, сложенные пермо-карбонowymi известняками, с осевой зоной, состоящей из гранитов и метаморфических пород, в восточном Тибете простираются на восток-северо-восток; достигая же горных хребтов западного Сикана, которые грубо параллельны большим рекам, эти дуги поворачивают на юго-восток, затем на юго-юго-восток, и, возможно, переходят около Адуньцзы в Цаншаньскую зону.

Если это так, то восточные Гималаи и Трансгималаи должны соответствовать складкам, находящимся между Цаншанем и Юньнань-бирманской осью; впрочем, переход дуг Наньчанданла в Цаншаньскую зону весьма проблематичен.

Мезозойская зона западного Юньнаня. Между Цаншаньским хребтом и долиной реки Меконга находится широкая зона триасовых красных слоев, которые, согласно Вану¹, подразделяются на три части. Угленосные глинистые сланцы, сопровождаемые морскими известняками, образуют средний отдел, а нижняя часть нижнего отдела часто обнаруживает динамометаморфизм. Красные слои и здесь характеризуются соляными месторождениями, которые разрабатываются в округе Юньлун. Севернее этого района красные слои, часто вместе с известняками, встречаются до самого Ланьбина, а возможно, и к северу от него. Западнее Ланьбина вдоль долины реки Меконга красные слои вместе с метаморфизованными породами, состоящими из известковистых филлитов и слабометаморфизованных сланцев, часто

¹ H. C. Wang, "Geological reconnaissance from Paoshan to Mitu, western Yunnan, Contributions Nat. Univ. Peking", No. 2, 1942.

собраны в складки. В то время как Креднер¹ включает эти породы в докембрийскую гаолянскую свиту, Миш² считает их динамометаморфизованным триасом. Согласно тому же автору, такие же метаморфические породы залегают северо-восточнее Ланьбина, а также в округах Лицзян и Шигу.

Меконгская метаморфическая зона. Вдоль реки Меконга северо-восточнее Баошаньсяня расположена узкая зона филлитов и сланцев, ассоциирующих с гнейсами. Следуя в основном течению этой мощной реки, данная зона продолжается к северу, где, как отмечено выше, она была пересечена Креднером и Мишем западнее Ланьбина. На юго-востоке, в округах Шуньнин и Юньсянь, где метаморфический комплекс включает в себя граниты, она расширяется. Хотя большинство исследователей склонно причислять эти породы к синийским или утайским отложениям, все же подобная датировка основывается только на чисто литологических доказательствах.

Зона неметаморфизованных пород Баошаня. Фаунистически охарактеризованные палеозойские породы хорошо развиты в округе Баошаньсянь, между долинами Меконга и Салуэна. Почти в непрерывной последовательности залегают кембрий, нижний и верхний силур, карбон и пермь, все характеризующие морскими отложениями с обильной фауной; присутствие девона весьма проблематично. Пермь представлена известняками, и, по мнению некоторых геологов, известняки могут быть параллелизованы с янсиньянским комплексом. Весьма интересна найденная в этих известняках, повидимому, далишаоская фауна, которая весьма близка к фауне средне- и верхнепродуктусовых известняков³.

Следует особо указать на присутствие базальтов, перекрывающих пермские отложения. Палеозой, повидимому, согласно перекрывается триасовыми красными слоями.

Такая же последовательность палеозойских формаций была встречена Пянем⁴ в Чженганском и Дэдэнском районах к юго-востоку от большого изгиба реки Салуэна.

Каменноугольные и пермские отложения представлены здесь преимущественно известняками, которые венчаются вулканическими породами различного состава, от риолитов до базальтов. Между вулканическими породами с одной стороны и триасовыми

¹ W. von Credner, Observations on geology and morphology of Yunnan, „Special Publ. Geol. Surv. Kwangtung and Kwangsi“, No. 10, 1932.

² P. Mish, геологическая карта синей печати.

³ F. R. Cowper Reed, Paleozoic and Mesozoic fossils from Yunnan, „Pal. Indica“, 10, Mem. No. 1, 1927.

⁴ C. H. Pien, S. P. Tung, Geology and mineral resources of Lunglin and Chengkang districts, Yunnan, Prelim. Report No. 15, „Min. Expl. Bureau“, N. R. C., 1942 (на китайском языке).

красными слоями и тонкослоистыми известняками с другой, Пянь обнаружил «угленосную» свиту песчаников и различных сланцев, названную им «манзянской свитой», которую он считал пермо-триасовой. Очевидно, Баошаньская зона неметаморфизованных пород продолжается к югу до Чженгана, где она резко поворачивает на юго-запад, образуя дасюэшаньскую дугу, проходящую между реками Намтином и Салуэном. Непосредственно западнее Баошаньской зоны находится Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс, состоящий из гнейсов и кристаллических сланцев, о которых говорилось выше. Согласно Вану¹, некоторые из метаморфизованных осадочных пород, принадлежащих, повидимому, к ответвлениям метаморфического комплекса, нормально покрываются фаунистически охарактеризованным кембрием, как это видно северо-западнее Баошаня. Таким образом, докембрийский возраст этого комплекса можно считать доказанным.

Южное продолжение тектонических структур западного Юньнаня

Дасюэшаньская дуга протягивается в северный Шань (Бирма) и переходит в складки Шаньского плато. Можно заметить, что между осадочными толщами Шаньского плато и Баошаньской зоны имеется большое сходство. Оно проявляется в одинаковой нижне- и верхне-силурийской фауне, в развитии мощных однородных толщ верхнепалеозойских известняков, известных под именем «известняков плато», и в одинаковых лагуновых или неритовых фациях триаса. Наиболее интересным является нахождение в Люване вдоль Баошаньской зоны² свиты Намяю Шаньского плато. Как это хорошо известно, намяюские, или люваньские, красные слои содержат горизонты морских отложений, из которых была собрана среднеюрская (батская) фауна моллюсков. Спорадически встречаясь на Шаньском плато, юрские отложения залегают, повидимому, согласно на более древних отложениях. Установлено, что послепермские и доюрские движения в Шаньских штатах (Бирма) были по своей природе эпейрогеническими или синорогеническими и происходили между отложением известняков Верхнего плато и образованием рэтских слоев Напенга. Сильная складчатость проявилась

¹ Н. С. Wang, Geological reconnaissance from Paoshan to Mitu, western Yunnan, „Contributions Nat. Univ. Peking“, No. 2, 1942.

² J. Coggin-Brown, Contributions to the geology of the Province of Yunnan in western China, 9. The brachiopod beds of Liu-wun and related formations in the Shan States and Indo-China, „Records Geol. Surv. India“, 71, pt. 2, 170–216, 1936.

позже юры, вероятно, в конце мела¹. Такая же тектоническая история отмечается и в Баошаньской зоне.

Баошаньская зона, вероятно, охватывает весь юго-западный угол Юньнаня, включая районы Панхун и Монай с их известными свинцово-серебряными месторождениями, к востоку от которых Меконгская метаморфическая зона прослеживается по всему пути от Юньсяня до Лантсансяня и далее на юг до Цзялисяня и Фохайсяня. Далее на юг гнейсы и граниты той же самой зоны, как это показано на «Геологической карте французского Индокитая», снова появляются по Меконгу на границе Сиам-Лаос. В северном Сиаме метаморфические сланцы вместе с гранитами и порфирами залегают около Цзянсена² и в районах западнее его. Не исключена возможность, что они представляют собой самое южное продолжение той же самой зоны. Таким образом, Меконгская метаморфическая зона, имея различную ширину, может быть прослежена по долине Великой реки от северо-западного Юньнаня вниз до Сиам на протяжении восьми градусов по долготе.

Мезозойская зона западного Юньнаня, как уже установлено, соединяется с мезозойской зоной центрального Юньнаня в округах Мэнхуа и Миду, откуда она продолжается, может быть в виде непрерывного пояса, по направлению к южному Юньнаню. Здесь работники китайской геологической службы³ наблюдали широкое развитие триасовых красных слоев, которые особенно распространены в округах Пуэр и Сцзумао. В некоторых местах среди «красного плато» возвышаются известняковые хребты, которые представляют собой остаточные горы, протыкающие красный покров. В западной части верхнего Лаоса, между реками Меконг и Нам-Ху, красные слои также имеют значительное развитие. Это индосинийские породы, возраст которых варьирует от вестфаль-стефанского до мелового. Красные слои центрального и южного Юньнаня и индосиниды Индокитая, вероятно, принадлежат к одной и той же стратиграфической толще.

Кристаллическая зона Красной реки. Мезозойская зона южного Юньнаня граничит на востоке с прямолинейным хребтом, протягивающимся с северо-запада на юго-восток. У китайских географов он носит название Айлаошань. Хребет сложен гранитами и гнейсами предположительно архейского возраста. Следуя параллельно Красной реке, кристаллическая зона продолжается в Тонкин, где она известна под именем массива Фаң-Си Тан.

¹ H. L. Chhibber, *Geology of Burma*, 1934.

² B. Högbom, *Contributions to the geology and morphology of Siam*, „Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala“, 12, 1913—1914.

³ Неопубликованные данные.

Большой сброс, проходящий почти точно по течению Красной реки, отделяет зону от яньшанид левого берега реки. На небольшом расстоянии от этой зоны и грубо параллельно ей доявляется второй кристаллический комплекс, котрый протягивается вдоль Черной реки, и поэтому рассматриваемая зона может быть названа *кристаллической зоной Черной реки*. Залегая главным образом в пределах Индокитая, зона эта резко обрывается у южного Юньнаня. Кристаллическая же зона Красной реки продолжается далее, до самого Цзиньдуна, и, вероятно, исчезает там под красными слоями центрального Юньнаня. Вопрос о том, соединяется ли зона Красной реки под красными слоями с Кам-юньнаньской осью или с Цаншаньской зоной, является проблемой, заслуживающей специального изучения.

Геосинклиналь Тетиса и каракорумские яньшаниды Юньнаня

Выше мы указали на вероятность продолжения каракорумских складок в район Джекундо-Чамдо. Простираясь сначала на юго-восток, а затем на юго-юго-восток и следуя главным горным хребтом, складки Джекундо-Чамдо протягиваются, повидимому, по направлению к Бадану, Яньцину и Адуньцзы и, наконец, соединяются со складками северо-западного Юньнаня; последние захватывают зону известняков Цзиньшацзяна, Цаншаньскую и Мезозойскую зоны. Таким образом, рассматривая только основные структурные линии, мы неизбежно должны прийти к заключению о том, что западный Юньнань включается в каракорумские яньшаниды¹. В стратиграфическом отношении также имеется сходство между Каракорумом и западным Юньнанем. На это сходство указывает и образование мощной толщи верхнепалеозойских, вероятно в основном пермских, известняков и наличие в обоих районах типичного альпийского триаса. Широко развитые красные слои западного Юньнаня частично представлены опять-таки в Каракоруме, где они переслаиваются с другими триасовыми и меловыми породами. Преимущественно неморской характер юньнаньских красных слоев можно объяснить тем, что поздние варисские и индосинийские движения происходили в Юньнане главным образом вдоль Кам-юньнаньской оси и что поэтому морской бассейн был мелководным и частично высыхал, в то время как в Каракоруме еще преобладали типичные геосинклинальные условия. Обнаруженная морская юра в Баошаньской зоне показывает, что западный Юньнань был наиболее вероятным местом нахождения Тетиса,

¹ Для яньшанид, возникших на месте геосинклинали Тетиса, можно предложить термин „каракорумиды“.

поскольку во всех других областях Китая, за исключением Гонконга, морская юра полностью отсутствует. В этом свете Цаншаньская кристаллическая зона в пермском и триасовом морях Тетиса должна была представлять хребет суши, такой же как и хребет Ладак или Мустаг-Каракорум в Прото-Каракоруме. Действительно ли можно сравнить этот хребет с Ладаком или Нянчанданлой — сказать сейчас нельзя. Подобное сопоставление явится объектом работ будущих исследователей.

Теперь следует рассмотреть вопрос о возрасте складчатости западного Юньнаня. Очевидно, складчатость произошла в послепермское время, поскольку в складчатость вовлечены люваньские слои, которые залегают согласно на более древних осадках. Неудачи в поисках несомненных меловых и нижнетретичных осадков в западном Юньнани, а также и на Шаньском плато¹ делают весьма затруднительным более точное определение верхнего возрастного предела складчатости. Действительно, многие геологи считают, что западный Юньнань относится к гималаидам. На основании того, что мощные эоценовые отложения верхней Бирмы² (мощность которых варьирует от 7 000 до 10 000 м) являются по природе своей флювиальными и дельтовыми и что базальные конгломераты эоцена (конгломераты Пуан-ги) состоят из обломков кристаллических сланцев и гнейсов, мы делаем вывод, что районы современных Ассамских Гималаев и кристаллического массива западного Юньнаня представляли собой высокие горы еще до наступления третичного периода. Другими словами, западный Юньнань был собран в складки до эоцена, и, таким образом, эта складчатость, вероятно, относится к яньшаньскому циклу. Такое же заключение было сделано геологами, работавшими в Бирме, которые считают, что и Шаньское плато и хребет Аракан-Нага являются верхнемеловыми горами. Баошаньская зона, Шаньское плато и мезозойская зона западного Юньнаня являются яньшаньскими новыми складками (альпинотипными), а Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс относится к складкам фундамента. Меконгская метаморфическая зона должна быть изучена более детально. Отсутствие седиментационного контакта между кристаллическими сланцами Меконга и примыкающими к ним палеозойскими породами с органическими остатками допускает возможность того, что эти кристаллические сланцы и гнейсы имеют не кембрийский, а палеозойский и, может быть, даже мезозойский возраст. Нахождение несомненного триаса в Меконгской зоне около Ланьбина ясно указывает на правильность этого

¹ Проблематические меловые ископаемые, найденные в красных слоях Калау, оказались неорганического происхождения.

² H. L. Chhibber, *Geology of Burma*, 1934.

предположения. Метаморфизм базальной части триасовых красных слоев, которые, повидимому, согласно лежат на синийских (?) породах около Луши, как это видел Ван¹, дает еще одно подтверждение. Известно, что региональный метаморфизм захватывает главным образом срединную часть геосинклинальных горных хребтов, и если западный Юньнань представляет собой геосинклинальную складчатую область Тетиса, то весьма возможно, что этот район является зоной с региональным метаморфизмом. Таким образом, метаморфические зоны Меконга хорошо параллелизуются с Пеннинской зоной Альп², а сбросы, наблюдающиеся между Меконгской зоной и зоной Баошаня, могут быть надвигами или шаррижами. Более того, Баошаньская зона может параллелизоваться с областью Гельветид. Каким бы условным ни показалось это предположение, оно тем не менее заслуживает серьезного изучения в будущем.

Об отсутствии так называемой «Юньнаньской дуги»

Согласно Депра³ в Юньнани господствуют два структурных элемента: Меконгский узел и «Юньнаньская дуга». Меконгский узел охватывает хребты западного Юньнана, в том числе Цаншаньскую зону и кристаллическую зону Красной реки; «Юньнаньская дуга» располагается в центральном Юньнани и имеет вершину, обращенную на юг, и восточную и западную ветви, протягивающиеся соответственно в восточный Юньнань и в район верхнего течения реки Цзиньшацзяна. Допуская существование Меконгского узла, структура которого была здесь обрисована, мы должны категорически заявить, что идея о Юньнаньской дуге является неприемлемой. Если бы такая дуга действительно существовала, то мы обнаружили бы большое сходство не только в структуре, но и в стратиграфии обеих ее ветвей. Подобного сходства, однако, не наблюдается. Мы видели, что в обширной области, протягивающейся от самого южного конца большой излучины реки Цзиньшацзяна до долины Красной реки, преобладают синийские и архейские породы. Западная ветвь дуги сложена зоной палеозойских известняков верховьев реки Цзиньшацзяна и другими осадочными породами, залегающими далее к востоку. Совершенно непостижимо, каким образом подобного рода складчатая зона может пройти через центральный Юньнань для соединения с восточной ветвью, так как там для нее совершенно не остается места. Более того,

¹ Н. С. Wang, Geological reconnaissance from Paoshan to Mitu, western Yunnan, „Contributions Nat. Univ. Peking“, No. 2, 1942.

² А. Heim, Geologie der Schweiz, 2, pt. 2, 1922.

³ J. Depret, Étude géologique de Yunnan oriental, pt. 1, Géologie générale, „Mem. Serv. Géol. Indochine“, 1, 1912.

известняковая зона верховьев Цзиньшацзяна относится к варисцидам, а складки восточного Юньнаня являются яньшаньскими. Таким образом, оказывается, что две ветви одной и той же дуги различаются по возрасту. Что касается стратиграфии, то я должен сказать, что фации западной ветви дуги резко отличаются от фаций восточной ее ветви. Фации известнякового плато с мощным морским девоном, развитые на западе, отсутствуют на востоке, где девон очень маломощен и, за исключением округа Чуцун, представлен преимущественно континентальными отложениями. Кроме того, ордовик и верхний силур, имеющие хорошее развитие на востоке, не обнаружены на западе. На основании изложенного представляется очевидным, что гипотеза «Юньнаньской дуги» должна быть отброшена. Восточный Юньнань образует неотъемлемую часть тихоокеанских яньшанид, между тем как западный Юньнань представляет собой яньшаньские геосинклинальные складки Тетиса, которые развились вдоль края варисцид восточного Сикана и северной части центрального Юньнаня.

ЯНЬШАНЬСКИЕ СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА В ВАРИСЦИДАХ

Мезозойские движения в Тяньшане отмечались многими исследователями. Недавно, во время маршрута вдоль южного подножья китайского Тяньшаня, я пересек мощную толщу мезозойских красных слоев, непосредственно следующую за юрскими угольными пластами. Именно в этих красных слоях, около Куча́ и севернее Аксу, мною и моими коллегами были обнаружены два крупных несогласия. Одно находится между угольными пластами, верхние части которых представлены красными песчаниками и токлакской свитой, состоящей из тех же красных песчаников и глинистых сланцев с гипсом. Второе несогласие располагается между этой последней свитой и красными конгломератами свиты Кеч-угозей-таг. На красных конгломератах несогласно залегают огромная толща песчаников и глинистых сланцев, относящихся к формации Куча́ (Нурин), возраст которой принимается как эоцен-плиоценовый. Таким образом, в Тяньшане имеются три несогласия, соответствующих трем фазам яньшаньских движений. Однако в поясе северных предгорий Тяньшаня более ранние несогласия отсутствуют (или еще не обнаружены), хотя в районе Вузу существование несогласия, находящегося ниже формации Куча́, не может вызывать сомнений. Такие же взаимоотношения должны существовать и в Куэнь Луне. Крупное угловое несогласие было обнаружено в хребте Рихтгофена между триасово-юрскими (?) красными песчаниками и юрскими конгломератами с растительными остатками, которые должны быть отнесены или к верхней юре

или даже к нижнему мелу. В хребте Прохода такое же крупное несогласие находится под яркими красными песчаниками предположительно мелового возраста, как это видно около Циндучина севернее Юнчжансяна. В центральном Ганьсу и в Циньлине юрские угленосные свиты часто обнаруживают сильную складчатость и, таким образом, могут быть резко отграничены от вышележащих третичных отложений. Отсюда совершенно ясно, что яньшаньский орогенический цикл захватил все варисские горные цепи западного Китая, превратив их в складки фундамента, характер и распространение которых определить трудно вследствие существования более сильных и поздних гималайских движений.

В Монголии¹ юрские песчаники (цеценванская свита) повсюду сильно смяты, нарушены сбросами и часто собраны в сжатые складки, между тем как вышележащие меловые и третичные осадки залегают почти горизонтально или только очень слабо нарушены. Будет логично предположить, что полная консолидация Монголии, начавшаяся в варисском цикле, закончилась во время первой фазы яньшаньского цикла, вследствие чего эта область избежала всех последующих тектонических ударов, которые проявились только в слабых синорогенических движениях, выразившихся в виде слабой волнистости эрозионной поверхности Гоби.

¹ С. Р. Berkeley, F. K. Morris, Geology of Mongolia, „Nat. Hist. of Central Asia“, 2, 1927.

Глава VIII

ГИМАЛАЙСКИЙ ЦИКЛ И ГИМАЛАИДЫ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДКИ

Гималайская геосинклиналь и ее орогенические фазы

Располагаясь непосредственно к югу от Каракорума, гималайская геосинклиналь характеризуется морскими отложениями от кембрийского до эоценового возраста. Кроме некоторых местных несогласий внутри палеозоя, последовательность осадочных отложений является почти непрерывной, что можно видеть в типичных разрезах в Кашмире и Спити. Явное несогласие находится ниже перми или пермо-карбона, разделяя, таким образом, всю толщу на две главные группы: дравидскую и арийскую. Арийская группа включает в себя и мезозой — отложения Тетиса Гималаев и Каракорума. Морской эоцен найден только в Гималаях; он имеет широкое развитие в западных Гималаях (нуммулитовые фации) и присутствует также в Сиккиме, в восточной части этой громадной горной цепи. Вдоль подножья Каракорума морские фации замещаются флишем, определение характера и распространение которого дают возможность закартировать гималайско-каракорумскую границу.

В Гималаях, в частности в северном Кашмире, и хребте Пир Панджал различаются три орогенические фазы. Первая находится внутри олигоцена, вторая — в среднем миоцене и третья — в нижнем плейстоцене. Две первые фазы называют *сирмурской фазой*, во время которой образовалась большая часть главных структур Гималаев, включая большие шарриажи. Однако верхнетретичная сиваликская формация (эквивалент альпийских моласс) была смята в складки и надвинута с севера на палеозойские и кристаллические массивы в третью, или сиваликскую, фазу.

Таким образом, в стратиграфическом и структурном отношении, мы рассматриваем Каракорум и Гималаи как две отдельные горные системы. Каракорумская геосинклиналь, будучи смята в складки в верхнемеловое время (каракорумская фаза), была уже обнажена в конце мела, в то время как гималайская геосинклиналь продолжала оставаться под уровнем моря до нижнего олигоцена, когда сирмурские движения превратили ее в систему сложных складок и надвигов. Каракорумская геосинклиналь мигрировала в гималайскую, которая, в свою очередь, мигрировала в уже заполненную впадину долины Ганга.

Гималайские структуры

Главной особенностью Гималайской структуры является центральная, или гималайская, зона, состоящая из кристаллических и метаморфических пород — гранитов, гнейсов и кристаллических сланцев, а также из немых осадочных отложений очень древнего (пуранского) возраста¹. Эти породы слагают высочайшие вершины Гималаев (обычно покрытые вечными снегами), которые господствуют над Тибетским плато, находящимся на севере, и широкими аллювиальными долинами Ганга и Инда, расположенными на юге. Занимая всю долину Брампутры и хребет Кайлас, или Трансгималаи, Северная, или Тибетская, зона состоит из непрерывной серии свит морских отложений, очень богатых органическими остатками и имеющих возраст от самого нижнего палеозоя до эоцена. Южная, или суб-гималайская, зона состоит главным образом из континентальных третичных отложений (сиваликских и муррийских), которыми сложен Сиваликский хребет, или Внешние Гималаи. Эти последние, будучи сильно смятыми и сжатыми, являются тем не менее автохтонными, в то время как центральная зона сложена шарриажми (зона шарриажей), которые надвинуты с севера через Малые Гималаи; Малые Гималаи, в свою очередь, сложены породами доэоценового возраста. Тектонические особенности, характерные для Альп, как, например, окна, клиппены и т. п., встречаются также и в Гималаях, а широкое развитие лежачих складок, свойственных Пеннинским Альпам, имеет место и здесь. Но Гималаи отличаются от Альп отсутствием широкой Гельветской зоны.

Кристаллическая ось Гималаев и ее восточное продолжение

Кристаллические сланцы, граниты и гнейсы центральных Гималаев образуют широкую непрерывную зону, так называемую кристаллическую ось, которая протягивается от Северного Кашмира до Ассама. О возрасте гранитов пока нет единого мнения, хотя некоторые граниты считаются третичного возраста. Что касается залегающих в пределах кристаллической оси кристаллических сланцев и сланцев, не содержащих органических остатков (вайкритская свита, далинская свита, сланцы Симла, свита Бакса и др.), то большинство геологов, работавших в Гималаях, согласно, что они относятся к докембрию. Более того, большую часть этих пород можно параллелизовать с докембрийскими формациями южной Индии (дарварской и пуранской). Чрезвычайно интересно также отметить, что типичные

¹ D. N. Wadia, *Geology of India*, London, 1939.

гондванские слои с *Gangamopteris* залегают в Кашмирских Гималаях, а нижние гондванские слои (дамудская свита) в округе Даржилинг нормально следуют за далинской метаморфической свитой.

На основании этих фактов можно предположить, что кристаллическая ось первоначально составляла передовую часть Гондванского континента, а затем была смята в складки и надвинута в виде шарриажей во время гималайского орогенического цикла. Если это так, то структура Гималаев в корне отличается от Альп, где подобного рода кристаллическая ось отсутствует. В противоположность альпийской геосинклинали гималайская геосинклиналь располагается не в зоне наиболее интенсивной складчатости и развития надвигов, а в тибетской зоне, немного севернее кристаллической оси.

Известно, что кристаллическая ось Гималаев, протягиваясь восточнее округа Даржилинг в Ассам, пересекает реку Дихан. Выше мы показали, что район Зайула сложен в основном гранитами и гнейсами (см. стр. 32), между тем как рекогносцировочная съемка обнаружила широкое развитие кристаллических сланцев и гранитов между Садия и Форт Хертц. Следовательно, кристаллическая ось должна повернуть на юго-восток, к этому последнему пункту, и становится ясным, что она фактически переходит в Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс. Этот вывод очень важен, поскольку совершенно очевидно, что если кристаллическая ось переходит в Юньнань-Бирманский комплекс, то все гималайские структуры продолжают в Бирму. Тем самым исключается гипотеза Кропоткина, Грегори и Кингдон-Уарда, согласно которой Гималаи продолжают на восток в собственно Китай.

Ассамский синтаксис

Допуская гипотезу о резком изгибе Гималайской зоны, меняющей широтное направление на меридиальное, сравним структуру Гималаев со структурой западного Юньнана и Бирмы. Если кристаллическая ось является частью Гондваны, то точно так же и Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс должен рассматриваться как составной элемент гондванского континента. Подобное воззрение обосновывается сходством кристаллических сланцев и гнейсов Юньнань-Бирманского кристаллического комплекса с архейскими породами полуострова Индостан. Краевые сбросы вдоль западной границы Шаньского плато естественно параллелизовать с надвигами Гималайской зоны, от которых все же они довольно сильно отличаются. Это различие происходит в результате более слабого тангенциального давления, действовавшего от Шаньского плато к Централь-

ной Бирме. Огромную толщу осадочных неметаморфизованных пород Шаньского плато можно параллелизовать с такой же толщей Кашмира и Спити, хотя между ними тоже имеется существенное различие, особенно в палеозойских формациях. Больше всего бросается в глаза отсутствие в западном Юньнани гималайского мела и эоцена, однако здесь это может объясняться широким развитием яньшаньской складчатости. Тетис-гималайская геосинклиналь, будучи на западе более широкой и развитой вполне нормально, не утратила геосинклинального режима в течение мела и эоцена, в то время как узкий морской пролив западного Юньнана оказался осушенным в результате роста мощных яньшанид. Таким образом, в мелу и эоцене гималайская геосинклиналь приобрела форму залива, открытого только на западе; иными словами, ортогеосинклиналь стала парагеосинклиналью.

На основании вышеприведенных соображений представляется весьма вероятным, если не достоверным, что так называемый «Ассамский синтаксис» действительно существует. Этот синтаксис является еще более интересным, чем Джелумский синтаксис западных Гималаев, потому что он имеет большие масштабы и еще более отчетливо характеризуется непрерывным поясом жестких кристаллических сланцев. Поскольку Каракорумские яньшаниды, подобно варисцидам западного Сикана или восточного Тибета, не только сгруппированы вместе, но и принимают дугообразную форму, более или менее сходную с Ассамским синтаксисом, можно сделать вывод, что вся эта огромная структура уже существовала в мезозойское время, а возможно, даже еще раньше.

Горы Аракан-Нага и их взаимоотношения с Гималаями

Меридиональная гряда гор Аракан-Нага западной Бирмы сложена преимущественно морскими меловыми формациями, смятыми в позднеяньшаньское время в серию более или менее параллельных сжатых складок. Эти складки образуют род антиклинория, осевая зона которого сложена морским триасом, известным под именем осевой свиты.

В триасе и в нижнемеловое время район Аракан-Нага, повидимому, являлся геосинклиналью, которая должна была иметь сообщение с Тетисом. Вследствие существования гималайской докембрийской кристаллической оси представляется совершенно вероятным, что геосинклиналь Аракан-Нага занимала главную часть геосинклинали Тетиса. Вероятнее всего, она была рукавом последней, то есть имела эпиконтинентальный характер, представляя собой погруженную часть Гондваны. В эоцене и верхнетретичном времени горы Аракан-Нага представляли

полосу суши, или полуостров, окруженный заливами. На востоке располагался Бирманский залив, а на западе — Ассам-Бенгальский залив. Эти заливы представляли собой парагеосинклинали; в них с эоцена до конца третичного времени продолжалась морская седиментация. На севере морские осадки целиком замещаются флювиальными и дельтовыми образованиями, представляя отложения пород, которые вымывались реками, берущими начало в высоких Гималайских горах.

СКЛАДКИ ФУНДАМЕНТА

Складки фундамента тяньшаньского типа

Во время гималайского орогенического цикла каракорумские складки были, повидимому, омоложены. В западном Куэнь Луне де Терра выделил четыре фазы третичных движений, из них две первые являются наиболее важными. Благодаря этим движениям третичные отложения, залегающие вдоль северного подножья Куэнь Луны, не только смялись в складки, но на них оказались надвинутыми юрские и даже более древние слои, причем надвигание шло от Таримского бассейна. В то время как складчатость варисцид и яньшанид является складчатостью фундамента, третичные складки не могут рассматриваться ни как складки фундамента, ни как покровные складки. Они образуют собой тип структур, совершенно подобных сиваликским складкам суб-Гималайской зоны, которые можно назвать складками подножий. В районах, где третичные отложения необычно мощны, складчатость подножий можно сравнить с парагеосинклинальной складчатостью. Во время гималайского цикла в Тяньшане были образованы как складки фундамента, так и складки подножий. В варисских складках Тяньшаня, которые в поздне-мезозойское время были размыты почти до основания, к концу мела произошла сильная складчатость, продолжавшаяся еще в нижне- и верхнетретичное время. В результате пенеплен, сложенный варисскими структурами, оказался до такой степени перебитым и смятым, что стал почти неузнаваемым. Разломы, ограничивающие блоки, представляют собой крутые взбросы, часть которых приводит к надвиганию палеозойских метаморфических пород на третичные песчаники. В то время как в более или менее консолидированных варисцидах преобладает «блоковая складчатость», или, правильнее, «глыбовые надвиги», меловые и третичные отложения подножий смяты в антиклинальные и синклинальные складки, оси которых почти параллельны фронту Тяньшаня, обычно совпадающему с крупным разломом. В южном поясе отложений подножий некоторые складки сжаты очень сильно и взбросы, параллельные осевым плоскостям антиклиналей, представляют нормальное явление. Движения по этим

взбросам как в северном, так и в южном поясе отложений подножий направлены всегда от Тяньшаня. Во многих местах можно наблюдать, что слои гравия в нижних горизонтах нижнего плейстоцена (?) (гравий Сю, который соответствует верхней части формации Куча́, выделенной Норином) лежат несогласно на плиоценовой формации Куча́ и смяты в широкие антиклинали и синклинали. Таким образом, существование двух периодов движений, одного доплейстоценового и второго верхне- или среднеплейстоценового, можно считать установленным. Близ Куча́ формация Куча́ состоит из песчаников и глинистых сланцев общей мощностью не менее 5 000 м и образует крутые антиклинали, которые протягиваются на запад приблизительно на 120 км. Эти антиклинали представляют собой складки подножий геосинклинального масштаба. Геосинклинальные складки подножий также развиты между Алайским и Заалайским хребтами, где меловые и нижнетретичные (частично морские) отложения образуют узкую зону, продолжающуюся далее к востоку по направлению к Кашгару. Другие складки подножий обнаружены в бассейне Или и в Турфанской депрессии. В последнем районе антиклиналь Тус-дага или Огненных гор, сложенная красными отложениями формации Куча́, по ее южному краю взброшена в южном направлении. Именно это нарушение и определяет границу «тяньшаньского грабена», названного так Зюссом.

Складки фундамента тяньшаньского типа характерны и для Наньшаня. Блоковая складчатость здесь также сводится к образованию блоковых структур, ограниченных взбросами. Плоскости взбросов видны в основном на северной стороне хребта Рихтгофена, вдоль которого также развит типичный пояс отложений подножий. В складках подножий довольно часто встречаются структура «антиклинали в антиклинали» (anticline-in-anticline) и весьма обычны взбросы и надвиги. Так же как и в поясах отложений подножий Тяньшаня, в Наньшане отмечено два периода значительных плио-плейстоценовых движений, причем наиболее юные движения, как это можно наблюдать в Шихьюэ около Сучжоу, затронули даже верхне- или среднеплейстоценовые террасы (слабо искривление). Между Ланьчжоу и Юнтенянем вдоль южного подножья восточного Наньшаня широко развиты красные слои третичного возраста (ганьсуйская свита), которые также собраны в более или менее правильные складки, параллельные варисцидам; их можно назвать южными краевыми складками Наньшаня, и они, возможно, продолжаются на восток и юго-восток в хребет Любаньшань. Любаньшаньский хребет, вытянутый в меридиональном направлении, сложен меловыми и третичными красными слоями (любаньшаньская и ганьсуйская свиты), чрезвычайно сильно складчатými и, возможно, перебитыми взбросами. Эти складки, ограниченные с востока

Ордосской платформой, а с запада Лунсийским массивом, не имеют характера краевых складок подножий. Они образуют особый род покровных складок, которые можно назвать складками *любаньшаньского типа*. Так как ганьсуйская и дзаобийская¹ свиты — обе миоплиоценового возраста — вовлечены в складчатость, то главные орогенические движения должны были произойти в конце плиоцена или в нижнем плейстоцене (луншаньские движения в понимании Вона²). Вместе с наньшаньскими складками подножий, Любаньшань представляет собой самый молодой горный хребет в собственно Китае.

Складки фундамента тяньшаньского типа снова встречаются в Циньлиншане. Блоковые структуры со взбросами здесь являются правилом и лучше всего видны вдоль края Хойсяньского бассейна в южном Ганьсу. Согласно Йе³, вокруг этого бассейна имеет место интенсивное развитие надвигов, обладающих иногда пологими углами падения. В результате этих надвигов палеозойские породы лежат на отложениях бассейна, представленных хойсяньской свитой верхне-третичного возраста (?). Эта последняя только слабо нарушена и не образует ясных покровных складок.

Складки фундамента киргизского типа

Блоковые структуры с надвигами преобладают в хребте Прохода западного Ганьсу, но по сравнению с Тяньшанем они имеют здесь очень слабое развитие. Во многих случаях хорошо сохранилась пенепленизированная поверхность варисцид, которую можно без труда распознать и закартировать. Кое-где эта поверхность располагается совершенно горизонтально, будучи только слегка приподнятой над уровнем окружающей равнины. В других местах она слабо наклонена, причем угол наклона достигает местами 20°. Часто можно наблюдать отдельные участки пенеплена, приподнятые в виде столовых гор на высоту 400—500 м. Судя по моим личным наблюдениям, горсты здесь редки и блоковые горы в большинстве случаев образовались благодаря односторонним взбросам. Направление взбрасывания является, без сомнения, односторонним, но порой оно идет на север, а порой — на юг. Эффектные блоки, ограниченные взбросами с хорошо сохранившейся пенепленизированной поверх-

¹ C. C. Young, M. N. Bein, T. H. Mi, Some geologic problems of the Tsinling, „Bull. Geol. Soc. China“ 23, Nos. 1—2, 1943.

² W. H. Wong, Crustal movement and igneous activities in eastern China since Mesozoic time, „Bull. Geol. Soc. China“, 6, No. 1, 1927.

³ L. T. Yeh, S. C. Kwan, The nature of the Lungshan movement in eastern S. Kansu, „Bull. Geol. Soc. China“, 22, Nos. 3—4, 1942.

ностью, встречаются в Саньвэйшаньском хребте, между Аньси и Дуньхуаном, где во многих местах наблюдаются настоящие тектонические контакты. Весьма вероятно, что такая же тектоническая структура имеет место в Бейшане и, возможно, в восточном Курук-таге. Широкое распространение блоковых структур в Пограничной Джунгарии также указывает на то, что они относятся к киргизскому типу. «Нормальные» сбросы, которые типичны для монгольского Алтая, могут оказаться взбросами. Если это так, то и алтайские горсты с их хорошо сохранившейся неплененизированной поверхностью должны быть отнесены к тому же типу складок фундамента. Полная консолидация, объясняемая своим происхождением широкому развитию архейских (?) гнейсов и более поздних гранитов, должна придавать этим структурам иной характер.

Складки фундамента в Юньнани

Как известно, преобладающими структурными формами в Юньнани являются сбросы, которые развиты особенно хорошо в восточной части этой провинции. Они обычно являются нормальными сбросами и имеют меридиональное простирание. Это наводит на мысль, что поскольку озера восточного Юньнана вытянуты в том же направлении, то они представляют собой тектонические впадины; однако подобное предположение подтверждается лишь частично. Например, самое значительное юньнаньское озеро, Куньмин, не могло образоваться в результате одних только сбросов; складчатость, несогласия и дифференциальная эрозия, повидимому, способствовали возникновению этого озера. На Юньнаньском плато были также обнаружены плиоценовые озерные бассейны, заполненные осадками, включающими мощные слои лигнитов. Иногда эти древние озера совпадают с современными озерными бассейнами, но порой они располагаются в стороне от последних. Лигнитовые слои, как правило, перебиты сбросами и умеренно наклонены. Это указывает на то, что сбросовые нарушения происходили после плиоцена. В округах Лунань и Чуцин нижнетретичные красные слои с органическими остатками несогласно перекрываются плиоценовыми отложениями, а сами красные слои сильно нарушены и перебиты сбросами, особенно сильно развитыми вдоль края бассейна. Отсюда становится очевидным, что в Юньнани происходили сильные олигоцен-миоценовые нарушения, за которыми следовали движения, возможно нижнеплейстоценового возраста. Вероятно также, что большинство (если не все) известных сбросов образовалось во время гималайского орогенического цикла. Те же особенности тектонической истории отмечаются и в южном Сикане,

Складки фундамента и покровные складки в собственно Южном Китае

В Южном Китае широко распространены красные слои третичного возраста. Особенно интенсивно они развиты в провинциях Хунань, Цзянси и Хубэй. Они представлены яркочерными песчаниками и глинистыми сланцами, часто с отчетливо видимыми базальными брекчиями. Знаменательным является наличие в них отложений гипса и соли. Полимиктовый и местный характер гальки, которой сложена брекчия, безошибочно указывает на ограниченное развитие этих красных слоев, которые должны были отлагаться в более или менее изолированных межгорных бассейнах различной величины. Однако многие из этих «красных бассейнов» ориентированы в северо-восточном или северо-северо-восточном направлении, что особенно резко выражено в Цзянси и Хунани. Это структурное направление является преобладающим, и весьма вероятно, что красные слои были отложены потоками, которые в общем текли на северо-восток. Наличие гипса и соли является дополнительным подтверждением озерного происхождения этих отложений. Следовательно, можно сделать вывод, что в нижнетретичное время в рельефе Южного Китая преобладающей особенностью были межгорные озерные бассейны и широкие аллювиальные равнины, располагавшиеся согласно с яньшаньскими складчатыми структурами. В средне-третичное или олиго-миоценовое время эта обширная территория была захвачена гималайскими движениями, в результате которых красные слои были сдавлены окружающими их яньшанидами и слабо консолидированные красные песчаники оказались нарушенными и смятыми в складки. Настоящая складчатость наблюдалась в Хэнъянском бассейне, а также в Бинши в северном Гуандуне, где красные слои часто отделены от более жестких образований крутопадающими взбросами. Плейстоценовые движения, характерные для Юньнани и западного Китая, здесь или отсутствуют, или ощущаются чрезвычайно слабо; плейстоценовые озерные отложения (юннинская свита) там, где они развиты, не обнаруживают заметных дислокаций и лежат горизонтально.

Блочные структуры Северного Китая; шаньдунский тип

Структура западного Шаньдуна характеризуется широкими слабыми складками, разделенными крупными сбросами с последующими поднятиями. Здесь развиты две системы сбросов. Первая система, преобладающая в юго-западном Шаньдуне, имеет северо-восточное направление. Вторая,— простирается почти меридионально и прослеживается далеко к северу.

Тань¹ считает, что меридиональная система возникла в результате горизонтальных перемещений или складок разрыва, в то время как система сбросов северо-восточного направления связана с вертикальной, или нормальной, складчатостью. Далее Тань отмечает: «Сбросы и складки, которые играют важную роль в структуре Шаньдуна, образовались благодаря разломам в пологих складках». Мы знаем, что образование пологих складок означает не что иное, как проявление складок фундамента, и что сбросы следует считать следствием складчатости. Существование параллельных и гравитационных сбросов, таким образом, отрицается и самим Танем. В будущем необходимо определить, имеются ли в Шаньдуне сбросы типа Рейнского грабена. Если ответ будет утвердительным, тогда Шаньдун должен представлять совершенно отличный тип структуры. Лично я склонен рассматривать известные шаньдунские сбросы как особый род проявления складчатости фундамента. Сбросы имеют послеолигоценовый, вероятно, олиго-миоценовый возраст.

Блоковые структуры шаньдунского типа развиты в Шаньси и Шэньси. Обычно принято говорить, что долина реки Фэньхэ имеет структуру грабена; так же рассматривается и долина реки Вэйхэ. Мы обычно считаем, что структура грабена характеризуется нормальными сбросами, но это положение нуждается в критическом рассмотрении. Тот факт, что в Циньлиншане в третичное время образовались складки фундамента (см. стр. 104), свидетельствует о том, что северный фронт этого хребта представляет собой взброс. Можно ожидать, что южнее Бэйшаня, до района, расположенного севернее «грабена» Вэйхэ, будут развиты такие же взбросы. Некоторые исследователи считают, что сбросы Вэйхэ имеют четвертичный возраст, однако ненарушенный характер террас, сложенных красноватой глиной и лёссом и прослеживающихся от подножья Циньлина в консеквентные долины реки Вэйхэ, опровергает этот вывод².

Хинганская линия и связанные с ней структуры

Рихтгофен первый указал на существование в восточном Китае крупной зоны нарушений, которая протягивается от восточной границы Большого Хингана на юг и юго-запад до подножий Тайханшаньского хребта и далее до Ичана в западном Хубэе. Он назвал эту крупную структуру *хинганской линией* и установил, что области, расположенные западнее этой линии, приподняты по отношению к областям, находящимся восточнее ее.

¹ Н. С. Тан, New research on the Mesozoic and early Tertiary geology of Shantung, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 5, pt. 2, 1923.

² Y. T. Chao, T. K. Huang, Geology of the Tsinlingshan and Szechuan, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 9, 1931.

Последующие исследователи рассматривали западную, приподнятую часть как геоантиклиналь, а восточную, опущенную — как геосинклинальную депрессию. Затем северо-северо-восточное простирание (СВ 20°) было принято в качестве преобладающего структурного направления восточного Китая. Это так называемое «неокатазиатское направление». Рассмотрим эти данные.

Существование сбросов северо-северо-восточного направления, следующих вдоль Большого Хингана, было подтверждено новейшими наблюдениями¹. Однако нет необходимости считать, что эти сбросы продолжают к югу. Наоборот, Тейяр де Шарден², отметив существование вдоль южного Хингана в Жэхэ складок северо-восточного простирания, не смог обнаружить следы хинганской линии в этом районе. Далее к югу, вокруг «бухты Пекина», преобладающее развитие имеют структуры северо-восточного направления, и детальное картирование не установило здесь северо-северо-восточных сбросов³. Вдоль Тайханшаня Уиллис и Блеквелдер⁴ наблюдали широкую моноклинальную флексуру, и, хотя в южном Тайханшане сбросы имеют развитие, они, как отметил Рихтгофен много лет назад, быстро поворачивают на юго-запад и затем на запад. Далее к югу предполагаемая линия сбросов должна пройти через покрытое аллювиальными отложениями Наньян-Сяньянское ущелье, но каким образом она пересекает северо-западные структуры Цзиньшаньского и Тайхуншаньского хребтов — пока неизвестно. Продолжение хинганской линии в западную Хунань подтверждается наличием в этом районе взбросов северо-северо-западного направления. Совершенно очевидно, что эти взбросы не пересекают ни восточно-юго-восточных структур Цзяннанин, ни непрерывных яньшаньских складок северо-восточного направления на хубэй-хунаньской границе. На основании приведенных данных я могу решительно заявить, что так называемая хинганская линия не выражается здесь ни непрерывной зоной сбросов, ни непрерывной зоной складок. Здесь мы имеем дело не со сбросами или складками, а с широкими волнообразными формами Большой Хинган является огромной приподнятой структурой, состоящей из пологих волнообразных складок; Тайханшань и плато Шаньси образуют вторую такую структуру, а район Ущелий Янцзы — третью. Выравнивание этих приподнятых волнообразных структур приводит к общей структуре геоантиклинали,

¹ E. E. Ahnert, *Morphologische und geotektonische Skizze des russischen fernen Ostens und Nordmandschuriens*, „Proc. 3rd Pan-Pacific Science Congress“, 1, Tokyo, 1926.

² Teilhard de Chardin, *A map of the younger eruptive rocks in China*, „Bull. Geol. Surv. China“ No. 30, 1937.

³ L. F. Yih, *Geology of Hsishan or the Western Hills of Peking*, „Mem. Geol. Surv. China“, ser. A, No. 1, 1920.

⁴ D. Willis, E. Blackwelder, „Research in China“, 1, 1907.

а опущенные структуры этого типа, находящиеся на востоке, естественно, становятся областями накопления осадков. Столь большой масштаб дифференциальных движений этого типа является хорошим примером эпейрогенических движений¹. Рассмотрим их причины.

Существование структуры, известной под названием хинганской линии, объясняется, во-первых, стремлением земной коры к изостатическому равновесию и, во-вторых, сильным тангенциальным сжатием, которое проявилось в форме складчатости фундамента. Без сомнения, такие изостатические движения играли определенную роль в образовании данных структур, но они не были главными и не имели особо большого значения. Главным контролирующим фактором было тангенциальное сжатие. Хорошо известно, что плато Шаньси было пенепленизировано до основания в верхнемеловое время, когда вершина Утайшаня, имеющая теперь абсолютную высоту 3 000 м, находилась почти на уровне моря. Вероятно также, что этот пенеплен протягивался к границе Монголии и даже дальше на север, в район Большого Хингана. Так как этот пенеплен находился в изостатическом равновесии с прилегающими областями, то было бы совершенно невероятно, чтобы он сам по себе начал подниматься. Несомненно, поднятие началось благодаря тангенциальному сжатию и пенепленизированный блок или блоки по мере подъема подвергались воздействию агентов эрозии, что должно было автоматически вызвать положительные изостатические движения: Следовательно, на более поздних стадиях развития структуры тангенциальное сжатие происходило одновременно с изостатическими движениями и ускоряло поднятие пенеплена. Можно предположить, что погружение северо-китайской равнины явилось также результатом совместных действий сжатия, волнообразного опускания и изостатических сил. В общем развитие структуры хинганской линии является типичным примером эпейрогенических движений. Эта структура представляет собой эмбриональную форму складок фундамента, на примере которых можно видеть, что орогенез переходит в эпейрогенез. Эти две формы тектонических движений отличаются друг от друга не качественно, а только количественно. Происхождение и развитие эпиконтинентальных областей и парагеосинклиналей объясняется таким же образом, и отсюда становится очевидным геосинклинальный характер долинных впадин северо-китайской равнины, Чжилийского залива и равнины реки Ляо. Хотя эти впадины еще не могут быть названы настоящими геосинклиналями, они, несомненно, являются геосинклиналями в начальной стадии своего развития.

¹ H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, 1924.

Глава IX

ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОТЕКТОНИКА

Обрисовав распространение главных тектонических форм Китая как во времени, так и в пространстве, их сложные структуры и взаимоотношения, попытаемся объяснить их историю и последовательное развитие на протяжении геологического времени, как будто мы видим рост гор, трансгрессии и регрессии морей в живых картинах. Быть может, в настоящее время такая попытка покажется претенциозной, но она позволит лучше уяснить всю проблему в целом.

Данные о досинийских породах настолько скудны, что еще невозможно расшифровать длительную архейскую и утайскую историю Китая. И так как данных по синийскому периоду¹ столь же мало, мы решили начать наше описание с кембрия.

КИТАЙ В КЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ

Кембрий, если иметь в виду горообразовательную деятельность, был периодом спокойствия. В Южном и Северном Китае преобладало отложение осадков в платформенных или мелких морях, и только на северо-западе, вероятно, происходило образование геосинклинальных осадков. В Южном Китае нижнекембрийское море с его фауной *Redlichia sinensis* двигалось с юга; сначала оно вторглось в Юньнань и Гуйчжоу и вскоре распространилось по всей платформе Янцзы, на которой отложились нормальные кластические осадки в виде шибайских глинистых сланцев. Вскоре после углубления морского бассейна стали отлагаться и известковые осадки (ичанские известняки) с типичной археоциатовой фауной. Это была *янцзыйская трансгрессия*. В Северный Китай море пришло немного позже, и типичные морские условия там начали преобладать только со среднего кембрия, когда в открытом, но мелком море формировались известняки. Эту трансгрессию можно назвать *хуанхэйской*. Моря

¹ В Центральном и Северном Китае синийские отложения, представленные преимущественно морскими известняками, почти всегда сопровождаются кембрием. Широкое развитие тиллитов в синийских отложениях Центрального и юго-западного Китая, однако, отличает их от всех палеозойских формаций.

Северного и Южного Китая должны были сообщаться между собой, вероятно, около восточной оконечности Циньлин-Хуайянского массива, который их разделял. Один из рукавов этих территорий протягивался в Корею и, возможно, далее на север, на территорию советского Дальнего Востока. Шаньдун и Ляодун тогда представляли собой полуостров, который отделял Северный Китай от Корейского залива. На севере уже существовала ось внутренней Монголии, которая была источником терригенного материала для отлагающихся морских осадков. Такие же массы суши или горные хребты существовали и в Южном Китае. Наиболее значительными из них являлись Кам-Юньнаньский массив в Прото-Цзяннани. Море, очевидно, проходило между этой последней и Прото-Катазней или же этот район должен был быть зоной аллювиальной равнины или бассейном озерной седиментации.

На северо-западе геосинклинальные условия преобладали в Тяньшане, и тяньшаньская геосинклиналь, граничащая на юге с Сериндией, вероятно, имела сообщение с Северным Китаем через Наньшань. На крайнем севере обширная Сибирская платформа была целиком покрыта морем, а Забайкалье и Саяны представляли собой другую геосинклиналь. Такое же распределение моря и суши, вероятно, сохранилось и в ордовикском периоде. В Северном Китае продолжали формироваться мощные известковые осадки (бейлинцзыйские и мацзякоуские известняки), в то время как в Южном Китае море явно мелело и здесь отлагались только сравнительно маломощные песчано-глинистые осадки. Барьер суши, находившийся между Северным и Южным Китаем, стал совершенно непроницаемым, о чем свидетельствует различие фауны. Северная фауна характеризовалась *Actinoceras* (бореальная фауна), а южная — *Orthoceras (Sinoceras)*. Ко времени верхнего ордовика море с платформенных областей отступило и не появлялось здесь до отложения нижних горизонтов верхнего силура. Хотя Южный Китай и Юньнань в это время были погружены под уровень моря, Северный Китай был поднят в виде целого блока, образовав Сино-Корейский массив, который впоследствии оставался все время сушей.

КИТАЙ В КАЛЕДОНСКО-ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

Уже в верхнем кембрии развивается складчатость вдоль южной окраины Сибирской платформы, особенно вдоль Саян (салаирская складчатость). В то время как в этой геосинклинали воздвигались горы, на юге господствовали морские условия. Позже складчатость имела место в северной части тяньшаньской геосинклинали, которая, вероятно, тесно примыкала к Джунгарскому массиву, образуя Арало-Джунгарский перешеек. В

силуре, однако, главная часть тяньшаньской геосинклинали продолжала существовать и была связана с куэньлуньской и наньшаньской геосинклиналями. Геосинклинальные условия в это время также имели место в Кукуноре, в Циньлиншане, возможно, в Сикане и в западном Юньнани, который вместе с Куэнь Лунем образовывал геосинклиналь, явившуюся предшественницей Тетиса. Пока происходило горообразование в западных Саянах и в большей части Забайкалья, в Южном Китае имели место сходные орогенические движения, особенно проявившиеся в верхах силура. Благодаря этим движениям возникли грандиозные горные цепи Цзяннани и Катази, ответвления которых протягиваются в северо-северо-восточном направлении от Гуанси в Хунань и Гуандун. При этом платформа Янцзы испытала общее поднятие и оставалась приподнятой до тех пор, пока в Северном Китае не образовался пенеплен. В юго-западном Китае сильное смятие пород, сопровождавшееся опрокидыванием и разрывом слоев, имело место как в Кам-Юньнаньском массиве, так и в его окрестностях и далее, в Тонкине. Западнее Тонкина складчатость, прослеживаемая по подводным вулканическим выбросам, идет вдоль края геосинклинали. Узкая складчатая зона возникла также вдоль южной циньлинской геосинклинали.

В раннедевонское время море, которое, вероятно, уменьшилось до «Прото-Тетиса», продвинулось в Тонкин, южный Юньнань и Гуанси. Позже оно распространилось далее к востоку и к северу и отложило на своем дне мощные слои известняков с типичной стрингоцефаловой фауной и местами с коралловыми рифами. Эта «стрингоцефаловая трансгрессия», если ее так можно назвать, протягивалась с одной стороны в западный Цзянси, а с другой — через северо-восточный Юньнань в лунмэньшаньскую геосинклиналь. В лагунах и заливах этого девонского моря отложилось громадное количество терригенного материала в виде галечников, песков и других осадков, которые были снесены из горных областей Цзяннани, Катази и Ганьсянского архипелага; эти осадки образовали толщу лянхуашаньских песчаников и более молодую тяомацзянскую свиту. В это же время в Гуандуне и Фуцзяне появились межгорные котловины, между тем как на северном и южном склонах Цзяннани преобладали широкие аллювиальные равнины, в которых отложились удунские кварциты (местами) и сходные с ними речные отложения. Область Кам-юньнань-тонкинской оси, будучи приподнятой, также поставляла кластический материал в соседние части продвинувшегося моря, которое переотложило его в виде образований прибрежных фаций. В циньлинской, наньшаньской, куэньлуньской и юньнань-бирманской геосинклиналях преобладали условия открытого и, может быть, даже глубокого моря; позже, в особенности во время средне-девонской куэнь-

луньской трансгрессии, здесь образовались мощные толщи известняков. Сериндия и Сибирская платформа с их недавно возникшими массивами каледонской суши оставались непокрытыми морем, в то время как Тяньшаньская и Алтайская геосинклинали могли продвинуться почти через всю Монголию и соединиться с морями района Амура. На юге в виде пенеппена продолжал существовать большой Сино-Корейский массив. Такие же условия господствовали на платформе Янцзы. В верхнедевонском времени море с фауной *Sinospirifer* обмелело и частью отступило с платформы и областей впадин до конца девона, когда крупные движения ознаменовали начало новой эры тектонической истории.

КИТАЙ В ВАРИССКО-ПЕРМСКОЕ ВРЕМЯ

Уже в конце девона или в самом начале каменноугольного периода (турне) в северо-западных геосинклинальных областях произошли горообразовательные движения, сопровождаемые вулканическими извержениями. В результате в западном Куэнь Луне, Наньшане и, возможно, также в некоторых частях китайского Тяньшаня произошла складчатость и образовались горные хребты. Одновременно сама геосинклиналь в Куэнь Луне и Наньшане сдвинулась к югу. Вскоре после этого, преимущественно в визейскую эпоху, море трансгрессировало вперед и вширь, не только заполнив все геосинклинальные впадины, но и покрыв только что образовавшуюся «бретонскую» область. Эта Тяньшаньская трансгрессия Гребера, покрыв, возможно, большую часть Внешней Монголии, распространилась на восток в Циньлин, где отложились мощные лиоянские известняки, между тем как узкий рукав Циньлинского моря продвинулся еще далее к востоку вдоль южного края Хуайянского щита в район Нанкинских холмов. В Северном Китае Сино-Корейский массив все еще оставался сушей, так же как и значительная часть платформы Янцзы. В Южном Китае, однако, турнейское и визейское моря почти сразу покрыли верхнедевонскую неглубокую впадину и, соответственно, в центральной Хунани и Гуанси отложилась мощная толща известковых и песчано-глинистых осадков. Так же как и в девоне, один рукав этого моря протягивался из Гуанси в восточный Юньнань и далее к северу, вдоль Кам-юньнаньской оси в лунмэньшаньскую геосинклиналь.

В верхнекаменноугольное время орогенические движения возобновились в северо-восточном Китае; многие геосинклинали высохли и стали зоной образования растущих гор. Главная геосинклиналь сместилась еще далее на юг, и ее волны стали размывать подножья гор Палео-Куэнь Луна. Это было начало появления геосинклинали Тетиса, которая через западный Юньнань

протягивалась в северо-восточную Индию. Однако в старых геосинклинальных областях, преимущественно вдоль южного Тяньшаня, в некоторых частях Монголии и в районе Наньшаня, еще продолжали существовать высыхающие «остаточные» морские бассейны и заливы.

Эти верхнекаменноугольные эпиконтинентальные моря проходили из Наньшаня даже в Северный Китай и заливали значительную часть Сино-Корейского массива, где у них постоянно перемещалась береговая линия в соответствии с очертаниями образующихся блоковых гор и впадин. На прибрежных равнинах некоторых корытообразных депрессий разрослись леса, древесина которых впоследствии подверглась метаморфизму и образовала мощные угольные пласты. Однако на юге большая часть платформы Янцзы все же оставалась пенеппеном, между тем как территория, лежащая между Цзяннаньей и Катазией, почти полностью погрузилась под уровень моря. Трансгрессия была настолько широкой, что даже части катазийской суши покрылись морем, и именно здесь получила пышное развитие пелагическая, преимущественно фузулинидовая, микрофауна.

Благодаря пенеппенизированному характеру береговых областей и островов верхнекаменноугольные морские отложения представлены здесь чистыми известняками, заключающими лишь очень небольшое количество терригенного материала.

В янсинийскую эпоху море ушло из области Сино-Корейского массива и трансгредировало дальше и шире в Южный Китай, полностью покрыв платформу Янцзы и, возможно, превратив Цзяннанью в узкую полосу суши или даже в гирлянду островов. В Хунани и Цзянси существовали острова различных размеров, которые образовали *Ганьсянский архипелаг*. Кам-юньнаньская ось, хотя и стала уже, присоединилась к большой массе суши, которая возникла в Тонкине, образовав Кам-юньнань-тонкинскую ось. В северо-западном Китае ниже-, а может быть, и верхнепермское море трансгредировало в геосинклинальные впадины с образованием длинных и узких заливов у северного подножья Куэнь Луня, возможно, вдоль северного и южного края Тяньшаня и главным образом между Наньшанем и восточной частью главного Куэнь Луня. В этом последнем районе все еще продолжала развиваться геосинклинальная впадина — кукунорская геосинклиналь, которая, вероятно, соединялась с районом Янцзы через западную Сычуань.

Следовательно, Тетис начал приобретать свою нормальную форму и здесь развилась типичная индотихоокеанская фауна, или фауна Тетиса, характеризующаяся *Wentzeletta*, *Waagenophyllum*, *Neoschwagerina*, *Doltolina*, *Lyttonia*, *Oldhamina*, *Richthofenia*

и многими продуктами. Эта фауна мигрировала на запад, в южную Европу, и на восток, в Индокитай, Южный Китай и Индонезию. В Монголии такая же фауна процветала в море Джизу Хонгер, которое представляло собой геосинклинальную впадину, вероятно соединенную с заливами центральной Азии с одной стороны и с районами Уссури и Тихого океана — с другой. Наличие тихоокеанской фауны в известняках Ашихо около Харбина¹ указывает на правильность подобной интерпретации.

В начале лобинской эпохи, а может быть, даже и много раньше орогенические движения захватили часть Южного Китая, преимущественно к югу от Нанкина, локализуясь вдоль северо-западной границы Катазии и вокруг Кам-юньнань-тонкинской оси. В то время как часть Тетиса, граничащая с этим древним массивом, была, повидимому, подвержена складчатости, в самом массиве образовались складки фундамента; он был значительно приподнят; с обеих сторон к нему присоединились большие площади. Вместе со складчатостью и сильными нарушениями произошли значительные вулканические извержения, во время которых на платформенные области западной Сычуани, западного Гуйчжоу и северо-восточного Юньнана было выброшено громадное количество базальтовой лавы, в то время как такие же, но подводные излияния происходили вдоль Тетиса и, возможно, в восточном Юньнани. Тем временем море Южного Китая неуклонно мелело: увеличивающиеся прибрежные равнины и растущие дельты развивались по краям появляющейся и уже образовавшейся суши, и при этом смещающаяся береговая линия постоянно проходила среди болотистых участков. Густые леса, в которых росла знаменитая флора *Gigantopteris*, покрывали эти прибрежные пространства, в особенности в Фуцзяне и южной и центральной Хунани. Возможно, что самые крупные из них росли вдоль восточного склона Кам-юньнаньского поднятия, через которое флора даже мигрировала к югу в верхний Лаос, уже поднявшийся из Тетиса во время ранних варисских движений. Та же флора росла и в Северном Китае, где в течение времени Шихоцзы появились обширные впадины и аллювиальные равнины. Благодаря существованию прочного барьера на севере, каким являлось море Джизу Хонгер, эта китайская, или катазиатская, флора, естественно, не могла мигрировать в Монголию и Сибирь, где имела развитие совершенно отличная ангарская флора.

¹ E. E. Ahnert, Permo-Karbonische Fauna der Kalksteine von Fluss Aschihou und der Bahnstation Ertsoengtientzu, „Ann. Cl. of Nat. Sci. and Geogr. of YMCA“, 1, 1933, Harbin, 1934.

КИТАЙ В ЯНЬШАНЬСКОЕ ВРЕМЯ

В нижнетриасовое время палеогеографические условия в Китае оставались в основном такими же, как в перми, хотя остаточные проливы северо-западного Китая, включая и геосинклиналь Джизу Хонгер, полностью исчезли. Кукунорское море, однако, еще сохранилось и не отступало до верхнего триаса.

Довольно сухой, может быть, даже пустынный климат господствовал как в Северном, так и в Южном Китае, благодаря чему к верхнему триасу море отступило и из южных провинций. В это время в Сычуани и в различных частях Юньнана образовались широкие лагуны и отрезанные от моря озерные бассейны. Сухой климат привел к частичному высыханию этих озерных бассейнов, в которых отложились слои ангидрита, каменной соли и, в исключительных случаях, калийных солей (округ Целюцзин). Почти в это же самое время горообразующие движения начались в Индокитае и в различных частях Юньнана, Гуанси, Хунани и Цзянси. Они достигли максимума в конце триаса, когда складчатостью были захвачены мощные отложения Южно-Китайского бассейна к югу от Цзяннани, в то время как платформа Янцзы была приподнята. Складки фундамента наблюдаются и во многих районах Китая и центральной Азии вообще. Этим индосинийским движениям подчинены формы многих более или менее изолированных межгорных бассейнов, образовавшихся почти во всех частях Китая. В это время климат сделался более влажным и теплым и в этих впадинах и вблизи них опять выросли леса, характеризующиеся развитием саговых пальм. С понижением гор и углублением впадин период отложения угольных пластов наступил не только в Китае, но и в различных частях Сибири. Так начался следующий важный этап геологической истории Китая.

В верхнеюрское и меловое время движения земной коры затронули практически весь Азиатский континент, однако в Китае они проявились наиболее интенсивно. Первые движения этого времени были сравнительно ограниченными по площади и довольно слабыми; только в Северном Китае они были достаточно сильными. В это время Южный Китай, будучи вновь приподнят, оставался областью денудации. Это же справедливо и для некоторых частей Северного Китая. Активная седиментация, однако, имела место в двух обширных бассейнах, возможно внутреннего типа, существовавших в Сычуани и на Ордосской платформе. В этих бассейнах, в которых местами существовали мелкие, вероятно, периодически пересыхающие озера, было отложено большое количество теригенного материала в виде песков, илов и иногда галечников. В озерах отлагались гипс и соли. Такие же

условия могли преобладать вдоль склонов Тяньшаня, Наньшаня, а возможно, и Куэнь Луня. Эти красные слои с их месторождениями солей свидетельствуют о существовании такого климата, который был весьма схож с климатом верхнего триаса. Однако к этому времени морские условия в Китае полностью исчезли, за исключением области главной геосинклинали Тетиса, Алай-Кашгарского района, а также Амурского и Буреинского заливов Маньчжурии. Как раз в это время восточный Китай и районы, расположенные вдоль берега Тихого океана, являлись зонами широко развитой вулканической деятельности, которая стала настолько интенсивной и продолжительной, что это привело к извержению огромного количества туфов, туфоагломератов, лав и т. п., отложившихся на различных геологических формациях. Извержения происходили в следующей последовательности: андезит — дацит — трахит — риолит. Граниты сразу следовали за риолитами и образовывали различные типы интрузий, иногда достигающие батолитовых размеров.

Почти в это же время, или непосредственно после, произошел второй, возможно главный, этап орогенических движений, который был настолько сильным, что все геосинклинали и парагеосинклинали превратились в «альпинотипные горы», в то время как жесткие массы древних пенепленизированных геосинклинальных складок были преобразованы в блоковые хребты с соответствующими покровными складками.

Маньчжурия и Сибирь были также захвачены этими движениями и превратились в горные страны. Западный Юньнань и Шаньское плато, являвшиеся первоначальной зоной, где находился Тетис, не избежали этой участи.

Ордосская платформа и Красный бассейн Сычуани остались вне этих движений. Монголия, хотя и была сильно нарушена в первый этап, также осталась стабильной. И на этой стабильной суше жили гигантские динозавры; их прекрасно сохранившиеся яйца мы находим и в наши дни. Третий этап тектонических движений в конце мела привел к окончательному оформлению рельефа сильно гористой области, и с того времени она является преобладающей частью территории Китая. Хотя Ордосская платформа в это время оставалась еще ненарушенной, меловые осадки Красного бассейна были собраны в дугообразные складки.

КИТАЙ В ГИМАЛАЙСКО-ТРЕТИЧНОЕ ВРЕМЯ

В конце мела и в начале третичного периода яньшаньские горы, которые претерпели значительный размыв и эрозию, стали гораздо ниже. Во всех частях Китая начали развиваться межгорные бассейны. Этот процесс был особенно сильным в Южном

Китае, где вдоль главных потоков могли образоваться аллювиальные равнины. Отложения межгорных бассейнов и подножий гор начали накапливаться также в Тяньшане и Циньлине, в то время как к югу от только что приподнятого Каракорумского хребта произошла трансгрессия нумулитового моря в Гималайскую геосинклиналь. Западный край Таримского массива был также покрыт морем. То же произошло и в Центральной Бирме. Во всех остальных частях Китая преобладали континентальные условия, и большая часть Азии приобрела те очертания, которые мы наблюдаем в настоящее время. Китай вновь стал областью сухого климата. Монголия и центральная Азия вновь превратились в бесплодные пустыни. Кое-где в высыхающих болотах и озерных бассейнах отлагались соли и гипс. В это время произошли мощные орогенические движения, особенно сильно захватившие гималайскую геосинклиналь, полностью приподнятую из-под уровня моря. Вскоре после этого наступили второй и третий этапы движений, превратившие Гималаи и Трансгималаи в высочайшие хребты мира. Каракорум, Куэнь Лунь, Тяньшань, Памир и Наньшань тоже претерпели резкие поднятия, которые и привели к появлению высоких хребтов, характеризующих современную центральную Азию.

Отложения подножий хребтов также подверглись складчатости. Любаньшань был поднят чрезвычайно быстро. Такой «ненормально» быстрый рост горных цепей должен был сопровождаться сильнейшими землетрясениями, частично уничтожившими первобытного человека, обитавшего в то время в западном Китае. В Северном Китае произошли только блоковые перемещения и нарушения, которые закончились уже в плио-плейстоценовое время и для семейства *Sinanthropus pekinensis* были неощутимы. Монголия оставалась стабильной, тогда как Южный Китай, хотя и был подвержен в нижнетретичное время сильным дизъюнктивным блоковым дислокациям и нарушениям, в верхнетретичном времени и четвертичном периоде оставался спокойным. Более того, в Северном Китае были сформированы обширные равнины, по которым Хуанхэ, Хуайхэ и другие крупные реки смещали русла, сбрасывая свои тяжелые осадки около морского берега и образуя растущие дельты.

Глава X

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КИТАЯ

ПОДВИЖНЫЕ ОБЛАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ОТНОШЕНИЕ К ЖЕСТКИМ ОБЛАСТЯМ

С палеогеографической точки зрения и с точки зрения условий отложения осадков вся огромная территория Китая может быть подразделена на две главные категории: области продолжительной седиментации и области продолжительной эрозии.

Это подразделение приложимо в особенности к палеозойским периодам и в меньшей степени к мезозойским и третичному периодам, так как в течение этих последних все части Китая постепенно объединялись в Азиатский континент и только немногие ограниченные участки оставались областями осадконакопления.

Как уже давно отметил Уиллис¹, области эрозии являются «положительными элементами», имеющими тенденцию к поднятию в течение всего геологического времени, в то время как области седиментации являются «отрицательными элементами», имеющими тенденцию к погружению. К первой категории принадлежат многие участки Сино-Корейского массива, ось Внутренней Монголии, Таримский массив, Кам-юньнаньская ось, Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс и т. п. Во вторую категорию следует, без сомнения, включить все геосинклинальные области северо-западного и юго-западного Китая. Таким образом, мы проводим различие между древними массивами и геосинклиналями. Однако существуют области, положение которых представляется в известной степени промежуточным: они, повидимому, не испытывали постоянного поднятия, но, с другой стороны, их погружение не было непрерывным. Это так называемые области платформ. В качестве примера можно взять плато Шаньси, которое, как мы видели, составляет неотъемлемую часть Сино-Корейского массива. Плато Шаньси погрузилось под уровень моря, вероятно, уже в синийское время и продолжало погружаться в кембрии и до конца верхнего ордовика. В это время оно поднялось, полностью освободилось от моря и вплоть до верхнего карбона оставалось сушей. То же происходило и на платформе Янцзы, включающей Красный бассейн Сычуани. В нижнем палеозое эта платформа была покрыта морем и продолжала погружаться до верхнего силура, когда вся она

¹ B. Willis, Research in China, 2, Systematic Geology.

была приподнята и оставалась в непогруженном состоянии до пермского времени. Далее следует отметить, что осадки платформенных областей, будучи преимущественно морскими, в сравнении с геосинклинальными осадками оказываются мало-мощными.

Визейские известняки Нанкинских холмов, известняки Хочжоу имеют мощность не более 10 м, в то время как мощность разновозрастных с ними лиоянских известняков Циньлина часто достигает 1 000 м. Мощность отложений среднего и верхнего карбона в Шаньси нигде не превышает 150 м, а в южном Тяньшане максимальная мощность соответствующих по времени осадков может достигать 3 000 м. Совершенно так же мощность всей перми платформы Янцзы не превышает 600 м, между тем как мощность перми Монголии достигает 1 500 м. Более того, платформенные отложения распространены, как правило, более или менее однообразно на широкой площади и изменение их фаций, если оно вообще имеется, крайне несущественно. В геосинклиналях, наоборот: как мощность формаций, так и их фациальный характер может значительно изменяться в различных частях одной и той же геосинклинали, причем изменения эти происходят в большей степени вкрест простираения.

Таким образом, представляется очевидным, что платформенные области имеют более тесную связь с древними массивами, нежели с геосинклиналями. Платформенные области являлись особыми типами древних массивов. Их промежуточное положение между массивами и геосинклиналями вызвало необходимость называть платформенные области эпиконтинентальными областями или парагеосинклиналями, типы которых можно обнаружить в центральном поясе Бирмы, в Лунмэньшане и, возможно, в Хунани. Рассмотрим этот вопрос с различных точек зрения.

Если мощные тангенциальные силы действовали на гетерогенную структурную мозаику Китая, то можно предположить, что подвижные участки земной коры сначала были раздроблены, а относительно жесткие участки оказались более устойчивыми. Общее правило может быть выражено следующим образом: чем прочнее массы земной коры, тем меньше они оказываются нарушенными в результате сжатия. Более того, чем мощнее стратифицированные осадки, тем они более пластичны и, следовательно, тем легче они поддаются складчатости. Все эти явления действительно происходили в прошлые геологические времена. В любом орогеническом цикле геосинклинали и геосинклинальные осадки, представляя ослабленные зоны земной коры, всегда сминались в складки первыми, причем складки сжимались и нагромождались друг на друга, в то время как древние массивы, представляя собой крайне жесткие кристаллические массы, оставались невредимыми или только слабо нарушенными. В них

образовывались отчетливо видимые складки только в том случае, когда орогенические силы становились настолько мощными, что преодолевали жесткость массивов. Рассмотрим, например, такой древний массив, как кристаллическая ось Внутренней Монголии, который состоит из массивных и твердых гранитов и гранитогнейсов. Для того чтобы этот массив поддался складчатости, орогенические силы должны были быть колоссальными. Однако именно это произошло во время яньшаньского орогенического цикла. В общем мы можем установить следующие правила:

1. В данном орогеническом цикле последовательность и интенсивность складчатости таковы: геосинклинали — платформенные области — кристаллические массивы.

Примеры: а) во время варисского орогенического цикла циньлинская геосинклиналь подверглась сильной складчатости; платформа Янцзы не была смята в складки; б) во время яньшаньского цикла лунмэньшаньская геосинклиналь была сильно смята в первую фазу; платформа Красного бассейна была только слабо смята в третью фазу; в) во время того же цикла платформы Шаньси и Хэбэй были смяты в складки; Шаньдунский массив остался не складчатым.

2. В данном орогеническом цикле последовательность и интенсивность складчатости в кристаллических массивах и платформенных областях идут в направлении от их краевых частей внутрь.

Примеры: а) во время яньшаньского цикла ось Внутренней Монголии и Хуайянский щит Сино-Корейского массива были сильно смяты; Шаньдунский массив был только покороблен; б) Лунмэньшань, Дабашань и Лушань, принадлежащие к платформе Янцзы, были сильно смяты в первую фазу яньшаньского цикла; Красный бассейн был слабо затронут складчатостью лишь в третью фазу этого цикла.

3. Области, хорошо защищенные окружающими их жесткими массами, сминаются в складки этими массивами или остаются почти ненарушенными.

Примеры: а) Ордосская платформа (защищенная областями циньлинской кристаллической оси и оси Внутренней Монголии); б) центральная часть Красного бассейна.

4. Области, лежащие вблизи участков приложения силы, сминаются в складки первыми.

Пример: саянская геосинклиналь претерпела складчатость во время каледонского орогенического цикла, потому что она находилась в непосредственной близости к Сибирской платформе, откуда, вероятно, шло орогеническое давление.

В действительности наблюдаются иногда значительно более сложные соотношения, чем в приведенных примерах. В одних слу-

чаях к одной и той же структуре могут быть приложимы два или три правила одновременно, в других случаях они могут накладываться или уничтожать друг друга. Например, Ордосская платформа, расположенная в непосредственной близости от варисцид Наньшаня, согласно правилам первому и второму, должна быть в достаточной степени затронута варисской складчатостью, однако она избежала этой участи, так как орогенические силы были направлены более или менее параллельно, а не перпендикулярно к ее западному склону. Хотя во время яньшаньского орогенического цикла области, лежащие в непосредственной близости от плато Шаньси, были смяты в складки, Ордосская платформа опять-таки осталась ненарушенной, так как она находилась достаточно далеко от участков приложения сил, которые, вероятно, были направлены от Тихого океана (правило четвертое).

КОНСОЛИДАЦИЯ СТРАНЫ, МИГРАЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И РОСТ КОНТИНЕНТА

Геосинклинальные осадки, будучи относительно пластичными и образуя зоны большой подвижности, приобретают жесткость после того, как они сминаются в складки, надвигаются друг на друга и интрузируются гранитными и другими интрузиями. В общем можно сделать вывод, что чем интенсивнее складчатость, мощнее и шире интрузии, тем консолидация сильнее, и наоборот. Когда консолидирующаяся геосинклиналь превратится из подвижной зоны в зону значительно большей жесткости, она, естественно, в геомеханическом отношении будет вести себя в большей или меньшей степени как кристаллический массив. Следовательно, когда геосинклинальные осадочные толщи, граничащие с континентальной массой, претерпели складчатость и консолидировались, они должны были соединиться с континентом и во время последующих орогенических циклов вести себя как части этого континента. Другими словами, континент будет увеличиваться. После каледонского орогенического цикла Сибирская платформа увеличилась за счет складчатости Саян и Забайкалья. Впоследствии, в ранние фазы варисского цикла, она значительно разрослась, когда смялись в складки и консолидировались Алтай и большая часть Монголии. То же самое мы наблюдаем в Таримском массиве: к концу перми куэньлуньская и тяньшаньская геосинклинали претерпели складчатость и присоединились к Таримскому массиву, благодаря чему он разросся до размеров современного континента. Именно в результате увеличения Таримского массива и в особенности Сибирской платформы во время варисского орогенического цикла возник Азиатский континент. Так образовалась Палео-Азия. Разраста-

ние Сино-Корейского массива, Цзяннани и Катазии осуществлялось хотя и не так явно, но в результате подобных же процессов. Это произошло после индосинийского цикла, когда к континенту припались юго-восточный Китай и северо-восточная Индия. Так образовалась Мезо-Азия. К концу мела и главным образом в начале третичного периода была собрана в складки и превращена в величайшие горы мира тетис-гималайская геосинклиналь, которая соединила Мезо-Азию с Индией в один огромный континент. Этот континент может быть назван Нео-Азией.

Теперь я хочу обратить внимание на тот важный факт, что местоположение геосинклинали обычно смещается. Это явление «миграций геосинклиналей» было впервые полностью описано Грэбо¹. Но, как я уже имел случай указать², миграция идет только вперед, а именно, по направлению краевой равнины Форланда, а не вперед и назад, как это считает Грэбо. Я далее установил, что циньлинская геосинклиналь мигрировала в южном направлении и что, согласно исследованиям Кейделя, в том же направлении мигрировала и тяньшаньская геосинклиналь. Данные Кейделя недавно были подтверждены В. Г. Мухиным³ и Д. В. Наливкиным⁴. По мере расширения наших знаний по геологии Азии мы не можем не заметить, что миграция геосинклиналей происходит даже в еще большем масштабе, чем это имеет место в Циньлине или Тяньшане. Хорошим примером в этом отношении является миграция саянской геосинклинали в Монголию и Алтай (Монгольский), но, пожалуй, наиболее наглядно факт перемещения геосинклиналей проявляется в том, что миграция куэньлуньской геосинклинали происходила в южном направлении. Куэньлуньская геосинклиналь, претерпев складчатость и консолидировавшись во время варисского цикла, в пермо-мезозойское время мигрировала к югу, в море Тетиса. Во время яньшаньского цикла из Тетиса поднялся Каракорум, который присоединился к Куэнь Луню; в это время геосинклиналь мигрировала к югу во второй раз, образовав Гималайскую геосинклиналь. Гималайская геосинклиналь, в свою очередь, претерпела складчатость и присоединилась к Каракоруму. Тогда геосинклиналь в третий раз мигрировала к югу, в район Сиваликских холмов, где произошло образование верхнетретич-

¹ A. W. Grabau, Migration of geosyncline, „Bull. Geol. Soc. China“, 3, Nos. 3—4, 1924.

² Т. К. Huang, On the migration of the Tsingling geosyncline, „Bull. Geol. Soc. China“, 10, 1931.

³ В. Г. Мухин, Геология Тяньшаня на фоне исторического развития Европейского материка, „Тезисы доклада Международн. Геол. Конг.“, 1937.

⁴ Д. В. Наливкин, Палеогеография Средней Азии, „Научные итоги работ Таджико-Памирской экспедиции“, Изд. АН СССР, 1936.

ных, правда в значительной степени не морских, отложений. Четвертая миграция осуществилась тогда, когда был захвачен складчатостью Сиваликский район и когда геосинклиналь переместилась в область Индо-Гангской равнины. Такая же миграция отмечена в Юньнани и северо-восточной Индии, где роль «древнего массива» играла Кам-юньнань-тонкинская ось. Геосинклиналь здесь, занимая первоначально области восточного Сикана и, возможно, центрального Юньнана, во время образования варисских складок мигрировала к западу, в западный Юньнань и Бирму. Во время яньшаньского цикла район Бирмы тоже претерпел складчатость и в соответствии с этим геосинклиналь мигрировала далее на запад, в Центральную Бирму, где в нижнетретичное время были отложены мощные геосинклинальные осадки.

На основании приведенных фактов можно сделать вывод, что общая миграция геосинклиналей в южном направлении является ключом к пониманию главных тектонических структур Азии. Правда, миграция геосинклинали в Юньнани шла в западном направлении, но если выпрямить полосу Ассамского кристаллического комплекса (см. стр. 101), то можно легко представить, что эта «западная» миграция в действительности была южной. Во всяком случае, мы будем близки к истине, если скажем, что в Азии миграция геосинклиналей происходила в направлении от области Ангарского массива к области Гондваны. Но в юго-восточной Азии, или в собственно Китае, наблюдается иной случай: Катазия является каледонской горной цепью. Поздневарисские движения проявлялись вдоль северо-западного края Катазии. Следовательно, очевидно, что каледониды мигрировали к северу в варисциды. Центральная Хунань и Гуанси были смяты в складки во время яньшаньского цикла, и отсюда можно предположить, что варисциды, в свою очередь, мигрировали опять к северу в яньшаниды. То же имеет место на платформе Янцзы, где во время первых фаз яньшаньского цикла в северном Гуйчжоу образовалась складчатая зона Лушаня; местом отложения осадков был Красный бассейн.

Таким образом, в юго-восточной Азии преобладала северная или северо-западная миграция областей осадконакопления, что особенно резко бросается в глаза, так как здесь направление миграции как раз противоположно тому, которое наблюдается в центральной и южной Азии.

Суммируя все эти факты, мы можем сформулировать следующие положения. В центральной и южной Азии миграция геосинклиналей шла в направлении от Палео-Азии, или Ангарской области (Сибирской платформы), к Индии, или области Гондваны. Палео-Азия играла роль древнего массива, а область Гондваны — роль форланда. В восточной и юго-восточной Азии

миграция, повидимому, шла в направлении от берега Тихого океана на северо-запад, где были расположены Красный бассейн, Ордосия, а возможно, и Буреннский массив, который может рассматриваться в качестве форланда.

Древние массивы являются активными областями, области форланда — пассивными.

Орогеническое сжатие шло в направлении от древних массивов к форланду.

ДУГООБРАЗНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Отчетливо дугообразные складки, или горные дуги, присутствуют в Китае и в прилегающих к нему странах в большом количестве. Некоторые из них имеют огромные размеры и могут быть названы дугообразными складчатыми системами первого порядка. Другие, более мелкие, относятся ко второму и третьему порядкам. Наиболее важные из этих дуг следующие:

Дугообразные складчатые системы первого порядка:

- Восточные Саяны — Забайкалье (каледонская);
- Монголия вместе с Монгольским Алтаем и Большой Хинган (варисская);
- Памир — Гималаи (яньшаньская и гималайская);
- Ассамский комплекс и горные дуги Сикана (яньшаньская и гималайская);
- дуга Яркенда, или западный Куэнь Лунь (преимущественно варисская).

Дугообразные складчатые системы второго и третьего порядков:

- восточный Наньшань (варисская);
- Циньлинская дуга (варисская);
- дуга Суб-Циньлинской зоны (каледонская);
- дуги северо-западной Сычуани (варисская);
- южный Тайханшань (яньшаньская);
- Дабашаньская дуга (яньшаньская);
- дуги восточной Сычуани, включая Хуайюньшаньскую дугу (яньшаньские);
- дуги западного Гуйчжоу (Вейнинская дуга) (яньшаньские);
- Тонкинская дуга (индосинийская и яньшаньская?);
- Дасюэшаньская дуга западного Юньнани (яньшаньская);
- Гуансийская дуга (индосинийская и яньшаньская);
- Цзияньская дуга (яньшаньская);
- дуга Нанкинских холмов (преимущественно яньшаньская).

Дугообразная форма яньшаньских складок, расположенных фронтально по отношению к Хуайянскому щиту, весьма неотчетлива и поэтому здесь рассматриваться не будет. Данные, ставящие под сомнение наличие Юньнаньской дуги, были рассмотрены выше (см. стр. 95—96). Возникает вопрос, все ли эти дуги ориентированы в согласии с некоторой определенной схемой, как это предполагают отдельные исследователи.

Действительно, вершины гигантских Саяно-забайкальской и Монгольской дуг обращены почти точно к югу. Те же соотношения можно наблюдать в дуге Яркенда и в Гуансийской дуге. Однако отнюдь не все горные дуги обращены выпуклостью к югу. Памирско-Гималайский синтаксис, являющийся системой дуг первого порядка, обладает резко выраженной выпуклостью, обращенной к северу. Каледонская Суб-Циньлинская дуга и дуга Нанкинских холмов ориентированы точно так же. Варисско-индосинийская дуга, расположенная непосредственно к северу от Индосинийского массива, относится к этой же категории. Но есть складчатые дуги, в направлении которых не обнаруживается никакой закономерной ориентировки, их ориентировка определяется только локальными структурами. Например, крупная Ассамская система направлена к северо-востоку, дуги восточной Сычуани изогнуты к северо-западу, между тем как искривление почти округлой Цзянской дуги направлено от Хенъянского бассейна, то есть к западу. В Тонкинской дуге отчетливо устанавливается, что эта складчатая структура зависит от очертания Тонкинского массива. Эти важные факты опровергают все аргументы в пользу якобы имеющейся закономерности в расположении дугообразных складок.

Происхождение горных дуг нужно искать в тех структурах, которые определяют их развитие. При более тщательном изучении этих дуг с помощью тектонической карты мы обязательно обнаружим, во-первых, что многие из них непосредственно граничат с жесткими докембрийскими массивами, платформами или более древними консолидированными складчатыми зонами и, во-вторых, что они обнаруживают поразительное соответствие с формой этих массивов. Так, Восточно-Саяно-Забайкальская система соответствует форме примыкающей к ней Сибирской платформы, включающей также архейскую зону северной части Саян. Монгольская структура отвечает форме Сибирской платформы и причленившейся к ней области каледонид. Дуга Яркенда соответствует форме прилегающего к ней Таримского массива. Памиро-Гималайский синтаксис соответствует форме Пенджабского клина полуостровной Индии (Гондваны). Суб-Циньлинская дуга соответствует очертаниям края платформы Янцзы. Тонкинская дуга соответствует форме Тонкинского массива. Большая дуга центрального Индокитая соответствует

форме Индосинийского массива. Гуансийская дуга своей вогнутой стороной соответствует западной части Цзяннани, имеющей форму языка, а своей выпуклой стороной — форме Катази и Тонкинской дуге. Цзянская дуга, возможно, соответствует форме каледонского массива, погребенного под красными слоями.

Другие дугообразные складчатые системы интерпретируются различно. Например, образование Ассамского синтаксиса, так же как и Памирско-Гималайского синтаксиса, может быть объяснено действием мощного поддвига, шедшего от Шиллонгского мыса Гондваны под Юньнань-Бирманский кристаллический комплекс. Дабашаньская дуга и дуги восточной Сычуани являются дугообразными виргациями, или волнами складок, распространяющихся по направлению к форланду Красного бассейна. Продвижение их вперед было обязано орогеническим силам, которые были направлены от вогнутой стороны дуг. Дуги восточной Сычуани образуют свободную виргацию, между тем как Дабашаньская дуга, будучи связана с обеих сторон с древним массивом, представляет собой задержанную виргацию. Развитие Циньлинской дуги и дуги северо-восточной Сычуани, которая ей подчинена, также объясняется задержанной виргацией, или образованием волн складок, которые распространялись в юго-западном направлении.

Другим важным фактом является часто встречающиеся в дугообразных складках односторонние надвиги и опрокидывание складок. В дугах Гуансийской, Цзянской, Нанкинских холмов и многих других надвиги направлены наружу, к выпуклой стороне. Однако известны случаи, когда направление надвигов как раз противоположно. Так, в Ассамском и Памиро-Гималайском синтаксисах надвиги направлены в сторону Индии. Надвиги Лунмэньшаньско-дабашаньской дуги направлены к Красному бассейну. Надвиги, развитые вокруг северного края Индосинийского массива, также направлены к этому массиву. Направление надвигов и опрокидывание складок в дугообразных складчатых структурах зависит от положения массива и форланда.

Если форланд расположен внутри дуги, надвиги и опрокидывание складок будут направлены внутрь; если он расположен вне дуги (в этом случае внутри дуги находится массив), надвиги и опрокидывание складок будут направлены наружу. Например, в Гималайском синтаксисе надвиги направлены в сторону Гондваны (форланд внутри дуги); то же имеет место в Лунмэньшаньско-дабашаньской дуге и в дугообразных складках, окружающих Индосинийский массив. Надвиги Гуансийской и Тонкинской дуг направлены к синклинию Юцзяна, который играл роль форланда, в то время как Цзяннанию и Тонкинский мас-

сив можно рассматривать в качестве соответствующих древних массивов.

Резко выраженные дугообразные складчатые системы развиваются из геосинклинальных и парагеосинклинальных осадков не в соответствии с каким-либо определенным тектоническим каркасом, относящимся ко всем системам, а в согласии с границами древних массивов или (и) форланда. Насколько это известно, надвигание складок направлено к форланду.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЛИНИИ И ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ

На территории Китая развиты четыре главные системы основных структурных линий:

1) *Северо-восточная система*, иногда меняющаяся на восточно-северо-восточную. Это синийская система поднятий в понимании Пумпелли¹.

2) *Северо-западная система*, иногда меняющаяся на западно-северо-западную.

3) *Широтная система*, часто меняющаяся на восточно-юго-восточную.

4) *Широтная и меридиональная системы*, иногда меняющиеся на северо-западную или северо-северо-западную.

Северо-западная и широтная системы, встречаясь обычно совместно и отличаясь лишь немного по своему направлению, могут быть объединены в одну общую систему. Рассмотрим теперь площадное распространение различных систем.

Северо-восточная система имеет развитие преимущественно в восточной Азии, около Тихоокеанского побережья, и поэтому может быть названа *Тихоокеанской системой*. Эта система включает в основном следующие складки:

забайкальские складки (каледонские и варисские);

верхне-амурские складки (яньшаньские на варисском основании);

складки Большого Хингана (преимущественно варисские)²;

складки советского Дальнего Востока, в том числе Сихотэ-

Алинь (преимущественно яньшаньские);

восточно-маньчжурские и корейские складки (яньшаньские складки фундамента);

фузаньские складки (яньшаньские);

складки Яньшаня и Жэхэ (яньшаньские);

бамяньшаньские и лушаньские складки (яньшаньские);

¹ R. Pumpelly, Geological researches in China, Mongolia and Japan during the years 1862—1866. London, 1866.

² Представляется вероятным, что северо-северо-восточное простирание хинганской линии сечет складки под острыми углами.

складки Красного бассейна (яньшаньские);
складки восточного Юньнаня (яньшаньские);
складки восточного крыла гуансийской дуги (преимущественно яньшаньские).

За исключением Забайкалья и верхней части бассейна Амура, перечисленные складки относятся к яньшаньскому циклу. Таким образом, преобладание в Тихоокеанской системе яньшаньских складок становится очевидным. Отклонение от Тихоокеанской системы других яньшаньских складок может быть объяснено местными причинами. Например, складки фундамента оси Внутренней Монголии имеют восточно-северо-восточное направление, так как первоначальный каркас этой докембрийской структуры был ориентирован на восток-северо-восток. В Тайханшане меридиональные складки, меняющие свое простираие на восточно-северо-восточное, образовались в соответствии с первоначальной формой жестких Цзиньшуйского плато и Чжунтяошаньского массива. Дабашаньская дуга и дуги Цзиньшаня и Тайхуншаня, являясь, яньшаньскими складками, простираются не в северо-восточном, а в северо-западном или западно-северо-западном направлении; это произошло, несомненно, оттого, что складки находятся в согласии с ранее существовавшими консолидированными структурами, то есть с Циньлиншанем и Хуайянским щитом. Подобное подчинение яньшаньских складок более древним структурам наблюдается в складках Омэйшаня и в особенности в тонкинской дуге, которая полностью подчинена Тонкинскому массиву. В провинции Хунань, где северо-северо-восточные складки уже образовались во время индосинийского цикла, более поздние яньшаньские складки были на них наложены. Следовательно, можно заключить, что Тихоокеанская система складок состоит преимущественно из яньшанид (включая мощные складки фундамента), и поэтому мы причисляем эти складки к *тихоокеанскому типу*.

Северо-западная система в основном ограничена западным крылом великой монгольской дуги. К этой дуге принадлежат Восточные Саяны, Танну-ола, возможно, часть Кангая и Монгольский Алтай. Хребты Пограничной Джунгарии также могут быть включены в эту систему. Так как она характерна для Саян и Алтая, ее можно назвать *Саяно-Алтайской системой*¹. Возраст ее преимущественно варисский. Саяны хотя и являются каледонской структурой, однако они были затронуты варисскими складками фундамента. Здесь следует решительно заявить, что восточное крыло великой монгольской дуги, включающее Боль-

¹ Советские геологи эту систему называют Алтае-Саянской и включают в нее каледонскую складчатую область, которая захватывает лишь часть перечисленных хребтов. — *Прим. ред.*

шой Хинган, является варисским и, следовательно, образовалось одновременно с западным крылом, с которым оно составляет неразрывное целое. Таким образом, великая Монгольская дуга является самостоятельной системой, несмотря на то, что ее восточное крыло соответствует направлению складок тихоокеанского типа, которые образовались много позже. То же справедливо и для Забайкалья, которое вместе с Восточными Саянами образует вторую самостоятельную дугообразную систему. Может быть, правильнее рассматривать Байкало-Хинганскую, или «псевдо-тихоокеанскую», систему и Саяно-Алтайскую систему как одну складчатую систему северной Азии. Располагаясь непосредственно перед Сибирской платформой, с которой она, несомненно, имеет генетическую связь, такая система может быть названа Суб-Сибирской, или, если мы хотим подчеркнуть ее действительное местонахождение, — *Монгольской системой*.

Широтные складки характерны для Тяньшаня, Куэнь Луня и его восточного продолжения, включающего Наньшань и Циньлиншань. Они представляют собой нижнепалеозойские межконтинентальные геосинклинали, которые были собраны в складки и консолидированы во время варисского цикла. Так как большинство этих геосинклиналей расположено в центральной Азии, мы можем говорить о них как о *Центрально-Азиатской системе*. От Монгольской системы эта система отделена Джунгарским массивом. Монгольская и Центрально-Азиатская системы, располагаясь непосредственно рядом друг с другом, образуют величайшую складчатую систему Евразии. Обе они имеют преимущественно варисский возраст, характеризуются осадками геосинклинального типа, широко развитыми гранитными интрузиями и региональным метаморфизмом и, следовательно, образуют определенный тип структур, который мы будем называть *палеоазиатским типом*, так как возникновение этих систем привело к образованию континента Палео-Азии (стр. 122).

Широтная и меридиональная системы состоят из двух главных частей. Широтная система охватывает большую часть Тибета, Памир и Гималаи; меридиональная система включает все складчатые структуры западного Юньнана и Бирмы. Широтная система сопредельна с системой Куэнь Луня палеоазиатского типа и располагается параллельно последней, в то время как меридиональная система соответствует Индо-Малайской системе в понимании автора и отделяется от тихоокеанского типа Камюньнань-тонкинской осью. Обе системы соединяются друг с другом посредством крупного, но резкого изгиба Ассамского синтаксиса. Мощные складки этой системы, сложенные геосинклинальными осадками, накопившимися в Тетисе и Гималайской геосинклинали в пермо-мезозойское и третичное время, возникли в Азии в ту эпоху, когда в Европе образовались Альпы.

Другими словами, тектонические движения и даже тектонический рисунок этой системы были явно альпийскими (яньшаньские движения плюс гималайские), а для азиатского типа альпийских складок мы вводим термин тетис-гималайских складок. Возникает вопрос: к какому типу следует отнести складки, расположенные в восточном Сикане и в восточном Индокитае, включая и Аннамскую цепь? По возрасту они являются варисскими и, более того, обладают некоторыми характерными палеоазиатскими чертами. Таким образом, они могут рассматриваться как боковая ветвь палеоазиатского типа складок (в действительности они образовывали длинные фестоны островов в Палеоазиатском море). Так как эти складки на широкой площади покрыты триасовыми и верхнемезозойскими осадками, которые были собраны в складки во время альпийского цикла (индосинийского и яньшаньского), их лучше относить к тетис-гималайскому типу.

В Китае — и, может быть, во всей Азии — преобладают три типа структур: тихоокеанский, палеоазиатской и тетис-гималайский.

Тихоокеанский тип характеризуется складками фундамента и покровной и парагеосинклинальной складчатостью главным образом яньшаньского возраста и в основном северо-восточного направления.

Палеоазиатский тип, в свою очередь, делится на два подтипа: суб-сибирский, или монгольский, и центрально-азиатский. Суб-сибирский подтип состоит преимущественно из варисских типично геосинклинальных складок, образующих великую монгольскую дугу, а в центрально-азиатском подтипе преобладают простые складки преимущественно широтного простирания.

Тетис-гималайский тип, состоящий из типичных геосинклинальных складок, возникших непосредственно на месте моря Тетиса, образует восточное продолжение великой системы Альпы — Ираниды — Гиндукуш — Каракорум — Гималаи, которая резко поворачивает к югу, огибая Ассамский синтаксис, и переходит в меридионально направленные складки восточной Индии. Можно высказать предположение, что движение Сибирской платформы к югу вместе с ее древним теменем (докембрийским и каледонским) в варисское время привело к возникновению великой монгольской дуги в пределах монгольской геосинклинали, в то время как взаимодействие между Таримским и Сино-Корейским массивами с одной стороны и центрально-азиатскими геосинклиналями — с другой, привело к возникновению складок центральной Азии, вместе с которыми и образовался континент Палео-Азии. В мезозойское время, когда Палео-Азия сместилась по направлению к Тихому океану, эта область оказывала очень мощное противодействие и таким

образом возник тихоокеанский тип складок. Если основываться на данных Вегенера, то можно будет отметить, что такое же движение Палео-Азии в южном направлении встретило огромное сопротивление со стороны северного дрефта Гондваны. Возникшее при этом тангенциальное сжатие смяло мощные отложения Тетиса в складки тетис-гималайского типа, которые образовали самые высокие горы мира.

Следует отметить, что существуют две полосы древней суши, которые не могут быть отнесены ни к одному из трех вышеописанных типов структур. Это Катазия и Кам-юньнань-тонкинская ось (и, может быть, прилегающая к ней территория). Досинийская складчатость, несомненно, проявилась в Кам-юньнань-тонкинской оси и, возможно, имела место и в Катазии. Более того, обе эти области были затронуты последовательно каледонскими, варисскими, индосинийскими, яньшаньскими и гималайскими движениями с соответствующим сильным проявлением складчатости фундамента. Другими словами, Катазия и Кам-юньнань-тонкинская ось являются в орогеническом отношении полициклическими. Их нельзя отнести ни к тихоокеанскому типу, ни к тетис-гималайскому: они образуют группу складок фундамента, которые можно назвать полициклическим типом. Можно привести следующие доказательства полициклического характера этих древних участков суши.

Располагаясь вдоль края Тихого океана, Катазия подверглась действию движений земной коры, которые шли или со стороны Азии, или со стороны океанического дна; следы этих движений, фиксированные достоверными современными сейсмическими данными, должны обнаружиться и частично уже обнаружены в виде многочисленных несогласий и складок фундамента, которые можно наблюдать в прибрежных провинциях. То же произошло и в области Кам-юньнань-тонкинской оси, но здесь вместо Тихого океана находилась огромная геосинклиналь Тетиса, по направлению к которой по мере последовательно проходящих орогенических циклов толчками двигалась область юго-западного Китая.

ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ
ЮЖНОГО КИТАЯ

Хорошо известно, что вулканическая деятельность тесно связана с орогеническими движениями. Следовательно, различным орогеническим циклам должны отвечать соответствующие магматические циклы. Докембрийская магматическая деятельность нам известна плохо¹, но история магматизма каледонского цикла изучена значительно подробнее. Мы уже знаем, что каледонские граниты развиты в различных частях Наньшаня, в северном Тяньшане и, возможно, в западном Куэнь Луне. Представляется вероятным, что и в Катазии развиты додевонские гранитные интрузии. Как я уже отметил в 1937 г.², некоторые из гнейсовидных гранитов Фуцзяня, Гуандуна и Гуанси, ранее считавшиеся утайскими или архейскими, оказываются в конечном счете каледонскими. Однако наиболее значительная магматическая деятельность происходила в варисский, яньшаньский и гималайский циклы, которые и являются предметом описания настоящей главы. Индосинийский цикл на территории Китая нигде не сопровождался сколько-нибудь крупными вулканическими извержениями или широким развитием интрузий за исключением, может быть, некоторых районов Северного Китая, в частности Западных холмов Пекина, где на доюрское плато (отложения свиты Мэнтюгоу) изливались потоки основных лав.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВАРИССКОГО ЦИКЛА

В варисском цикле выделяются три главные фазы вулканической деятельности: первая — относится к ранневарисскому времени и характеризуется основными пирокластическими отложениями; вторая — в основном является средневарисской и от-

¹ Андезитовые потоки западной Хунани считались Тейяр де Шарденом синийскими, между тем как риолитовые туфы и лавы, залегающие около Фулина в провинции Сикан, являются, согласно Пэну и Чу, досинийскими (см. C. J. Peng, H. Chu, On the occurrence of Pre-Sinian volcanic series and related intrusive rocks in the vicinity of Fulin, Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 24, Nos. 1—2, 1944).

² Teilhard de Chardin, A map of the younger eruptive rocks in China, „Bull. Geol. Surv. China“, No. 30, 18, 1937.

личается преобладанием гранитных интрузий, и третья соответствует поздневарисскому или пермскому времени и тоже характеризуется основными эффузиями и интрузиями. Приведем краткую характеристику этих фаз.

Верхнедевонские, или бретонские, вулканические извержения

Согласно Норину¹, основные вулканические породы слагают значительную часть формации Чиргестау восточного Тяньшаня. В нижней части этой формации слои андезитов и туфов залегают совместно с грубыми обломочными отложениями фаций подножий (толатагская свита), а в верхней части преимущественно развита мощная толща эффузивов андезитового и кварцево-порфирирового состава (акбулакская свита). Такие же породы наблюдались Тейяр де Шарденом в районе Цзигоцзиня, и можно высказать предположение, что чиргестауские основные пирокластические породы имеют в Тяньшане широкое распространение. Возраст извержений уверенно определяется как довизейский; извержения эти, вероятно, являются верхнедевонскими, хотя и не исключена возможность, что они могут оказаться турнейскими. В западном Куэнь Луне де Терра отметил покровы диабазов, в том числе амигдалоидных диабазов (мандельштейнов), и зеленокаменных пород, образовавшихся из основных туфов; и те и другие тесно связаны со слоями Тиснаб, принадлежащими к самому началу каменноугольного периода. Де Терра говорит: «Так как верхние кластические отложения должны быть отнесены к группе Тиснаб, то возраст туфов и переслаивающихся с ними диабазов хорошо определяется как начало нижнего карбона или конец девона». Таким образом, эти основные вулканические породы Куэнь Луны, вероятно, одновозрастны с такими же породами восточного Тяньшаня.

Наиболее интересным является то, что вулканические туфы и агломераты найдены также в гальке довизейских конгломератов свиты Лакчжунмяо в восточном Тяньшане между Гулансянем и Ушаолином. Верхнедевонская, или бретонская, складчатость варисской геосинклинали, несомненно, сопровождалась довольно широко распространенной вулканической деятельностью, проявившейся преимущественно в виде основных лав, туфов и агломератов. Эта основная магма с ее различными дифференциатами могла дать значительные рудные месторождения.

Метаморфизованные основные вулканогенные породы подводного происхождения были недавно обнаружены Чэном² в вос-

¹ E. Norin, A tentative correlation of the Paleozoic sedimentary formations of the eastern Tien-shan, Chinese Turkestan, „Geografiska Annaler“, 17, 1935.

² Y. C. Cheng, On the discovery of Pre-Middle Devonian volcanic series in eastern Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 22, Nos. 3—4, 1942.

точном Сикане. Так как за этой свитой непосредственно следуют палеонтологически охарактеризованные среднедевонские известняки, то весьма вероятно, что они имеют нижнедевонский возраст и, следовательно, относятся не к варисскому, а к каледонскому циклу.

Интрузии гранитов в геосинклинальных областях

Крупные тела варисских гранитов внедрялись в различные участки осевой зоны Тяньшаньского хребта в течение нескольких геологических эпох. Самая ранняя интрузия могла произойти в центральном Тяньшане в докаменноугольное время, когда на востоке происходили излияния вышеописанных основных эффузивов, или непосредственно следом за ними. Самая последняя гранитная интрузия произошла не позже, чем в пермское время. Если это верно, то значительное большинство интрузий гранитов в Тяньшане образовалось в каменноугольном периоде. Действительно, каменноугольные граниты преобладают не только в Тяньшане, но и в Куэнь Луне, Наньшане, Бэйшане, а возможно, и в Циньлине. Все эти варисские хребты проникнуты большим количеством гранитных интрузий, которые в значительной своей части являются причиной развития более поздних специфических гималайских складок фундамента, представленных «блоковыми надвигами». Наиболее широко развиты гранитные интрузии в Монголии, в особенности в ее центральных и восточных частях, а также в Большом Хингане, где последующая эрозия и пенеппенизация вскрыли природу и характер распространения огромного «монгольского батолита». Так как этот батолит несогласно перекрыт пермской формацией Джизу Хонгер, то возраст его, вероятно, каменноугольный.

Пермские основные эффузивы и связанные с ними интрузии

Верхнепалеозойские (и, возможно, также самые ранние мезозойские) проявления вулканической деятельности, характеризующиеся основными интрузиями и эффузиями, были обнаружены в различных частях юго-западного Китая и в Индокитае. Имеющиеся данные позволяют выделить три отдельных центра, или пояса, вулканических извержений, сопровождающихся крупными и мелкими интрузиями.

1. *Пояс Кам-юньнаньской оси.* Этот пояс расположен главным образом восточнее Кам-юньнаньской оси, хотя некоторые его части находятся внутри осевой зоны. Пояс характеризуется базальтовыми лавами, реже туфами. Он является областью развития омэйшаньских базальтов, возраст которых определяется как послепалеозойский и долобиньяньский, хотя местами излияния могли начаться во время отложения свиты Маокоу и

продолжаться вплоть до времени развития *Gigantopteris nicotianaefolia*. В последнее время геологи все больше и больше убеждаются в подводном происхождении этих базальтов. Если такая точка зрения правильна для тех базальтов, которые имеют развитие в различных местах восточного Юньнана и, может быть, западного Гуйчжоу, то главная масса известных омэйшаньских базальтов, несомненно, является континентальной. Они являются «плато-базальтами», которые сравнимы с траппами Деккана Индии (будучи, однако, меньшими по своим размерам) или с третичными базальтовыми покровами, развитыми вдоль границ Монголии. В пределах данного пояса в разных местах выходят тела диабазовых и габброидных интрузий; ультраосновные разности (перидотиты) обнаружены в южном Сикане. Весьма возможно, что они образовались из той же магмы, что и базальты.

2. *Пояс Тетиса*. Базальтовые и диабазовые породы широко распространены в западном и восточном Юньнани. Лочи считает их интрузиями, и закартировал их как диабазы, габбро, серпентиниты и мелафиры, но они обычно перекрывают маокоуские известняки, содержащие *Neoschwagerina craticulifera*, и подстилают триасовые красные слои, что выдает их близкое сходство с омэйшаньскими базальтами, с которыми они должны параллелизоваться. Главное развитие этих базальтовых лав соответствует району, находящемуся восточнее Меконга и западнее Цзиньшацзяна, однако отдельные рассеянные выходы их обнаружены также в долине Салуэна, в частности в Лунлин-Чэнканском районе, где, согласно Бяню, с базальтами ассоциируют андезиты, трахиты и даже риолиты. Очень важно определить, являются ли эти породы континентальными или подводными. Судя по тому, что они найдены в области Тетиса, по крайней мере часть их представляет собой подводные излияния.

3. «Антраколитовые» габбро и долериты Индокитая. Порфириты вместе с габбро и долеритами имеют широкое развитие вдоль долины Меконга в верхнем Лаосе. Они в общем образуют интрузии, или излияния, в формациях среднего антраколита (нижний индосиний). Точный возраст этого «среднего антраколита» неизвестен. Возможно, что он включает гигантоптерисовые слои Луан Прабана. Не исключена возможность, что большая часть этих основных пород пермского возраста.

Основные эффузии и интрузии главным образом пермского или пермокарбонového возраста не ограничиваются в своем распространении указанными районами. В восточном Сикане, в округе Даофу, Чэн¹ отметил наличие несомненных подводных

¹ Y. C. Cheng, On the occurrence and metamorphism of late paleozoic extrusive rocks of Taofu, Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 21, No. 1, 1941.

вулканических пород среднего и основного составов, часть которых переслаивается с пермокарбонными (?) известняками. В хребте Пир Панджал кашмирских Гималаев развита мощная толща основных вулканогенных пород, стратиграфическое положение которых варьирует от московского отдела (нижнего карбона) до перми, а в некоторых местах даже до верхнего триаса. Эта толща состоит из двух частей. Нижняя часть (так называемые «сланцы и агломераты Панджала») является преимущественно пирокластической, а верхняя (панджалские траппы) состоит из слоистых андезитовых и базальтовых лав. Становится очевидным, что эффузии и интрузии основных пород, принадлежащие к той же магме, характеризуют геосинклинальные и суб-геосинклинальные области древнего Тетиса в пермское и каменноугольное время. Панджалские вулканические свиты, подводные вулканические породы Даофу, базальтовые лавы западного Юньнана и, возможно, антраколитовые габбро и долериты Лаоса имеют, таким образом, между собой генетическую связь, между тем как пояс Кам-юньнаньской оси образует отдельную область «плато-базальтов», находящуюся вне пределов Тетиса.

Возникает вопрос, сопровождаются ли интрузии основных пород более кислыми или гранитными внедрениями?

В южном Сикане и в северном Юньнани интрузивные гранитные тела отделены от перекрывающих их рэтских (или норрийских?) угленосных слоев резким несогласием, что определяет возраст этих интрузий как варисский. Факт развития в Индокитае антраколитовых гранитов еще раз подтверждает, что гранитные интрузии Юньнана и Сикана относятся к варисскому циклу. Гранитные батолиты Минья Гонгкара должны быть отнесены тоже к варисскому циклу.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЯНЬШАНЬСКОГО ЦИКЛА

Характер, распространение и залегание изверженных пород, относящихся к яньшаньскому циклу, были описаны Тейяр де Шарденом, так что здесь можно дать только общую характеристику.

Вулканические излияния близ Тихоокеанского побережья

Яньшаньские вулканические породы имеют широкое распространение вдоль Тихоокеанского побережья, от Гуандуна до советского Дальнего Востока. Как правило, эффузии начинались андезитовыми лавами, за которыми следовали трахиандезиты, и заканчивались мощными покровами риолитовых лав и пирокластическими образованиями. Наиболее ранние андезито-

вые разности появились уже в верхней юре и продолжали изливаться в нижнем мелу, между тем как риолиты ограничены в своем появлении меловым временем. Андезиты характерны для Яньшаньских хребтов и окраин Монголии и редко встречаются в Южном Китае; наоборот, риолиты имеют широкое распространение как в Южном, так и в Северном Китае. В Чжецзяне и в северном Фуцзяне крупные массы риолитовых лав слагают изумительные по красоте высокие горы и обширные плоскогорья.

Гранитные интрузии в областях развития складок фундамента

Еще более крупными по объему и площадному распространению являются яньшаньские граниты, которые имеют типичное развитие тоже вдоль побережья, и в частности в Гуандуне, Фуцзяне и Чжецзяне. Гранитные куполы и батолиты часто встречаются также в Цзянси, Хунани и Гуанси. Важно отметить, что за очень малыми исключениями западнее Цзяннани гранитные интрузии не встречаются. Наньлинские, или, как их называют, гонконгские, граниты представляют собой биотитовые граниты, часто грубо порфиоровидные в середине интрузивных тел; на их периферии часто встречаются пегматитовые дайки. В низовьях долины реки Янцзы, севернее Цзяннани, в палеозойских и нередко мезозойских отложениях залегает значительное количество более или менее изолированных небольших интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов. Они, вероятно, являются продуктами дифференциации той же гранитной магмы. В Северном Китае Тейяр де Шарден различает два типа яньшаньских гранитов. Граниты первого типа очень похожи на граниты Гонконга и широко развиты в Хэбэе, Жэхэ и Внутренней Монголии. Граниты второго типа, характеризующиеся дымчатым кварцем, амазонитом, флюоритом, топазом, бериллом и т. п., носят название лансийских гранитов и имеют более ограниченное распространение. В северной Маньчжурии яньшаньские граниты часто ассоциируют с более древними интрузиями и во многих случаях их очень трудно отделить от варисских гранитов. В северной Маньчжурии и Большом Хингане интрузии гранитов впервые произошли, вероятно, в варисском цикле, а затем повторились в яньшаньском цикле, после которого эти области были законсолидированы.

Следует заметить, что хотя яньшаньские граниты и являются главным образом «тихоокеанскими», обнаружены гранитные, а иногда даже основные интрузии яньшаньского возраста также в варисцидах северо-восточного Китая (палеоазиатские).

Магматическая деятельность в Тетис-Гималайском районе

Время внедрения гранитных интрузий центральной оси Гималаев определяется некоторыми авторами как третичное. Однако решающие доказательства, повидимому, отсутствуют, и возможно, что гранитные интрузии Гималаев относятся к яньшаньскому циклу (меловому). Гранитные тела широко распространены в Нижней Бирме и в Индо-Малайской системе в целом. Возраст их, повидимому, варьирует от верхнего мела до раннего эоцена, и, следовательно, они относятся еще к яньшаньскому циклу. Такие же граниты развиты в западном Юньнани и в Сикане. Но для определения разницы между истинно яньшаньскими гранитами и аналогичными интрузиями более древнего варисского возраста требуются новые исследования.

МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГИМАЛАЙСКОГО ЦИКЛА

Из вулканических проявлений гималайского цикла наибольшее развитие имеют базальтовые лавы Тихоокеанского побережья, которые по своему значению оставляют далеко позади все остальные изверженные породы, как интрузивные, так и эффузивные. На юге Азии базальтовые покровы залегают вдоль всего индокитайского побережья и, в частности, в Камбодже. Они закартированы также на острове Хайнань и полуострове Лэйчжоу. Рассеянные выходы третичных базальтов обнаружены в некоторых частях Гуандуна и Фуцзяня; Пескадорские острова также состоят из базальтовых пород. В южном Цзянсу и северном Аньхое верхнетретичные и нижнечетвертичные базальты часто слагают плоскогорья и столовые горы, в пределах которых еще сохранились вулканические кратеры. В Шаньдуне также же базальты отмечены во многих местах. Наиболее широко, однако, они выходят вдоль края Монгольского плато, к северу от Великой Стены. Вероятно, базальтовые покровы образовались в течение всего олигоценового времени. Они протягиваются в виде более или менее непрерывного пояса от окрестностей города Гуйсуй (столица провинции Суйюань) на восток, в район Калгана, и далее на северо-восток, в северный Жэхэ и северный Чахар, достигая южной части Большого Хингана. Этот базальтовый пояс Внутренней Монголии фактически образует обширное базальтовое плато, остатки которого превосходно сохранились до наших дней. Такой же пояс базальтовых покровов находится в восточной Маньчжурии, залегая вдоль крупного Чжанбейшаньского хребта, а ответвления этих покровов протягиваются к Корее и к Владивостоку. Третий пояс прослеживается к северу, вдоль восточного подножья Сихотэ-Алиня, кото-

рый тянется по Тихоокеанскому побережью до самого устья Амура.

Я не могу согласиться с утверждением Тейяр де Шардена, что третичные (и частично четвертичные) базальты, залегающие вдоль берега Тихого океана, произошли из той же магмы, что и монгольские андезиты. Яньшаньский вулканический цикл уже закончился после излияний риолитов, и за ним следовал новый, гималайский вулканический цикл, характеризующийся базальтовыми лавами. В яньшаньском цикле была сильно развита складчатость (*Faltengebirge* и *Bruchfaltengebirge*) и гранитные интрузии, в то время как движения гималайского цикла ограничились образованием сбросов и блоковыми перемещениями (*Blockgebirge*), которые были причиной излияний базальтовой магмы — симатической жидкости континентального субстрата.

ТЕКТОНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Взаимоотношения во времени — металлогенические эпохи

Докембрийские (и досинийские) кристаллические сланцы Северного Китая и Маньчжурии местами богато минерализованы. Среди важных минеральных месторождений этого цикла можно отметить железорудные месторождения Аньшана, Кунчжанлина и Мяоэркоу в Ляодуне (восточная часть Ляолина или провинции Фэнтянь), а также Люаньсяня в Хэбэе. Эти месторождения должны рассматриваться как имеющие осадочно-метаморфическое происхождение. В более позднюю стадию, в нижнесинийское время, опять образовались осадочные железорудные месторождения, на этот раз в Суаньхуа-Лунгуанском районе провинции Чахар. Этот «суаньхуанский тип» месторождений имеет, несомненно, мелководное или прибрежное происхождение, причем возможно, что источником железа были выветривающиеся архейские кристаллические породы оси Внутренней Монголии.

Каледонский металлогенический цикл еще очень мало изучен. Возможно, что к нему относятся некоторые осадочные гематитовые месторождения Циньлина. Что касается месторождений оолитового гематита, залегающих непосредственно выше силурийской синьтаньской свиты, ранее считавшихся также силурийскими, то теперь они должны быть отнесены к началу чисяйского времени (пермь).

Варисский цикл характеризуется широко распространенными орогеническими движениями и сопровождавшей их магматической деятельностью, и, естественно, можно ожидать в этом цикле большого количества металлогенических эпох. В действительности наблюдается обратное явление.

В варисцидах рудные месторождения магматического происхождения по своему количеству и величине весьма незначительны по сравнению с аналогичными месторождениями яньшанид. Относительная бедность варисцид может быть объяснена как тем обстоятельством, что структуры этого возраста обладают более слабой минерализацией, так и тем, что значительная часть варисских сооружений в северо-западной части Китая еще совершенно не изучена. Впрочем, следует, говоря о варисцидах, сделать одно важное исключение для районов Кам-юньнаньской оси, которые были богато минерализованы в поздневарисское или пермское время (см. стр. 149—150). Насколько можно судить по имеющимся данным, наиболее важными и широко распространенными месторождениями, образовавшимися во время варисского цикла, были месторождения золота. С незапамятных времен золото добывается из россыпей многочисленных потоков, берущих начало в варисских горах. Хорошо известны золотоносные россыпи Монгольского Алтая и прилегающих к нему районов Тяньшаня, Куэнь Луня, Наньшаня, хребта Амнэ-Мадзин и др. Россыпи восточного Сикана и высокого плоскогорья Чан-Дан были источником золота для украшения храмов Тибета. Монголия также славится своим золотом. Хотя некоторое количество золота было добыто из золотоносных кварцевых жил докембрийского или даже яньшаньского возраста, все же я полагаю, что главная его часть является продуктом эманационной деятельности варисских гранитов. Учитывая малочисленность проявлений варисской минерализации, следует указать, что советские геологи¹ недавно обнаружили в Средней Азии большое количество рудных месторождений, которые тесно связаны с варисской вулканической деятельностью. Возможно, что вольфрамовые и молибденовые месторождения западного Синьцзяна также генетически связаны с варисскими гранитами.

Малочисленность варисских рудных месторождений магматического происхождения компенсируется богатством осадочных месторождений. Наиболее важные угленосные формации Китая (тайюаньская и шаньсийская свиты) относятся к верхнему карбону. В верхней перми Южного Китая (свита Лобинъянь) также обнаружены угольные пласты. Более того, в некоторых местах угленосными оказываются верхи фэннинской и низы чисяйской свит. В Северном Китае в основаниях свиты Беньци или тайюаньской свиты часто залегают гематитовые руды, относящиеся к так называемому шаньсийскому типу. В восточном Хубэе и юго-восточной Сычуани базальные слои чисяйских известняков

¹ См. Научные итоги работ Таджико-Памирской экспедиции, «Изд. АН СССР», М., 1936.

содержат слои пизолитового гематита промышленного значения. В Хунани верхнедевонские мелководные отложения часто характеризуются слоями оолитовых гематитовых руд, которые принадлежат еще к варисскому циклу седиментации. Кроме угля и железа, в этом цикле имеют значительное развитие месторождения бокситов. В Шаньдуне бокситовые слои залегают выше карбоновых угольных слоев, вероятно близ основания свиты Шихоцзы. В центральном Юньнани пизолитовые бокситы, имеющие промышленное значение, залегают среди глинистых сланцев каменноугольного возраста непосредственно ниже чийских известняков. Такие же бокситы встречены около Гуйяна в центральном Гуйчжоу. В области развития омэйшаньских базальтов в послебазальтовых триасовых красных слоях, близ их основания, встречаются осадочные месторождения меди (см. стр. 150), которые также должны быть отнесены к варисским.

Яньшаньский цикл, несомненно, является основным металлогеническим циклом Китая. К нему относятся не только многие рудные месторождения Северного Китая, как, например, золота, свинца, серебра, вольфрама и др., но также большинство месторождений магматического происхождения Южного Китая, в том числе месторождения олова, вольфрама, железа, меди, свинца, сурьмы и ртути. Кроме того, яньшаньский цикл характеризуется также многими осадочными месторождениями. Юрские угольные пласты обнаружены почти в каждой провинции. Нефть¹ и нефтеносные сланцы найдены в различных горизонтах юрских и меловых отложений; месторождения гипса и соли характеризуют меловые красные слои Сычуани и северо-западного Китая. Верхнетриасовые месторождения гипса и соли Сычуани и Юньнани удобнее также отнести к яньшаньскому циклу, хотя в действительности они принадлежат к индосинийскому циклу. В Сычуани и во многих других провинциях среди юрских угольных пластов часто залегают болотные железные руды, а в Цзицзяне (в южной Сычуани) гематитовые руды характеризуют основание вильденских красных слоев² (цзымоцзынская свита).

Гималайский цикл, не имеющий существенного значения в отношении магматических месторождений, характеризуется лигнитовыми слоями юго-западного Китая (фушуньские угли относятся к этой же группе) и месторождениями гипса и соли в Северном и Южном Китае. Третичные формации Ганьсу и Сицзяна местами весьма нефтеносны.

¹ Уголь и нефть упоминаются здесь в связи с металлогенезисом, так как они имеют большое экономическое значение.

² Y. L. Wang, неопубликованный отчет.

Взаимоотношение в пространстве — металлогенические провинции

Детальное описание многочисленных металлогенических провинций Китая, большинство которых еще точно не околонуено предшествующими исследователями, выходит за рамки настоящей работы. Здесь достаточно отметить наиболее интересные факты, размещения минеральных месторождений относительно геологических структур, и сделать вытекающее отсюда широкое обобщение. Практически можно различить главные металлогенические провинции, металлогенические провинции второго порядка и подпровинции¹. Следует также иметь в виду, что когда мы имеем дело с размещением минеральных месторождений, то становится необходимым включить в наши рассуждения элемент времени.

В пределах территории Китая выделяются шесть главных металлогенических провинций.

1. *Палеоазиатская провинция* включает в себя Синьцзян, Внешнюю Монголию, Цинхай, Наньшань и Циньлин. За исключением золота эта провинция характеризуется слабой минерализацией. Она может быть подразделена на три подпровинции: а) варисские хребты с варисской, преимущественно золотой, минерализацией (Куэнь Лунь, Тяньшань, Монгольский Алтай, Наньшань, Циньлин и др.); б) предгорные пояса перечисленных высоких хребтов, характеризующиеся месторождениями угля, нефти, гипса, каменной соли, болотных железных руд и иногда меди, и в) внутренние и межгорные впадины с соляными месторождениями озер (Тарим, Джунгария, Цайдам, Алашань и т. д.).

2. *Провинция докембрийских кристаллических сланцев* охватывает большую часть Внутренней Монголии, частично Шаньси и Хэбэй, Шаньдун, циньлинскую ось, Хуайянский щит и северную и южную Маньчжурию. Это области Сино-Корейского массива и северной Маньчжурии. Минерализация данной провинции имеет докембрийский и яньшаньский возрасты и характеризуется золотом, железом и некоторыми другими рудными месторождениями. Она может быть подразделена на многие подпровинции, но описание их не входит в нашу задачу.

3. *Провинция платформы Красного бассейна* объединяет Ордосскую платформу (северную впадину Шэньси по автору),

¹ В дальнейшем изложении автор не выдерживает однообразных обозначений даваемых им подразделений тихоокеанской провинции. В одних случаях часть провинции он именуется тоже словом „провинция“, в других — словом „подпровинция“. Словом „подпровинция“ он обозначает также части того, что ранее обозначал „подпровинцией“.

Чтобы устранить создавшиеся неясности, редакция ввела следующие названия подразделений: провинция — подпровинция — область — район. — *Прим. ред.*

плато Шаньси и Красный бассейн Сычуани. Эти три региона отделены друг от друга участками развития кристаллических пород и, следовательно, образуют три самостоятельные провинции. Однако они довольно сходны по характеру своей металлогении, причем сходство между Сычуанью и Шаньси весьма близкое. В провинции платформы Красного бассейна вулканическая деятельность, так же как и рудные месторождения магматического происхождения, практически отсутствует. Осадочные месторождения представлены здесь в первую очередь каменноугольными, пермскими и юрскими месторождениями угля, нефти, газа, гипса и соли, находящимися преимущественно в Красном бассейне. Для этой провинции характерны также болотные железные руды.

Следующие три провинции — 4) южнокитайская, или тихоокеанская, 5) провинция Кам-юньнаньской оси и 6) провинция западного Юньнана, или Тетиса — требуют более детального описания.

Самые главные и в то же время самые замечательные металлогенические провинции Китая находятся в Южном Китае¹, в областях, расположенных южнее Циньлиншаня и Хуайянского щита. Вон² первый обратил внимание на зональное расположение рудных месторождений в Южном Китае; его взгляды были позже видоизменены Ся³. Однако в настоящее время, когда предложена новая интерпретация тектоники Китая, а взаимоотношения геотектоники, вулканической деятельности и рудных месторождений еще детально не исследованы, крайне необходимо развить дальше изучение геологии упомянутых месторождений.

Каждый, кто знакомится с рудными месторождениями Южного Китая, может видеть, что эти месторождения располагаются зонально. Но «зональность» имеет двоякое значение: при изучении только очень небольшой площади выявляется локальная зональность, когда же изучаются широкие площади, охватывающие несколько административных провинций, выявляется региональная зональность. Следует отметить, что региональная зональность часто включает в себя значительное количество различных проявлений локальной зональности. Например, зональное расположение рудных месторождений в собственно

¹ Термином „Южный Китай“ (southern China) я обозначаю все районы, лежащие к югу от Циньлина, а термин „собственно Южный Китай“ (South China) я оставляю для той части Южного Китая, которая лежит южнее долины реки Янцзы, за исключением Юньнана.

² W. H. Wong, Mineral resources of China, 1920 (на китайском языке).

³ C. Y. Hsieh, On the late Mesozoic-Early Tertiary orogenesis and vulcanism and their relation to the formation of metallic deposits, „Bull. Geol. Soc. China“, 15, No. 1, 1936.

Южном Китае является региональным, но в пределах этой области имеется множество примеров локальной зональности: вольфрамово-медно-свинцовые месторождения Цзиньчжуаньтана, вольфрамово-арсенопирито-свинцовые месторождения Яогансяна в южной Хунани и многие другие. Явление зональности контролируется положением интрузий, а положение последних в региональном масштабе, в свою очередь, контролируется тектоникой. В районах, наиболее сильно и широко интрузивированных гранитами, создавались наиболее благоприятные условия для образования высокотемпературных, или гипотермальных, руд, таких, как руды олова, вольфрама и молибдена, в то время как районы, находящиеся далеко от интрузий, характеризуются низкотемпературными условиями, при которых образуются эпиптермальные месторождения, такие, как месторождения сурьмы, ртути и реальгара (или аурипигмента). Районы, находящиеся в промежуточном положении, естественно, дают промежуточные, или мезотермальные, месторождения или месторождения смешанного типа. Как мы увидим ниже, то же наблюдается и в собственно Южном Китае¹.

В Южном Китае различаются две главные металлогенические эпохи: поздневарисская и яньшаньская. К первой относится большинство рудных месторождений, находящихся в пределах и вблизи Кам-юньнанской оси. Эти месторождения составляют отдельную провинцию, которую мы назовем провинцией Кам-юньнаньской оси. Другие значительные месторождения магматического происхождения в большинстве своем относятся к яньшаньскому циклу. Однако благодаря присутствию меридионально вытянутой провинции Кам-юньнаньской оси яньшаньские месторождения, если можно так выразиться, расщепляются на две провинции — тихоокеанскую и провинцию Тетиса.

Провинция Тетиса имеет небольшие размеры и тесно связана с орогенезисом Тетиса и сопровождающей его магматической деятельностью, а тихоокеанская провинция связана со складчатостью тихоокеанского типа и гранитными интрузиями.

4. *Тихоокеанская провинция* включает в себя большое количество малых провинций второго порядка, каждая из которых имеет самостоятельное значение. Приводим их краткую характеристику.

Подпровинция нижнего течения реки Янцзы характеризуется железными и местами медными месторождениями. Руды имеют

¹ Автор следует схемам Эммонса; советские ученые показали крайнюю ограниченность их значения, поскольку распределение месторождений различных типов зависит от ряда геологических условий, а не только от близости интрузий. — *Прим. ред.*

контактово-метасоматическое происхождение и непосредственно связаны с гранодиоритовой интрузией. Значительными месторождениями этого типа являются железорудные месторождения Дае, Линсяна, Дунгуаншаня, Чжанлуншаня и др. Этот «железный пояс Китая», однако, не может быть включен в зональное расположение тихоокеанской провинции.

Внешняя тихоокеанская, или гипотермальная, подпровинция охватывает район побережья, южный Цзянси и южную Хунань. За некоторыми исключениями главные рудные месторождения этой подпровинции являются гипотермальными, что относится, в частности, к месторождениям вольфрамита, касситерита, молибденита и висмутита. Мы имеем здесь *оловянно-вольфрамовый пояс*. Эта подпровинция, в свою очередь, подразделяется на три области. Первая из них — береговой пояс — более или менее ограничена в своем распространении древней массой Катазии. Вольфрамовые, часто оловянные и молибденовые месторождения разбросаны почти по всей области от Фуцзяня до острова Хайнань, однако крупных месторождений здесь немного. Вторая область занимает южную часть Цзянси и юго-восточную часть Хунани. К ней относятся все богатые вольфрамовые месторождения южного Цзянси и вольфрамовые месторождения Гуэйдун, Жучен и Яогансян южной Хунани. Возможно, что эта вольфрамоносная область является самой значительной в мире, и ее можно назвать вольфрамовой областью Гансянского архипелага. К западу от нее расположена третья область — область гранитных куполов южной Хунани и северо-восточного Гуанси, — также характеризующаяся месторождениями олова и вольфрама. Касситерит, который добывается из россыпей, имеет промышленное значение, и поэтому мы можем говорить об этой области как об *оловоносной области гранитных куполов*. К ней же относятся известные оловоносные россыпи фухочжунского района. Заслуживает внимания тот факт, что эти богатые россыпи имеют широкое распространение там, где в большом количестве развиты каменноугольные и девонские известняки. С другой стороны, там, где вольфрамовые месторождения преобладают над оловянными, как, например, в вольфрамоносной области, мощные формации известняков встречаются редко или вообще отсутствуют. Таким образом, оловянные россыпи всегда сопровождают известняки. Причина этого неясна. Что касается сравнительной скудости как оловянных, так и вольфрамовых месторождений в береговом поясе, то можно сказать, что поскольку интенсивно интродуцированный гранитами береговой район претерпел значительную денудацию, постольку большинство сильно минерализованных апикальных куполов гранитных батолитов и штоков давно смыто и вместе с ними оказались эродированными богатые оловянные и вольфрамовые месторождения.

Внутренняя тихоокеанская, или эпитеpмальная, подпровинция ограничена западным краем Цзяннани и прилегающими площадями. К ней относятся рудные месторождения южного Гуйчжоу и юго-восточного Юньнани, расположенные вдоль наньбаньцзянского синклиория. За немногими исключениями (например, гранитный купол Фаньцзиншаня в северо-восточном Гуйчжоу), в этом районе, который характеризуется месторождениями ртути (киновари) и сурьмы (антимонита) и местами также месторождениями реалгара и аурипигмента, интрузивные породы почти отсутствуют. Полное отсутствие гипотермальных месторождений (вольфрама, олова, молибдена и висмута) весьма характерно, и эту подпровинцию можно назвать сурьмяно-ртутным поясом Китая. Она может быть подразделена на две области: северную, ртутную, область Цзяннани и южную, ртутно-сурьмяную, область наньбаньцзянского синклиория.

К области Цзяннани относятся ртутные месторождения восточного и юго-восточного Гуйчжоу, западной Хунани и юго-восточной Сычуани. Так как большинство этих месторождений залегает в докембрийских известняках, то прежде считалось, что они имеют кембрийский или палеозойский возраст. Но на основании находки кристаллов киновари в триасовых известняках центрального Гуйчжоу и юго-восточной Сычуани можно определенно говорить, что эти месторождения относятся к яньшаньскому циклу. В восточном Гуйчжоу и западной Хунани киноварь является единственным рудным минералом, имеющим промышленное значение, в то время, как в южном Гуйчжоу, в округах Бачжай, Саньхэ, Душань и др., киноварь и антимонит часто встречаются совместно.

В области наньбаньцзянского синклиория преобладающими рудными месторождениями являются месторождения сурьмы и ртути, которые часто встречаются совместно. Сюда относятся месторождения юго-восточного Юньнани: Кайюань, Вэньшань, Магуань, Сычжоу и др.

Промежуточная, или мезотермальная, подпровинция занимает промежуточную зону между эпитеpмальной и гипотермальной подпровинциями, и поэтому ее характер и протяженность не могут быть точно определены. В этой подпровинции находятся месторождения, относящиеся к эпитеpмальной и гипотермальной подпровинциям. Несмотря на это, мезотермальная подпровинция имеет свои особенности. Гранитные интрузии хотя и встречаются довольно часто, однако не велики по своим размерам, изолированы друг от друга и несравненно менее обильны, чем в береговом поясе. Главными рудными месторождениями являются месторождения сурьмы, золота, меди и свинца (а также цинка и серебра). Месторождения ртути здесь неизвестны, а сурьмяные месторождения являются в основном не эпитеp-

мальными, а мезотермальными. Изредка встречаются месторождения олова и вольфрама (оловянное месторождение Наньтани и вольфрамовые месторождения Куэньлуньгуана). В этой подпровинции мы можем тоже выделить три области.

Первая, цзяннаньская область золота и сурьмы ограничена северной и западной Хунанью. К ней относятся месторождения золота (кварцевые жилы) Таюаня, Юаньлиня и, возможно, также Хойдуна, сурьмяные месторождения Баньци и месторождения прилегающих районов. Вмещающими породами являются филлиты, сланцы и граувакки, относимые к додевонской луншаньской свите; возраст значительной ее части определяется как докембрийский. На этом основании некоторые исследователи приписывают рудным месторождениям додевонский¹ и даже досинийский возраст. Однако учитывая тот факт, что эти месторождения тесно связаны с сурьмяными месторождениями, часть которых залегает в девонских или каменноугольных породах центральной Хунани, можно предполагать их яньшаньский возраст. Более того, если предположить, что месторождения, о которых идет речь, являются досинийскими, то необходимо будет признать, что интрузивные породы, с которыми они связаны, до сих пор еще не вскрыты, несмотря на имевший место длительный период денудации, начавшийся с синийского времени.

Вторая область соответствует центральной Хунани. В ней преобладают месторождения сурьмы, причем наиболее крупным из них является месторождение Сигуаньшаня. Некоторые из небольших медных месторождений юго-западной Хунани и северного Гуандуна относятся к этой же области, так же как и свинцово-цинковое месторождение Шуйгоушаня.

Третья область в основном захватывает гуансийскую дугу. Здесь находится большое количество месторождений сурьмы и, кроме того, сюда же относятся и золотые месторождения Даминьшаня. Исключениями являются типичные мезотермальные месторождения олова в округах Хочи и Наньтань и месторождения вольфрама, расположенные около куэньлуньгуаньского гранита, и красной сурьмы (кермезита) в долине Юцзяна (юцзянский синклиниорий).

Таким образом, в тихоокеанской провинции выделяются следующие подпровинции, области и районы:

Внешняя тихоокеанская, или гипотермальная, подпровинция (преобладают олово, вольфрам, висмут и молибден).

Область олово-вольфрамового берегового пояса.

¹ Согласно Таню, золото в виде россыпных месторождений находится в базальных конгломератах девонской тяомацзяньской свиты.

Вольфрамоносная область Гансянского архипелага.
Оловоносная область гранитных куполов.

Внутренняя тихоокеанская, или эпитермальная, подпровинция (преобладают сурьма и ртуть¹).

Ртутная область Цзяннани.

Сурьяно-ртутная область Наньбаныцзянского синклиория.

Промежуточная, или мезотермальная, подпровинция (преобладают золото, сурьма, медь и цинк).

Золото-сурьяная область Цзяннани.

Сурьяная область центральной Хунани.

Золото-сурьяная область Гуанси.

Район Гуансийской дуги.

Район Юцзянского синклиория.

5. *Провинция Кам-юньнаньской оси.* В восточном Сикане, центральном и северо-восточном Юньнани рудные месторождения залегают в различных формациях, возраст которых варьирует от архея до перми. Главными металлами являются железо (часто титанистое), медь, золото, свинец, цинк и серебро, а местами никель и кобальт. Прямая связь никелевых месторождений с ультраосновными (перидотитовыми) интрузиями не вызывает сомнений, а генетические взаимоотношения между многими медными рудами и основными интрузиями и эффузиями (главным образом базальтовыми) также хорошо подтверждаются данными полевых наблюдений.

Рудные месторождения этой части страны резко отличаются от месторождений тихоокеанской провинции и образуют самостоятельную провинцию, которую мы называем провинцией кам-юньнаньской оси. Рассмотрим теперь возраст металлогении.

Как отмечено в предыдущей главе, базальты, несомненно, имеют пермский возраст. Основные и ультраосновные интрузии (габбро, диабазы, перидотиты), вероятно, произошли из той же магмы, что и базальты. Интрузии гранитов местами внедряются в палеозойские известняки и несогласно перекрываются триасовыми красными слоями². Таким образом определяется их верхнепалеозойский, или варисский, возраст. Поскольку рудные месторождения связаны с этими изверженными породами,

¹ Известные оловянные месторождения Гэцзю в южном Юньнани не входят в эту систему, так как эти месторождения обязаны своим происхождением локальной интрузии гранита в пермо-триасовые известняки и их металлогеническое положение можно сравнить с месторождениями олова Хочи и Наньтань.

² F. J. Tseng, *Geology of the Nalatsing coal-field, Yungjeng, Yunnan* (неопубликованный отчет на китайском языке).

постольку они, вероятнее всего, имеют варисский возраст. Провинция кам-юньнаньской оси, таким образом, отличается от тихоокеанской провинции не только по типу входящих в нее месторождений, но и по их геологическому возрасту.

В отношении площадного распространения в пределах этой провинции могут быть выделены две подпровинции. Одной из них является подпровинция собственно кам-юньнаньской оси, характеризующаяся докембрийскими кристаллическими сланцами, филлитами и граувакками (синийскими). Вторая — охватывает районы, находящиеся к востоку от кам-юньнаньской оси, в которых преобладают палеозойские породы. Эти две подпровинции могут быть названы соответственно осевой подпровинцией и подосевой подпровинцией. К первой относятся: медные месторождения Имэнь, Дунцзуань, Цзяоцзя в провинции Юньнань, медные месторождения Дунань, Юэхси, Юнцзинь, Тяньчжуань в провинции Сикан, железные месторождения Имэнь (Юньнань), железные месторождения Баньцихуа, Маокуба, Луку (Сикан) и никелевые месторождения Лимахэ и Сяогуанхэ, находящиеся юго-восточнее Хойли (Сикан). Сюда же должны быть отнесены месторождения медных руд Юншэна в северном Юньнани и месторождения Пэнсянь около Чэнду в Сычуани. Границы подосевой подпровинции схематично соответствуют границам распространения омэйшаньских базальтов. Главными месторождениями в этой подпровинции являются свинцовые (также цинковые и серебряные) месторождения округов Дунчжуань, Лутянь и Пингьи в Юньнани и железорудные месторождения Вэйнин и, может быть, Шуйчэн в Гуйчжоу¹. Медные руды, залегающие в пермских базальтах, принадлежат тоже к этой группе. Однако наиболее характерным типом месторождений в этой подпровинции являются так называемые «осадочные медные руды», находящиеся или в виде конкреций (Маоуцзу) в пермских гигантоптерисовых угленосных свитах (Юнцзинь, Сикан), или в виде вкрапленностей в триасовых красных слоях (Вэйнин, Гуйчжоу). Медные месторождения Лучан, Хойли, залегающие в меловых конгломератах², принадлежат, несомненно, к этому же типу, и, принимая во внимание, что Лучан расположен в осевой подпровинции, они вместе с известными цинковыми месторождениями Тяньбаошань, которые залегают в пермо-карбонных известняках, образуют в пределах осевой подпровинции хотя и небольшую, но особую область.

¹ Железным рудам Гуаньиньшаня Ся приписывает магматическое происхождение, но другие исследователи считают их осадочными.

² Меловой возраст их находится под вопросом. Более вероятно, что конгломераты, залегающие в основании толщи красных слоев, имеют триасовый возраст.

Некоторые исследователи считают, что рудные месторождения осевой подпровинции имеют докембрийский или досинийский возраст. Ся¹ хотя и выражает сомнение по поводу этой гипотезы, но в своей последней работе оставляет вопрос нерешенным.

Медные руды непосредственно связаны с основными интрузиями (диабазами или габбро), и медь имеет широкое распространение в омэйшаньских базальтах; это позволяет предположить, что и в других месторождениях медь имеет такое же происхождение и, следовательно, тот же возраст. Более того, медные месторождения Тунчжуань залегают обычно в верхнесинийских породах, и так как с синийского времени до варисского цикла район не подвергался сколько-нибудь сильным тектоническим движениям и в соответствии с этим в нем в это время не проявлялась магматическая деятельность, то будет логичным предположить, что эти месторождения имеют поздневарисский возраст. Магнетитовое месторождение Цайцзукоу в Даофу, к северу от Кандина (Дацзянлу), во всех отношениях сходное с магнетитовыми месторождениями Луку и Маокуба, тесно связано с гранодиоритовой интрузией, которая, согласно Чэну², внедрилась в пермо-карбоновые известняки, но не затронула выходящие рядом мезозойские слои. Это дает еще одно доказательство в пользу варисского возраста железных, медных и других месторождений.

6. *Провинция Тетиса.* Весьма разнообразные рудные месторождения известны также в западном Юньнани. Среди них мы находим ртутные месторождения Баошань, Ланьбин и Вэйси, сурьмяные месторождения Чжэнкан и Баошань, месторождения реальгара и аурипигмента Фэнъи, свинцово-цинково-серебряные руды Баньхуна, Моная, Маньгуана (Тэнчжуна) и др., а также железные руды Тяньтаньгуаня, расположенного севернее Тэнчжуна. Происхождение этих месторождений неясно, однако можно высказать предположение, что они связаны с гранитными и основными интрузиями, развитыми в западном Юньнани; большая часть интрузий (если не все) относится к яньшаньскому магматическому циклу. Таким образом, западный Юньнань образует особую металлогеническую провинцию, которую можно назвать провинцией Тетиса. Далее необходимо отметить, что многие месторождения залегают в Баошаньской метаморфизованной зоне, хотя иные из них и находятся в метаморфизованной зоне Меконга и даже в Юньнань-Бирманском

¹ С. Y. Hsieh, Note on the ore deposits in the Yunnan-Kueichou-Kikang area with special reference to their distribution and geological age, „Contr. Econ. Geol.“, No. 1, Mineral Exploration Bureau, Nat. Resources Commission, 1944.

² Y. C. Cheng, On the occurrence and metamorphism of late Paleozoic extrusive rocks of Taofu, Sikang, „Bull. Geol. Soc. China“, 21, No. 1, 1941.

кристаллическом комплексе. Дальнейшее подразделение на подпровинции в настоящее время представляется невозможным¹.

Серебро-свинцовые руды часто встречаются на Шаньском плато Бирмы; наиболее крупным из них является месторождение Баудвин. Вероятно, они относятся к провинции Тетиса, хотя бирманские геологи считают, что баудвинские руды связаны с ордовикскими риолитовыми лавами. В Индо-Малайской складчатой системе широко распространены эксплуатирующиеся оловянные, вольфрамовые и золотые месторождения. Среди них наиболее выдающимися являются вольфрамовые месторождения округа Тавой и оловянные месторождения Малайи. В общем принято считать, что эти месторождения генетически связаны с верхнемеловыми гранитными интрузиями. Таким образом, связь между западным Юньнанем, Нижней Бирмой и Малайей становится очевидной. Так как тектоника этих районов относится к тетис-гималайскому типу, то соответственно и металлогения и вулканическая деятельность должны отличаться от металлогении и вулканической деятельности тихоокеанской провинции. Возможно даже, что в этих двух больших районах «работали» две различные рудоносные магмы — тихоокеанская и индийская. Эта гипотеза может быть доказана или отвергнута только в результате дальнейших исследований.

¹ Следует предположить, что в Бирме кристаллические сланцы Юньнань-Бирманского комплекса образуют особую провинцию, характеризующуюся рубинами, сапфирами, шпинелью и графитом (см. H. L. Chhibber, *Mineral resources of Burma*, London, 1934). Ся предлагает разделить Юньнань на 4 или 5 зон.

**УКАЗАТЕЛЬ
ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ**

- Агил 46
Адуьцзы 89, 93
Азия 16, 45, 63, 115, 116, 118, 123,
124, 128, 130—132, 139
— Восточная 18, 44
— Средняя 62, 141
Айлаошань 75, 92
Аксу 41, 86, 96
Алай 28
Алай-Кашгарский район 117
Алайский хребет 103
Алашань 22, 49, 66
Алашаньская пустыня 22
Алтай 45, 122, 129
— монгольский 105, 125, 129, 141,
143
Альпы 7, 17, 42, 70, 99, 100, 130, 131
— Восточные 13
— Пеннинские 99
Амнэ-Мадзин 47, 49, 141
Амур 83, 113, 129, 140
Амурский залив 117
Анды 10
Аннамские горы 53, 131
— Кордильеры 54
Аньнин 30
Аньнинхэ 28, 29, 59
Аньси 41, 42, 105
Аньхой 16, 34, 36, 37, 55, 68, 139
Аньхуа 35, 79
Аньшань 140
Аньшунь 75
Аньшуньчан 29
Аппалачи 7, 19
Аппалачский континент 7
Аракан-Нага 94, 101
Арал-Джунгарский перешеек 111
Аральское море 34
Арбуз-ула 26, 66
Арбунь 84
Арка-таг 47
Армориканские горы 19
Ассам 32, 99
Ассам-Бенгальский залив 102
Ассамская равнина 31
Астинь-таг 47, 49
Атлантический океан 7
Африка 7
Ашихо 115
Бадан 88, 93
Байкал 20
Байянь-Кала 46, 47
Балтийское море 7, 8, 27
Балтистан 84
Бамяньшань 71, 72
Баньхун 151
Баньцихуа 150
Баньци 148
Баошань 31, 90, 91, 151
Баошаньсянь 90
Бaudwin 152
Бачжай 147
Бейлунцзян 48
Бинба 75
Бинву 39, 47
Бинши 106
Бирма 31, 91, 94, 100, 120, 130
— Нижняя 139, 152
— Центральная 100, 118, 124
Бирманский залив 102
Бицзигуан 52
Бичи 76
Богдо-Ула 41
Брамапутра 99
Британские острова 7
Бука-Магна 46, 84, 85
Бурган-Будда 47
Бурейнский залив 117
Бэжаньхэ 41
Бэйбаньдзян 81
Бэйбяо 12, 65, 67
Бэйгуовань 59
Бэйжуань 39
Бэйшань 41, 42, 49, 105, 107, 135
Бэсян-Гуаньсянский район 69
Великая равнина 27
Верхнее плато 91
Владивосток 139

- Вузу 96
 Вушуй 80
 Вэйнин 75, 150
 Вэйси 151
 Вэйхэ 107
 Вэньшань 147
 Вэньюан 80
- Ганг 98, 99
 Гандин 28
 Ганьсу 26, 33, 38, 47—50, 97, 104, 142
 Гаолигуншань 31
 Гималаи 17, 32, 89, 98—102, 118, 125, 130, 131, 137, 139
 — Ассамские 94
 — Внешние 99
 — Кашмирские 100
 — Малые 99
 Гиндукуш 131
 Гирин 23
 Гоби 42, 44, 45, 97
 Гондвана 100, 101, 124, 132
 Гонконг 94, 138
 Гуандун 15, 32, 37, 38, 51, 59, 80, 81, 87, 106, 112, 133, 137—139, 148
 Гуанси 8, 15, 16, 31, 35, 36, 38, 55, 59, 60, 74—78, 112, 116, 124, 133, 138, 146, 149
 Гуйсуй 139
 Гуйчжоу 32, 35, 36, 56, 61, 72, 75, 77, 110, 115, 124, 125, 136, 142, 147, 150
 Гулана ущелья 50
 Гулансянь 134
 Гуэйдун 76, 146
 Гуэйлинь 78
 Гуэйян 61, 142
 Гэнкоу 59
- Дабашань 24, 61, 70—73, 121
 Дадан 76
 Дадин 75, 76
 Дадухэ 29, 30, 47, 56
 Дае 146
 Далифу 88
 Дальний Восток 9, 83, 111, 128, 137
 Даляншань 72
 Даляншаньский хребет 30
 Даминшань 76, 148
 Данла 46, 84, 85
 Даньба 29
 Даофу 51, 136, 137, 151
 Даржиллинг 100
 Дахайчжан 64
 Дацзянлу 151
 Дациншань 12, 21, 67
 Джекундо 46, 85
 Джекундо-Чамдо 93
- Джизу Хонгер 115, 116
 Джунгария 33, 34
 Дзе-Чу 46, 47
 Дихан 100
 Диханг 32
 Дишуа 42
 Дишуйпу 39
 Дре-Чу 46, 47
 Дунань 150
 Дунбур 46, 85
 Дунбурский хребет 46
 Дунган 78
 Дунгуаншань 146
 Дункоу 79
 Дунтин 36
 Дунхэ 48
 Дунцзуань 150
 Дунцзы 76
 Дунцзянцзы 56
 Дунчжуань 150
 Дуньхуан 41, 105
 Душань 76, 147
 Дуяшань 76
 Дэданский район 90
- Евразия 130
 Европа 7, 42, 115, 130
- Желтое море 25
 Женьдакоу 51
 Жучен 146
 Жуюнань 80
 Жэхэ 12, 22, 62, 65, 67, 82, 83, 108, 128, 138, 139
- Заалайский хребет 103
 Забайкалье 20, 35, 111, 112, 122, 125, 130
 Зайула 32, 100
 Западные холмы Пекина 12, 62—65, 82, 133
 Зюсса хребет 50
- Или 103
 Имэнь 150
 Инд 99
 Индия 99, 114, 123, 124, 126, 127, 131
 Индо-Гангская равнина 8, 124
 Индокитай 17, 18, 53, 54, 58, 62, 92, 93, 115, 116, 126, 130, 135—137
 Индонезия 115
 Индостан 100
 Ипин 74
 Ипинлан 87
 Иравади 31
 Ираниды 131
 Иркутск 20
 Ичан 107

- Иньдэе 80
- Кайлас 99
Кайсян 73
Кайюань 147
Калган 139
Камбоджа 31, 139
Кангай 129
Кандин 47, 51, 151
Кандин-Людинский район 29
Кашмир 32, 98, 99, 101
Каракорум 45—47, 84—86, 93, 98, 118, 123, 131
Кара-нарин-ула 22
Катазия 38, 56, 77, 81, 112, 114, 115, 123, 124, 132, 146
Кашгар 41, 86, 103
Керия 47
Кеч-угозей-таг 96
Киргизские степи 11
Китай 12, 15—17, 19, 22, 31, 37, 40, 54—56, 62, 69, 81, 94, 97, 100, 104, 106—108, 110, 112—114, 116—120, 123, 125, 128, 131, 132, 135, 140—144 — Северный 18, 21, 24, 44, 62, 63, 66, 67, 106, 110—116, 118, 133, 138, 140—142 — Южный 14, 16—18, 55, 59—62, 68, 74, 80, 82, 83, 106, 110—117, 133, 138, 141, 142, 144
Кокошили 46, 47
Корея 21, 23, 24, 83, 111, 139
Коцзю 58, 75
Красная река 30, 92, 93, 95
Красный бассейн 12, 13, 52, 68—74, 76, 79, 117, 119, 121, 124, 125, 127, 129, 143
Кукунор 46, 50, 112
Кукунорский хребет 47
Кунчжанлин 140
Куньмин 30, 52, 56, 72, 105
Куруг-таг 41, 42, 105
Куча 41, 86, 96, 103
Куэнь Лунь 11, 16, 17, 40, 41, 43, 45—47, 49, 51, 96, 102, 113, 114, 117, 118, 123, 125, 133—135, 141, 143
Куэньлуньгуан 148
- Ладак 84, 94
Ланшань 22
Ланьбин 89, 90, 94, 151
Ланьчжоу 103
Ланьчжоуфу 33, 49
Лаос 54, 58, 92, 115, 136, 137
Лаочжуншань 50
Лацзишань 50
Лимахэ 150
- Линсян 146
Линьэитан 46
Линьси 44, 82
Лицзян 88, 90
Лоб-нор 27
Локцзун 46
Лоушань 74, 76
Лочан 80, 81
Луан Прабан 54, 136
Луку 29, 150, 151
Лунань 105
Лундин-Чэнканский район 136
Лунмэньшань 70, 120, 121
Лунмэньшаньский хребет 69
Лунси 49, 50
Луньшань 33, 77
Лутянь 150
Луфэн 30, 59, 87
Лучан 150
Лучжоу 74
Лушань 36, 121, 124
Луши 95
Лхаса 89
Лэйчжоу 139
Люаньсянь 140
Любаньшань 26, 33, 50, 67, 103, 104
Любашань 118
Люван 91
Людин 28
Ляньцзиньцзян 86
Ляо 8, 22, 23, 27, 65, 109
Ляодун 111, 140
Ляолин 140
- Магуань 147
Малайя 152
Маньчжурия Северная 44, 62, 83, 117, 138—140, 143
Маогун 47
Маокуба 150, 151
Маошаньский хребет 68
Матоуцзу 150
Мезо-Азия 123
Меконг 31, 54, 87, 89, 90, 92, 94, 136, 151
Миду 92
Миньгуан 151
Миньхэ 50
Минья Гонгкар 137
Миту 89
Мобаньшань 30
Монголия 22, 43, 44, 62, 67, 84, 97, 109, 111, 112, 114, 115, 118, 120, 122, 123, 125, 135, 136, 138 — Внешняя 113, 143 — Внутренняя 67, 121, 129, 138, 139, 140, 143

- Монгольское плато 139
 Монхай 92, 151
 Мотьянлин 38, 47
 Мукден 22
 Мустаг-ата 47
 Мустаг-каракорум 94
 Муфушань 36
 Мэйтаньчжвань 55
 Мэнхуа 92
 Мэнчжулин 78
 Мяозркоу 140
- Намтин** 91
 Нам-Ху 92
 Нанкин 9, 115
 Нанкинские холмы 14, 55, 61, 68, 69, 113, 120, 125, 126
 Нанцзянсян 85
 Нанцзянь 46, 51
 Наньбаньцзян 75
 Нанькоу 21
 Наньлин 59, 81
 Наньтаць 148
 Наньтоу 30, 37
 Наньтяньмэнь 67
 Наньчуань 73
 Наньшань 11, 16, 17, 19, 33, 40, 41, 43, 50, 66, 67, 103, 113, 114, 116, 118, 122, 125, 130, 133, 135, 141, 143
 Наньшаньский хребет 47
 Наньян 25
 Наньян-саньянское ущелье 25, 108
 Нео-Азия 123
 Нинго 55
 Нинцзиншань 85, 86
 Нинцзяншань 69
 Нинчансянь 39
 Няньчанданла 89, 94
- Огненные горы** 103
 Омэйшань 9, 56, 72, 73
- Палео-Азия** 122, 124, 130—132
 Палео-Куэнь Лунь 113
 Памир 118, 125, 130
 Пангон 84, 85
 Панхун 92
 Паньлунцзян 31
 Пекин 27
 Пескадорские острова 139
 Пинло 77
 Пир Панджал 98, 137
 Пинсян 59
 Пинши 80
 Пиньби 150
 Пограничная Джуигария 105, 129
 Поян 36
- Приморский край 83
 Прото-Каракорум 84, 94
 Прото-Катазия 111
 Прото-Цзяннания 111
 Прохода хребты 49, 97, 104
 Пуанг-ги 94
 Путухэ 30
 Пуэр 92
 Пэнсянь 150
- Риттера хребет** 50
 Рихтофена хребет 40, 42, 50, 96
 Русского географического общества хребет 50
- Садия** 100
 Салуэн 31, 32, 85, 86, 90, 91, 136
 Саньвэйшань 41, 42, 105
 Саньхэ 147
 Саяны 111, 112, 122, 125, 126, 129
 — Восточные 20, 21, 34, 129, 130
 Северное море 7
 Селлинцзы 85
 Семенова хребет 49
 Сериндия 20, 111, 113
 Сиам 31, 92
 Сибирь 115—117
 — Восточная 62
 Сиваликские холмы 123
 Сиваликский район 124
 — хребет 99
 Сигуаньшань 148
 Сикан 29, 39, 50, 52, 53, 89, 96, 105, 112, 124, 125, 131, 135—137, 139, 141, 149, 150
 Сикким 98
 Синьнин 78
 Синьхуа 35, 79
 Сияцзян 141, 143
 Сихотэ-Алинь 83, 128, 139
 Сицзян 81, 142
 Сичжуньшань 49
 Сишань 12, 63, 65, 66, 71
 Спити 98, 101
 Средиземное море 7
 Суаньхуа 67
 Суаньхуа-Лунгуанский район 140
 Суйцзян 80
 Суйюань 21, 67
 Сучжоу 43, 103
 Сцзумао 92
 Сычжоу 49, 147
 Сычуань 28, 38, 47—49, 52, 56, 61, 68—70, 72—74, 87, 114—116, 125—127, 141, 142, 147, 150
 Сюжень 77
 Сюнин 37

- Сюэршань 66
 Сюэцяхэ 69
 Сягуань 89
 Сянсян 79
 Сянцзи 69
 Сянчюн 30
 Сянъюнь 87
 Сяогуанхэ 150
- Тавой 152
 Тайханшань 22, 27, 65, 66, 107, 125, 129
 Тайхуншань 48, 108, 129
 Тайцзухэ 23, 65
 Такламакан 27
 Танну-ола 129
 Тао 33
 Таоюань 148
 Тарим 28, 49
 Тенгюе 31
 Тетис 84, 93—96, 101, 112—115, 117, 130—132, 136, 137, 144
 Тибет 46, 51, 84, 85, 89, 99, 101, 130, 141
 Тихий океан 83, 115, 117, 122, 125, 131, 132, 140
 Токсунь 43
 Толайский хребет 50
 Тонкин 30, 31, 60, 92, 112, 114
 Трансгималаи 84, 89, 99, 118
 Тунчжуань 29, 151
 Тус-даг 103
 Тэнчжун 151
 Тяньтаньгуан 151
 Тяньчжуань 150
 Тяньшань 10, 11, 17, 19, 27, 34, 40—42, 45, 86, 96, 102—104, 111, 114, 116, 118, 120, 123, 130, 133—135, 141, 143
 Тяньшуй 33
 Гяоцзычан 74
- Усури 62, 83, 115
 Угуншань 36, 60
 Уду 48
 Утайшань 109
 Утаншань 39, 71
 Учан 71
 Ушаолин 134
 Ушаолинский проход 50
 Ушелья район 70
 — Янцзы 61
- Фагумен 23
 Форт Херц 100
 Фохайсян 92
 Фонноскандия 9
- Фулинь 29
 Фэньхэ 107
 Фуньюшань 25
 Фусьян 30
 Фуцзянь 32, 37, 38, 81, 82, 112, 115, 133, 138, 139, 146
 Фучуань 78
 Фуюншань 80
 Фэнтянь 140
 Фэнги 151
- Хайнань 139, 146
 Хами 43, 49
 Ханьнань 38
 Ханьцзян 71
 Ханьчжоу 36
 Харбин 115
 Хинган 108
 — Большой 20, 44, 83, 107—109, 128, 129, 135, 138, 139
 Хойдунь 148
 Хойли 29, 58, 150
 Хойшань 55
 Холаньшаньский хребет 50
 Хоси 49
 Хочжоу 120
 Хочи 148, 149
 Хошуй 80
 Хуай 24
 Хуайхэ 118
 Хуайньшань 68
 Хуайяншань 24, 25, 48
 Хуанганлинский хребет 55
 Хуанлин 71
 Хуанхэ 8, 15, 25, 26, 50, 65, 66, 118
 Хуаншуй 50
 Хубэй 24, 39, 68—71, 87, 106, 107, 141
 Хунань 8, 32, 35—38, 59, 60, 71, 78—81, 106, 108, 112, 116, 120, 124, 129, 138, 142, 145—149
 Хунцзы 24
 Хушань 24, 25
 Хэбэй 121, 138, 140, 143
 Хэйчжо 24
 Хэйшуй 30
 Хэнань 24, 25
 Хэншань 79
 Хэньян 79
- Цайдам 49
 Цайцзукоу 150
 Цаншань 89
 Цаншаньский хребет 51, 89
 Цаоляньи 48
 Ц-де 85, 88
 Целюцзин 116
 Центральное плато Гуйчжоу 75, 76

- Цжецзян 38
 Цзигоцзинь 134
 Цзилисян 92
 Цзимень-таг 47, 49
 Цзини 76
 Цзинцзянкай 88
 Цзиньдун 93
 Цзиньтан 39
 Цзиньтансян 51
 Цзиньчжуаньтан 145
 Цзиньшань 129
 Цзиньшаньский хребет 108
 Цзиньшациян 29, 30, 53, 58, 72, 85, 86, 88, 89, 93, 95, 96, 136
 Цзиньшуйское плато 129
 Цзицзинь 75
 Цзицзинься 22
 Цзицзян 142
 Цзишуйхэ 72
 Цзиян 79
 Цзусинь 59
 Цзюлиншань 36
 Цзютиншань 47
 Цзютиншаньский хребет 39
 Цзяннаня 36—38, 56, 71, 76—79, 108, 112, 114, 116, 123, 138, 147, 149
 Цзяньсень 92
 Цзянси 15, 32, 34—38, 60, 75, 80, 82, 106, 112, 114, 116, 138, 146
 Цзянсу 139
 Цзяньтан 38
 Цзяньчуан 89
 Цзяньшуй 74
 Цзяолиншань 36
 Цзяоцзя 150
 Циндуцин 97
 Цинхай 46, 53, 143
 Цинчэн 75
 Циньлин 15, 25, 26, 33, 39, 40, 43, 47—49, 51, 66, 70, 97, 107, 113, 118, 120, 123, 135, 140
 Циньлиншань 26, 104, 107, 112, 130, 144
 Циньшилин 50

 Чамдо 85, 86
 Чан 85
 Чан-Дан 5, 141
 Чаншоу 73
 Чаоян 67
 Чахар 22, 139, 140
 Черная река 58, 93
 Черчен-Дарья 49
 Чжанбейшаньский хребет 139
 Чжанлуншань 146
 Чжанпалинь 25
 Чжансиньтяньско-туолийский район 64
 Чжантанское плато 53
 Чженган 91
 Чженганский район 90
 Чжецзян 36, 81, 82, 138
 Чжилийский залив 8, 27, 109
 Чжунтань 88
 Чжунцзян 80
 Чжэнкан 151
 Чиргестау 41
 Чол-таг 41, 43
 Чунцин 73
 Чуцин 39, 96, 105
 Чэнду 39, 68, 69, 150

 Шанхай 36
 Шань 31, 88, 91
 Шаньдун 12, 24, 62, 82, 106, 107, 111, 139, 142, 143
 Шаньси 22, 27, 62, 65, 66, 107—109, 119—122, 143, 144
 Шаньские штаты 91
 Шаньское плато 91, 94, 100, 117, 152
 Шаогуань 54
 Шаоян 79
 Шигу 88—90
 Шилка 84
 Шиллонгский мыс 127
 Шипин 74
 Шихоцзы 43
 Шихьюхэ 103
 Шуйгоушань 148
 Шуйчэн 75, 150
 Шуньнин 90
 Шэньси 25, 26, 28, 39, 62, 69, 70, 107, 143, 144

 Эрхай 89

 Юаньшуй 80
 Южно-Китайское море 54
 Южно-кукунорский хребет 50
 Юлян 39
 Юннайцзуй 28
 Юнтенсянь 103
 Юнцзинь 150
 Юнчань 74
 Юнчжансян 97
 Юншэн 150
 Юнъян 73
 Юньгайдашань 77
 Юньлун 89
 Юньнань 16, 17, 28—31, 39, 50—54, 58, 60, 61, 72, 74—76, 86—89, 91—96, 100, 101, 105, 110, 112, 115—117, 124, 129, 130, 136, 137, 139, 142, 144, 147—151
 Юньсянь 90, 92

Юцзян 75, 148

Юшу 46

Юэхси 29, 150

Яблоновый хребет 21, 83

Ялу 23

Ялунцзян 28, 51, 88

Янминьшань 78, 80

Янмэйшань 59

Янцзы 15, 20, 36, 46, 61, 68, 70, 71,

73, 74, 76, 81, 89, 108, 110, 112—114,

116, 119—121, 124, 126

Янцинсян 85

Яньмусянь 28

Яньпянь 88

Яньцзин 51

Яньцин 93

Яньшань 16, 22, 128, 138

Яньюань 88

Яогансян 145, 146

Яонань 76

Яошань 77

Яркало 51, 86

Яцзихэ 75

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава I. Введение</i>	7
Континенты и геосинклинали	7
Орогенические и эпейрогенические движения	8
Складки фундамента	10
<i>Глава II. Орогенические циклы</i>	14
Докембрийский цикл	14
Каледонский цикл	15
Варисский цикл	16
Альпийский цикл	17
Моноциклические и полициклические тектонические формы	18
<i>Глава III. Докембрийские массивы</i>	20
„Древнее темя“ и Сибирская платформа	20
Сино-Корейский массив	21
Ось Внутренней Монголии	21
Восточно-Маньчжурский массив	23
Южно-Корейский массив	23
Шаньдунский массив и Хуайянский щит	24
Циньлинская ось	25
Ордосская платформа	26
Таримский массив	27
Ханьнаньский массив	28
Кам-юньнаньская ось	28
Массив северного Тонкина и Индосиния	30
Юньнаньско-Бирманский кристаллический комплекс	31
Другие докембрийские зоны и массивы	32
Массивы неопределенного возраста	33
Джунгарский массив	33
Цайдамский массив	33
Лунсийский массив	33
<i>Глава IV. Каледонский орогенез и каледониды</i>	34
Восточные Саяны и Забайкалье	34
Арало Джунгарский перешеек	34
Цзяннаня	34
Катазия	37
Субциньлинская зона	38
Другие участки развития каледонских складок	39

<i>Глава V. Варисский цикл и варисциды</i>	40
Тяньшаньская система	40
Варисциды и монгольская геосинклиналь	42
Большой Хинган	44
Система Куэнь Луня и ее южная граница	45
Циньлин	48
Наньшань	49
Варисциды Сикана и Юньнана	50
Варисциды юго-восточного Китая	55
Варисские складки фундамента	56
<i>Глава VI. Индосинийский цикл и индосиниды</i>	58
Индокитай и Юньнань	58
Южный Китай	59
Район Янцзы	61
Северный Китай	62
<i>Глава VII. Яньшаньский цикл и яньшаниды</i>	63
Складки фундамента в Северном Китае	63
Складки фундамента сичаньского типа	63
Тайханшань и плато Шаньси	65
Хребет Алашаань	66
Складки фундамента дациншаньского типа	67
Яньшаниды Южного Китая	68
Яньшаниды платформы Янцзы	68
Яньшаниды собственно Южного Китая и восточного Юньнана	74
Складки фундамента вдоль Тихоокеанского побережья	81
Яньшаниды типа Тетиса	84
Каракорум	84
Восточное продолжение Каракорума	85
Яньшаниды западного Юньнана	86
Южное продолжение тектонических структур западного Юньнана	91
Геосинклиналь Тетиса и каракорумские яньшаниды Юньнана	93
Об отсутствии так называемой „Юньнаньской дуги“	95
Яньшаньские складки фундамента в варисцидах	96
<i>Глава VIII. Гималайский цикл и гималаиды</i>	98
Геосинклинальные складки	98
Гималайская геосинклиналь и ее орогенические фазы	98
Гималайские структуры	99
Кристаллическая ось Гималаев и ее восточное продолжение	99
Ассамский синтаксис	100
Горы Аракан-Нага и их взаимоотношения с Гималаями	101
Складки фундамента	102
Складки фундамента тяньшаньского типа	102
Складки фундамента киргизского типа	104
Складки фундамента в Юньнанае	105
Складки фундамента и покровные складки в собственно Южном Китае	106
Блоковые структуры Северного Китая; шаньдунский тип	106
Хинганская линия и связанные с ней структуры	107
<i>Глава IX. Историческая геотектоника</i>	110
Китай в кембрийское время	110
Китай в каледонско-девонское время	111

Китай в варисско-пермское время	113
Китай в яньшаньское время	116
Китай в гималайско-третичное время	117
Глава X. Тектоническое строение Китая	119
Подвижные области земной коры и их отношение к жестким областям	119
Консолидация страны, миграция геосинклиналей и рост континента	122
Дугообразные складчатые системы и их происхождение	125
Основные структурные линии и главные тектонические типы	128
Глава XI. Тектоника, магматическая деятельность и металлогенетические провинции Южного Китая	133
Магматическая деятельность варисского цикла	133
Верхнедевонские, или бретонские, вулканические извержения	134
Интрузии гранитов в геосинклинальных областях	135
Пермские основные эффузивы и связанные с ними интрузии	135
Магматическая деятельность яньшаньского цикла	137
Вулканические излияния близ Тихоокеанского побережья	137
Гранитные интрузии в областях развития складок фундамента	138
Магматическая деятельность в Тетис-Гималайском районе	139
Магматическая деятельность гималайского цикла	139
Тектоника и металлогения	140
Взаимоотношения во времени — металлогенетические эпохи	140
Взаимоотношения в пространстве — металлогенетические провинции	143
Указатель географических названий	153

Редактор *В. К. ЗНАМЕНСКАЯ*
Переплет худ. *В. Н. Ходаровского*
Технический редактор *В. И. Шаповалов*
Корректор *З. Н. Петрова*

Сдано в производство 12/VI 1952 г.
Подписано к печати 16/X 1952 г.
А 06978. Бумага 61X92¹/₁₆=7,2 бум. л.
14,4 печ. л. в т/ч 8 вкл. Уч.-изд. л. 13,2.
Изд. № 5/1688. Цена 12 руб. (по преис-
куранту 1952 г.). Зак. № 3628.

4-я типография им. Евг. Соколовой
Главполиграфиздата
при Совете Министров СССР.
Ленинград, Измайловский пр., 29.

263