В.С.БУРТМАН

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. С. БУРТМАН

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

(варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы)

Труды, вып. 289



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1976 Academy of Sciences of the USSR Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

V. S. Burtman

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE PALEOZOIC FOLDED SYSTEMS

(Variscides of the Tien-Shan and Caledonides of North Europe)

Transactions, vol. 289

Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). Буртман В.С. Труды ГИН, вып. 289. М., "Наука", 1976 г.

В монографии исследован процесс превращения геосинклинальных систем в складчатые. Описана методика такого исследования. Рассмотрена эволюция структуры каледонских и варисских геосинклинальных систем в результате последовательного наложения процессов шарьирования и многократного складкообразования. Проведен анализ стадийности тектонических процессов. Главное внимание уделено Варисскому Тянь-Шаню. Проведено описание его структуры.

Рассмотрена структурная эволюция каледонид Британии и Скандинавии. Исследованы соотношения тектонических процессов в палеозойских складчатых системах Средней Азии, Европы и Северной Америки.

Табл. 5. Илл. 73. Библ. 421 назв.

Редакционная коллегия:

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

Ответственный редактор

академик А.В. Пейве

Editorial board:

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

Responsible editor

Academician A. V. Peive

 $B \frac{20802 - 450}{055(02) - 76} 160 - 76$

С Издательство "Наука", 1976 г.

В складчатых системах широко распространены структурные ассоциации, которые сформированы в результате неоднократного проявления деформаций. Складки, пересекающие одна другую, разломы, смещающие более ранние разломы, складки, разорванные разломами, и разломы, смятые в складки, свидетельствуют о наложении друг на друга нескольких процессов деформации. Цель этого исследования – поиски закономерностей в развитии деформаций: изучение эволюции складчатого процесса за время тектонического цикла в геологическом прошлом.

В работе рассмотрены основные положения тектонического анализа деформации складчатой системы. Для решения поставленной задачи необходимы знания структурных признаков изменения условий деформации и возможных вариаций структурных форм в неизменных условиях. Разработка методики структурного анализа проводилась главным образом по отношению к мелким и микроструктурам¹ в метаморфических комплексах (Методическое руководство..., 1957; Эз, 1967; Ramsay, 1960, 1967; Turner, Weiss, 1963; и др.). Задачей этого исследования является структурный анализ крупных форм в пределах складчатой системы. Такой анализ имеет существенные особенности по сравнению с изучением мелких структур на небольшом участке.

Главным объектом исследования является варисская складчатая система Тянь-Шаня. В работе дано описание структуры этого региона и проведен анализ стадийности тектонических процессов. Предложена реконструкция первичной зональности Тяньшаньской геосинклинальной системы, в ее пределах выделены структуры с океанической и континентальной земной корой. Затем описан процесс превращения геосинклинальной системы в складчатую систему. Рассмотрены последствия скучивания земной коры при сокращении и закрытии океанических структур. Полученные результаты основаны на полевых структурно-геологических исследованиях, которые автор проводил в Тянь-Шане.

Объектом для сравнения избраны каледониды Британии и Скандинавии как наиболее хорошо изученная в структурном отношении каледонская складчатая система. Использованы также материалы по другим складчатым системам палеозоя: Уралу, Аппалачам, варисцидам Центральной и Западной

¹ Среди структурных форм различают: микроструктуры, видимые в шлифе или небольшом образце; мезоструктуры (мелкие структурные формы), обозримые в пределах одного обнажения; макроструктуры (крупные структурные формы), которые можно увидеть при панорамном обзоре или с самолета; мегаструктуры – структурные формы глобального масштаба, обозримые лишь с космических аппаратов.

Европы. В результате исследования истории деформации каледонских и варисских геосинклинальных систем получены выводы об общей направленности складчатого процесса в палеозойских геосинклиналях и выяснена этапность этого процесса.

Эта работа выполнена в Геологическом институте АН СССР в лаборатории, руководимой академиком А.В. Пейве, которому я благодарен за постоянный интерес к моей работе и обсуждение полученных результатов. За время работы в Тянь-Шане я обсуждал различные вопросы геологии со многими исследователями этого региона. Немало дискуссий проходило на обнажениях во время полевых маршрутов. Я с благодарностью вспоминаю об этих встречах. В особенности я признателен Г.З. Гурарию, Л.Е. Вишневскому, В.Л. Клишевичу, Ю.Е. Молдаванцеву, Г.С. Поршнякову, А.С. Перфильеву, М.Н. Соловьевой, О.А. Шмидту, С.С. Шульцу-младшему, совместная работа с которыми завершилась написанием коллективных статей и докладов. Рукопись работы была просмотрена Г.Д. Ажгиреем, С.А. Захаровым, П.Н. Кропоткиным и А.А. Моссаковским, которым я благодарен за ценные замечания.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИИ

Предлагаемая методика тектонического анализа деформации складчатой системы включает изучение стиля, режима и стадийности деформации.

СТИЛЬ ДЕФОРМАЦИИ

Стиль деформации определяется структурными формами, получившими наибольшее развитие в изучаемом геологическом теле во время исследуемой стадии деформации. При анализе стиля деформации используются как складчатые формы, так и разломы.

Складчатые формы для целей такого анализа разделены на три главных типа в зависимости ог того, в каком направлении ориентирован изгиб слоев во время образования складки (рис. 1). Вертикальная складка с крутой осевой поверхностью и пологим шарниром возникает в результате изгиба слоя в вертикальном направлении. Горизонтальная складка обладает крутым шарниром. Она формируется в результате изгиба слоя в горизонтальном направлении. У лежачей складки шарнир и осевая поверхность залегают полого. Такая складка является следствием изгиба слоя в горизонтальном направлении или развивается из опрокинутой вертикальной складки.

Возникновение складки того или иного типа определяется ориентировкой главных сжимающих напряжений. Так, при формировании вертикальной складки продольного изгиба направление максимального сжимающего напряжения горизонтально, а минимального — вертикально. В верхней части земной коры в результате горизонтального сжатия чаще возникают вертикальные складки: в условиях заполненного пространства преодоление гравитации является наилегчайшим путем, и происходит перемещение материала в вертикальном направлении.



Рис. 1. Вертикальная (a), горизонтальная (б) и лежащая (в) складки

Горизонтальные складки часто сочетаются со сдвигами, лежачие складки ассоциируются с шарьяжами и надвигами, а вертикальные складки – с разломами всех видов. Таким образом, формирование вертикальных, горизонтальных и лежачих складок – это складкообразовательные процессы, каждый из которых характеризуется специфичными динамикой, кинематикой и структурными ассоциациями.

Смена (во времени) стиля деформации исследуемого геологического тела может быть вызвана изменением поля напряжений, но она может также происходить при неизменном поле. В этом последнем случае смена стиля обусловлена изменениями местных условий деформации: появлением упора или тектонического срыва, достижением складками предельно сжатого состояния и т.п. Так как условия в разных частях исследуемого геологического тела могут быть различны, возможно одновременное формирование деформаций разного стиля. В таком случае говорят (Harland, 1956) о тектонических фациях.

РЕЖИМ ДЕФОРМАЦИИ

Главным результатом деформации является изменение формы геологического тела (тектонического блока, геосинклинальной системы и т.п.), т.е. его удлинение в одних направлениях и сокращение в других. Эти изменения определяют режим деформации. При этом не принимается во внимание, каким структурным путем (складки, надвиги, грабены и т.п.) был достигнут результат.

Понятие о режиме деформации близко к представлениям У. Харленда (Harand, 1956) о тектонической ориентировке. Главное отличие состоит в следующем: при определении тектонической ориентировки используется система координат, ориентированная относительно стран света. При определении режима деформации по предлагаемому методу система координат прикреплена к складчатому комплексу и деформируется в горизонтальной плоскости вместе с ним. Такой подход имеет важное преимущество, о котором будет сказано в конце этого раздела.

У. Харленд и М. Бейли (Harland, Bayley, 1958) ввели понятие о тектонических режимах напряжений. Эта концепция основана на допущении пропорциональных соотношений между напряжениями и деформациями. Такие соотношения имеют место в изотропном теле. В геологических телах количественные соотношения между напряжением и деформацией сложны и почти никогда не известны. Поэтому использование системы У. Харленда и М. Бейли встречает затруднения. Как решить, например, какое напряжение было больше: то, которое привело к движению шарьяжа, или то, которое было причиной формирования серии складок? В связи с этим целесообразно остановиться на анализс деформации геологических объектов: величину и направление деформации можно оценить, пользуясь материалами структурно-геологических исследований. Ниже охарактеризована система, состоящая из 48 режимов деформации, возникновение которых теоретически возможно при деформации геологического тела без изменения его объема (Буртман, 1970б).

Для пояснения дальнейших построений обратимся к простейшей модели. Если подвергнуть сферу¹ объемной деформации, то в наиболее общем случае она трансформируется в трехосный эллипсоид деформации, взаимно перпендикулярные оси которого – это главные оси деформации x, y и z. Направление указанных осей соответствует направлению главных осей напряжений, а ориентировка последних зависит от направления внешних сил. В тектоническом процессе направление одной из сил (земное тяготение) постоянно. Если ось z будет параллельна направлению гравитационных сил (т.е. вертикальна), то оси x и y лежат в горизонтальной плоскости. Ориентируем ось x параллельно первому горизонтальному сокращению рассматриваемого геологического тела. Тогда ось y будет простираться параллельно но осям складчатых структур, которые возникли при этой деформации.

Соотношение между размерами осей эллипсоида деформации и их изменение по отношению к первоначальному размеру (т.е. удлинение или сокращение) определяют 24 тектонических режима деформации, возможных в данной системе

¹ Имеется в виду воображаемый элемент анализируемого тела, который до деформации имел сферическую форму.

координат. Обозначим оси, испытавшие сокращение в результате деформации, строчными буквами x, y, z; оси, испытавшие удлинение, – прописными буквами X, Y, Z; а оси, оставшиеся неизмененными, – знаками \hat{x} , \hat{y} , \hat{z} . Соотношение между осями эллипсоида деформации удобно изобразить в виде треугольной диаграммы. Точка, находящаяся в центре треугольника (рис. 2), характеризует недеформированную сферу ($\hat{x} = \hat{y} = \hat{z}$). Всем остальным точкам треугольника соответствуют эллипсоиды, обладающие различными соотношениями между осями. Проведем прямую ab, для всех точек которой $z = \hat{z}$; она проходит через центр треугольника и параллельна стороне YX. Эта прямая делит диаграмму на два поля.



Рис. 2. Схема, поясняющая построение диаграммы режимов деформации Пояснения см. в тексте

Рис. 3. Диаграмма режимов деформации Пояснения см. в тексте

В верхнем поле расположены эллипсоиды, вертикальная ось которых испытала сокращение, а в нижнем поле – эллипсоиды с удлиненной вертикальной осью. Медиана угла Z делит треугольник на две половины, в правой y < X, в левой x < Y, а для точек, находящихся на медиане, x = y. Если провести такие линии для всех трех координат, то получим диаграмму (рис. 3), состоящую из 12 полей и 12 разделяющих их линий. Эта диаграмма в графическом виде изображает 24 режима деформации, т.е. 24 возможных варианта соотношений между главными осями деформации. Характеристика этих соотношений приведена в табл. 1.

Пользование неравенствами неудобно, и поэтому в третьей графе таблицы помещены обозначения (индексы) режимов деформации, которые более кратки и в то же время содержат полную информацию о характере деформации в каждом режиме. Рассматриваемые режимы разделяются на три рода. В режимах первого рода (N^o 2, 6, 10, 14, 18, 22) сокращение по одной оси полностью компенсировано удлинением по другой оси, а третья ось остается неизменной¹, т.е. деформация происходит в одной плоскости. Для характеристики таких режимов достаточно указать оси, которые претерпели изменения: xZ-, zX-, xY-режимы и т.п. Остальные режимы деформации характеризуются разновеликими изменениями всех трех осей. В индексах режимов этого рода обозначения осей расположены в порядке увеличения от наиболее сокращенной к наиболее удлиненной оси: xyZ-, xYZ-режимы и т.д. Использование рассмотренной системы, состоящей из 24 режимов деформации в одной системе координат, представляется целесообразным в детальном тектони-

¹ Говоря о равенстве деформации по двум осям или о неизменности размеров одной из осей, автор повсеместно имеет в виду приблизительность оценок, почти неизбежную в тектоническом анализе.

теризуется специфичными динамикой, кинематикой и структурными ассоциациями.

Смена (во времени) стиля деформации исследуемого геологического тела может быть вызвана изменением поля напряжений, но она может также происходить при неизменном поле. В этом последнем случае смена стиля обусловлена изменениями местных условий деформации: появлением упора или тектонического срыва, достижением складками предельно сжатого состояния и т.п. Так как условия в разных частях исследуемого геологического тела могут быть различны, возможно одновременное формирование деформаций разного стиля. В таком случае говорят (Harland, 1956) о тектонических фациях.

РЕЖИМ ДЕФОРМАЦИИ

Главным результатом деформации является изменение формы геологического тела (тектонического блока, геосинклинальной системы и т.п.), т.е. его удлинение в одних направлениях и сокращение в других. Эти изменения определяют режим деформации. При этом не принимается во внимание, каким структурным путем (складки, надвиги, грабены и т.п.) был достигнут результат.

Понятие о режиме деформации близко к представлениям У. Харленда (Harland, 1956) о тектонической ориентировке. Главное отличие состоит в следующем: при определении тектонической ориентировки используется система координат, ориентированная относительно стран света. При определении режима деформации по предлагаемому методу система координат прикреплена к складчатому комплексу и деформируется в горизонтальной плоскости вместе с ним. Такой подход имеет важное преимущество, о котором будет сказано в конце этого раздела.

У. Харленд и М. Бейли (Harland, Bayley, 1958) ввели понятие о тектонических режимах напряжений. Эта концепция основана на допущении пропорциональных соотношений между напряжениями и деформациями. Такие соотношения имеют место в изотропном теле. В геологических телах количественные соотношения между напряжением и деформацией сложны и почти никогда не известны. Поэтому использование системы У. Харленда и М. Бейли встречает затруднения. Как решить, например, какое напряжение было больше: то, которое привело к движению шарьяжа, или то, которое было причиной формирования серии складок? В связи с этим целесообразно остановиться на анализе деформации геологических объектов: величину и направление деформации можно оценить, пользуясь материалами структурно-геологических исследований. Ниже охарактеризована система, состоящая из 48 режимов деформации, возникновение которых теоретически возможно при деформации геологического тела без изменения его объема (Буртман, 1970б).

Для пояснения дальнейших построений обратимся к простейшей модели. Если подвергнуть сферу¹ объемной деформации, то в наиболее общем случае она трансформируется в трехосный эллипсоид деформации, взаимно перпендикулярные оси которого – это главные оси деформации x, y и z. Направление указанных осей соответствует направлению главных осей напряжений, а ориентировка последних зависит от направления внешних сил. В тектоническом процессе направление одной из сил (земное тяготение) постоянно. Если ось z будет параллельна направлению гравитационных сил (т.е. вертикальна), то оси x и y лежат в горизонтальной плоскости. Ориентируем ось x параллельно первому горизонтальному сокращению рассматриваемого геологического тела. Тогда ось y будет простираться параллельно но осям складчатых структур, которые возникли при этой деформации.

Соотношение между размерами осей эллипсоида деформации и их изменсние по отношению к первоначальному размеру (т.е. удлинение или сокращение) определяют 24 тектонических режима деформации, возможных в данной системе

¹ Имеется в виду воображаемый элемент анализируемого тела, который до деформации имел сферическую форму.

координат. Обозначим оси, испытавшие сокращение в результате деформации, строчными буквами x, y, z; оси, испытавшие удлинение, – прописными буквами X, Y, Z; а оси, оставшиеся неизмененными, – знаками \hat{x} , \hat{y} , \hat{z} . Соотношение между осями эллипсоида деформации удобно изобразить в виде треугольной диаграммы. Точка, находящаяся в центре треугольника (рис. 2), характеризует недеформированную сферу ($\hat{x} = \hat{y} = \hat{z}$). Всем остальным точкам треугольника соответствуют эллипсоиды, обладающие различными соотношениями между осями. Проведем прямую ab, для всех точек которой $z = \hat{z}$; она проходит через центр треугольника и параллельна стороне YX. Эта прямая делит диаграмму на два поля.



Рис. 2. Схема, поясняющая построение диаграммы режимов деформации Пояснения см. в тексте

Рис. 3. Диаграмма режимов деформации Пояснения см. в тексте

В верхнем поле расположены эллипсоиды, вертикальная ось которых испытала сокращение, а в нижнем поле – эллипсоиды с удлиненной вертикальной осью. Медиана угла Z делит треугольник на две половины, в правой y < X, в левой x < Y, а для точек, находящихся на медиане, x = y. Если провести такие линии для всех трех координат, то получим диаграмму (рис. 3), состоящую из 12 полей и 12 разделяющих их линий. Эта диаграмма в графическом виде изображает 24 режима деформации, т.е. 24 возможных варианта соотношений между главными осями деформации. Характеристика этих соотношений приведена в табл. 1.

Пользование неравенствами неудобно, и поэтому в третьей графе таблицы помещены обозначения (индексы) режимов деформации, которые более кратки и в то же время содержат полную информацию о характере деформации в каждом режиме. Рассматриваемые режимы разделяются на три рода. В режимах первого рода (N° 2, 6, 10, 14, 18, 22) сокращение по одной оси полностью компенсировано удлинением по другой оси, а третья ось остается неизменной¹, т.е. деформация происходит в одной плоскости. Для характеристики таких режимов достаточно указать оси, которые претерпели изменения: xZ-, zX-, xY-режимы и т.п. Остальные режимы деформации характеризуются разновеликими изменениями всех трех осей. В индексах режимов этого рода обозначения осей расположены в порядке увеличения от наиболее сокращенной к наиболее удлиненной оси: xyZ-, xYZ-режимы и т.д. Использование рассмотренной системы, состоящей из 24 режимов деформации в одной системе координат, представляется целесообразным в детальном тектони-

Говоря о равенстве деформации по двум осям или о неизменности размеров одной из осей, автор повсеместно имеет в виду приблизительность оценок, почти неизбежную в тектоническом анализе.

Таб	лица	1
Тектонические р	ежимы /	цеформации

Номер режима на диаграмме	жима Соотношение между главными осями де- формации		Режим плоской деформации
1	x < y < Z	xyZ	
2	x < y < Z	xZ	хZ
3	x < Y < Z	xYZ	
4	x < Y = Z	x	
5	x < z < Y	xZY	
6	$x < \hat{z} < Y$	xY	хY
7	x < z < Y	xzY	
8	x = z < Y	Y	
9	z < x < Y	zx Y	
10	$z < \mathbf{x} < \mathbf{Y}$	zY	zY
11	z < X < Y	zXY	
12	z < X = Y	z	
13	z < Y < X	2 Y X	
14	$ z < \mathbf{y} < X$	zX	zX
15	z < y < X	zyX	
16	z = y < X	X -	
17	y < z < X	yz X	
18	$y < \tilde{z} < X$	yX	у Х
19	y < z < x	уZX	
20	y < Z = X	y	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
21	y < x < z	уXZ	
22	$y < \tilde{x} < Z$	уZ	уZ
23	y < x < Z	yxZ	•
24	y = x < Z	Z	

ческом анализе. При необходимости более общего подхода можно ограничиться системой из 6 режимов плоской деформации, которые показаны на рис. 4. В этом варианте мы пренебрегаем деформацией вдоль той оси, которая претерпела наименьшее изменение.

Тектонические силы, действующие вдоль осей x и y, могут быть различной интенсивности, в то время как величина гравитационных сил, направленных вдоль оси z, остается постоянной. Характер деформации геологического тела вдоль оси z можно использовать в качестве главного показателя деформации и различать три главных режима деформации, при которых происходит либо удлинение, либо укорочение оси z, либо она остается неизменной. При структурно-геологическом анализе обычно легче установить изменение площади геологического тела, чем его толщины. Этих данных достаточно для определения главного режима деформации.

На треутольной диаграмме (см. рис. 4) обозначены три зоны, которые характеризуют главные режимы деформации. При деформациях в режимах нижней зоны происходит уменьшение площади геологического тела. Деформации в режимах средней зоны не сопровождаются изменением размера площади тела, а деформации в режимах верхней зоны приводят к увеличению площади геологического объекта.

В системе тектонических режимов напряжений, предложенной У. Харлендом и М. Бейли, режимы, подобные главным режимам деформаций, получили наименование (соответственно) надвигового, сдвигового и гравитационного. Эти названия не вполне удачны, так как в теле, деформированном при надвиговом режиме, может и не быть надвиговых структур, но в целом они отражают суть процесса и уже существуют. Можно использовать их для обозначения главных режимов деформации, имея в виду, что наименование режима не указывает на способ осуществления деформации.

Задачей исследования является выяснение последовательности режимов деформации за время тектонического цикла. Возможности рассматриваемой выше сис-8



темы для этой цели недостаточны: легко представить себе условия деформации, главные оси которой не будут совпадать с выбранной нами системой координат. Действительно, лишь положение вертикальной оси z неизменно, ориентировка главных осей деформации x и y со временем может меняться. Следовательно, система координат может вращаться вокруг оси z, отражая изменение направления внешних сил. Система осей xy может в принципе занять бесконечное число положений в пределах горизонтальной плоскости. Сколько же из этих положений осуществимо, т.е. в каких случаях возникнут новые структурные формы, отражающие новое направление внешних сил? Этот вопрос удобнее рассмотреть, оперируя складчатыми формами, так как простирание осевых поверхностей складок совпадает с направлением одной из главных осей деформации.

Экспериментальное воспроизведение наложенных складок продольного изгиба дало следующие результаты (Ghosh, 1967; Ghosh, Ramberg, 1968). Под действием горизонтального сжатия были созданы модели систем линейных вертикальных складок (режим xZ). Затем указанные модели подвергли сжатию в направлении, ориентированном под разными углами (в разных опытах) к направлению первичного сжатия. Оказалось, что при $\angle a$ между направлениями первичного и повторного сжатия, меньшем 30°, новая система складок не возникает, а продолжается сжатие ранее образованных складок. При $a > 30^\circ$ появляются отдельные складки, наложенные на первоначальную систему. Чем больше этот угол, тем более отчетлива вторая система складок; лучше всего она выражена при $a = 90^{\circ}$ (т.е. в режиме yZ).

Если наложенные складки возникают при углах более 30° , то можно сделать вывод, что практически осуществимы лишь две системы осей – первоначальная xy и диагональная x'y', причем угол *а* между ними может быть в пределах $30^{\circ} < a < 60^{\circ 1}$. Остается условиться, что осью x' мы обозначим ту из осей диагональной системы координат, которая повернута по часовой стрелке относительно оси x.

Итак, предлагаемая система детального тектонического анализа основана на положении о том, что в тектонических процессах осуществимы 48 режимов деформации, из них 24 режима в системе осей xyz и 24 аналогичных режима в системе осей x'y'z, где угол между осями x и x' может иметь любое значение в интервале между 30 и 60°. Режимы системы x'y'z будем обозначать соответственно x'y'Z, x'Z, x'Y'Z и т.д. При общем тектоническом анализе можно ограничиться 12 режимами плоской деформации, из которых 6 относятся к системе xyz и 6 – к системе x'y'z. В этой работе будет применяться система режимов плоской деформации.

Достоинство анализа режимов деформации наряду с его универсальностью – это возможность отвлечься от структурных проявлений деформации, т.е. сравнить главный результат деформации вне зависимости от тех путей, какими этот результат был достигнут. Другим достоинством этого анализа является то, что система пространственных координат, в которых проводится анализ, определяется не относительно стран света и привязана непосредственно к складчатой зоне. Полученный результат исключает ошибки за счет изогнутой формы (как первоначальной, так и вторичной) складчатого пояса, за счет последующего вращения блоков земной коры и т.п. В результате такого анализа нередко удается выяснить, что структурные формы, которые в разных частях складчатой системы имеют ныне разную ориентировку, принадлежат в действительности одной системе (и возникли в одно время), которая претерпела последующую деформацию.

СТАДИИ И ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ, РЯДЫ ДЕФОРМАЦИЙ

Стадии деформации могут быть выделены в тех случаях, когда произошло изменение либо режима деформации, либо стиля деформации, либо и режима и стиля одновременно. Будем обозначать стадии деформации Д-1, Д-2, Д-3 и т.д.². В этих знаках цифры 1, 2, 3 обозначают номера стадий, выделенных на рассматриваемом участке. При корреляции деформаций в пределах того или иного региона может выясниться, например, что стадия Д-3 одного участка соответствует стадии Д-1 другого участка, на котором более ранние деформации не проявились. После такой корреляции можно установить общую последовательность деформации в регионе. Такие стадии деформации, характерные для определенного региона или района, будем помечать индексом этого района. Например, стадии деформации Алая будем обозначать Да-1, Да-2, Да-3 и т.д., стадии деформации Британии – Дб-1, Дб-2, Дб-3 и т.п.

Сменяющие друг друга во времени стадии образуют ряд деформаций, который характеризует эволюцию процесса деформации участка или региона.

На рис. 5 помещена схема четыреждыскладчатого комплекса. В этом примере на стадии Д-1 деформации происходили в режиме xZ. Переход к стадии Д-2 осущест-

Этот вывод будет точен в том случае, если к началу формирования складок в системе x'y'z уже созданы перекрещивающиеся складки в системе xyz. В противном случае могут формироваться структурные формы, наименьшая ось деформации которых ориентирована под небольшим углом к теоретическому направлению осей y, x' или y'. Учитывая приблизительность всех величин в тектоническом анализе, можно пренебречь небольшим угловым расхождением и, не усложняя схемы, считать указанные структуры принадлежащими соответственно к группе y, x'или y'.

² В иностранной литературе стадии деформации обозначают буквами D или F,



Рис. 5. Схема формирования четыреждыскладчатого комплекса

вляется при смене стиля деформации (открытые вертикальные складки вместо изоклинальных лежачих), режим остается прежним. При переходе к стадии Д-3 меняется только режим деформации (yZ на стадии Д-3). Переход к стадии Д-4 происходит путем смены и режима (xY на стадии Д-4) и стиля деформации.

Смена стиля деформации отмечает переход от одного этапа деформации к другому. Комплекс, изображенный на рис. 5, претерпел три этапа деформации: вначале возникли лежачие складки стадии Д-1, затем — вертикальные складки стадий Д-2 и Д-3, потом — горизонтальная складка стадии Д4.

Изменения режима и стиля могут происходить постепенно или с перерывом в деформации. Нередки случаи, когда после такого перерыва (установленного стратиграфическим методом) деформации возобновлялись в прежнем режиме и стиле. В этом случае будем говорить о нескольких эпизодах деформации в пределах одной стадии. Эпизоды деформации будут обозначены буквами а, б, в... (эпизоды Д-1а, Д-16, Д-1в и т.д.).

При анализе стадийности деформации не следует переоценивать значение угловых несогласий в геологическом разрезе. Смена режима или стиля деформации может произойти несколько раз за время интервала, отмеченного таким несогласием. Возможен и другой случай, когда (при конседиментационной деформации) изменение режима или стиля деформации не сопровождается возникновением несогласия.

Категории структурных проявлений деформации

В результате каждой стадии деформации возникает сингенетическая ассоциация структурных форм. Равнозначными членами этой ассоциации являются структурные формы, формирование которых есть прямой результат воздействия одного поля напряжений. Неравнозначные члены ассоциации разделяются на материнские и производные. Последние образуются под воздействием местных напряжений, возникших при формировании материнской структурной формы. Структура, производная по отношению к одной структурной форме, может, в свою очередь, быть материнской по отношению к другой структурной форме. Таким образом, имеется в виду разделение членов ассоциации на структуры разного значения, разной категории¹. Соподчиненность структур не определяется их размерами. Нельзя также определять категорию на основании сравнения структурных форм, возникших на разных стадиях деформации. Структуры одной стадии могут быть значительно меньшими или большими, чем структуры той же категории, сформированные в том же геологическом теле, но в другую сталию.

Стиль и режим деформации рассматриваемого геологического тела определяются структурами I категории. Эти структуры образуют систему дислокаций, которая либо одинакова, либо закономерно изменяется в пределах анализируемого тела. При исследовании необходимо иметь в виду, что такая система деформаций, возникшая на определенной стадии, была затем искажена деформациями последующих стадий.

Выяснение соподчиненности структурных форм является элементом структурного анализа, необходимым при исследовании стиля деформации и в особенности при анализе режимов деформации. Если в результате исследования структурных форм III категории получены выводы о стиле и режиме деформации, то они характеризуют условия, существовавшие в пределах какой-то части материнской структуры, например, на крыле разлома II категории. Прямое использование результатов исследования структур III категории для характеристики деформации структуры I категории было бы ошибкой. Вместе с тем нередки случаи, когда стиль деформации оказывается одинаковым у материнских и производных структурных форм. Например, большие лежачие складки осложнены мелкими лежачими складками и т.п.

Наблюдать непосредственные соотношения между структурными формами І категории иногда бывает затруднительно (по условиям обнаженности, доступности и т.п.). В указанных случаях возможен косвенный путь выяснения таких соотношений. Для этого поступают следующим образом: 1) изучают стиль и режим деформации мелких структурных форм; исследуют структурные соотношения между этими структурными формами и устанавливают последовательность стадий их формирования; 2) выясняют соотношения мелких структурных форм со структурами I категории. При этом выясняют, что при формировании тех или иных структур I категории возникали мелкие структуры определенного стиля и в определенном режиме. Тем самым выявляется последовательность формирования структур I категории. Косвенный путь, конечно, менее надежен, чем прямой.

Часто такие категории структур называют "порядком структур". Беда в том, что в одних случаях структуры какого-либо региона разделяют на порядки исходя лишь из их относительных размеров, а в другом случае – по генетической соподчиненности. По-видимому, правы первые, так как понятие о порядках заимствовано из математики, где оно обозначает 10-кратное изменение величины. Поэтому генетически соподчиненные структурные формы я буду относить к I, II и т.д. категориям. I категория является высшей для данного гсологического тела.

Анализ деформации складчатой системы по своей сути регионален. Поэтому результаты исследования будут представлены по региональному плану. Эта работа не построена в виде демонстрации изложенной методики, она содержит результаты ее применения.

некоторые структурные формы

Условия образования многих структурных форм хорошо известны, систематика и методика изучения разработаны. Из складчатых структур наименее изучены горизонтальные складки и горизонтальные флексуры, нередко их присутствие не замечают. Между тем исследование таких форм имеет важное значение в структурном анализе. Поэтому ниже обсуждаются вопросы, связанные с выявлением и описанием горизонтальных флексур и горизонтальных складок. Затем рассмотрены некоторые особенности терминологии, употребляемой при описании шарьяжей.

Горизонтальные складки и горизонтальные флексуры

Во многих тектонических исследованиях, среди которых — известные труды Э. Зюсса, Э. Аргана, Д.И. Мушкетова, Ли Сы-гуана и более поздние работы, развиваются представления о вторичных горизонтальных изгибах крупных стуктур земной коры: складчатых систем, островных дуг, тектонических зон и др. (Арган, 1935; Кошкин, 1965; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Ли, 1952; Мушкетов, 1935; Ahmad, 1968; Carey, 1958; Hamilton, 1966, 1967; Karig, 1970; North, 1965; Suess, 1909–1924; Tanner, 1964; Tokuda, 1927; Буртман, 1965; Буртман и Гурарий, 1973; и др.). Размеры таких изгибов достигают сотен и тысяч километров. Широко распространены также горизонтальные складки меньшего масштаба. В большинстве случаев горизонтальные складки описаны в сочетании со сдвигами (Захаров, 1957; Ли, 1960; Никитченко, 1971; Пейве, 1960; Расцветаев, 1966; Ротараш, 1967; Суворов, 1968; Albers, 1967; Changehang, 1964; Clifford, 1957; Dibblee, 1966; Gansser, 1966; Gervasio, 1964; Lillie, Gunn, 1964; Pavoni, 1961; Rod, 1956; Smith, 1965; Swardt et al., 1965; Vroman, 1956; Waterhouse, 1966; Буртман, 1968a, 1973; и др.).

Особенности геометрии и условий образования горизонтальных складок четко обособливают эту категорию складчатых форм. Горизонтальные складки чаще всего описывают как "круто погружающиеся складки" или "складки с крутыми и вертикальными шарнирами" (Гзовский, 1962; Суворов, 1962; Harland, Bayley, 1958; Lillie et al., 1957; Turner, 1963; и др.)¹. Однако не все складки с круто погружающимся шарниром являются горизонтальными. Складка с крутым шарниром может возникнуть в результате повторного продольного изгиба в вертикальном направлении ранее образованной вертикальной складки, если новые сжимающие напряжения ориентированы вдоль оси ранее образованной складки. В простом случае падение шарнира на замыкании (или замыканиях) вертикальной складки становится крутым. В более сложных случаях первоначальная складка в результате резкой ундуляции шарнира может быть разделена на несколько складок, шарниры которых круто погружаются на замыканиях. Такие вертикальные складки изучены главным образом в метаморфических толщах. Если эта складка сохранилась хорошо, то отличить ее от горизонтальной складки нетрудно, проследив изменение залегания шарнира.

Используемый в работе термин "горизонтальная складка" (горизонтальная антиклиналь, горизонтальная синклиналь) кажется удобным, так как он отражает

¹ Н.П. Семененко (1946) называет рассматриваемые складки "круто склоняющимися". В иностранной литературе можно встретить определение "петлевая складка" (Schmidegg, 1933; Schmidt, 1965) и такие трудно переводимые термины, как "wrench fold" (Sitter, 1960), "reclined fold" (Fleuty, 1957; Sutton, 1960).



Рис. 6. Простые горизонтальные складки в хр. Большой Каратау, Южный Казахстан (структурные стереограммы)

а – Аксайская горизонтальная синклиналь; к – Карасайская горизонтальная антиклиналь; б – Босоганская горизонтальная синклиналь

1 — среднее и верхнее визе: известняки, алевролиты; 2 — нижнее визе: песчаники, алевролиты, туфы, известняки; 3, 4 — верхнее турне (3 — известняки с кремнями; 4 — песчаники, мергели, известняки); 5, 6 — нижнее турне (5 — известняки, известняковые брекчии; 6 — известняки, доломиты); 7 — фаменский ярус: мергели, известняки; 8 — нижнепалеозойские отложения; 9 — докембрийские образования; 10 — стратиграфические поверхности; 11 — сместители разломов; 12 — оси горизонтальных складок

I-I – Главный разлом Большого Каратау

главную особенность рассматриваемых складок — их образование в результате изгиба в горизонтальном направлении. Этот термин производный от давно укоренившегося в литературе термина "горизонтальная флексура" (Мушкетов, 1935); последняя состоит из двух горизонтальных складок.

Рассмотрим некоторые вопросы, возникающие при описании горизонтальных складок. В результате смятия моноклинали образуются простые горизонтальные складки (рис. 6). Вследствие изгиба ранее сформированных вертикальных складок, тектонических блоков, складчатых комплексов возникают горизонтальные складки, которые будем называть сложными. Антиклинали и синклинали удается выделить лишь среди простых горизонтальных складок. Кажется удобным обозначать горизонтальные складки по направлению смыкания их крыльев относительно сгран света. Ось горизонтальной складки (линию пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью) можно показывать на структурной карте в виде стрелки, направленной в сторону замка этой складки. Ориентировка стрелки соответствует названию горизонтальной складки: западная, северо-восточная и т.п.

При изгибе слоев в горизонтальную складку на крыльях такой складки происходят сдвиговые перемещения — либо по разломам, либо путем послойного проскальзывания или пластического течения. Это позволиет обозначать крылья горизонтальных складок независимо от ориентировки самой складки. Крыло, по которому при образовании горизонтальной складки относительное смещение слоев происходит по системе правого сдвига, удобно называть правым. Если смотреть на горизонтальную складку со стороны замка в направлении ядра складки, это крыло всегда будет направо от наблюдателя. Соответственно на левом крыле горизонтальной складки относительное смещение слоев левое. Горизонтальные складки могут быть симметричными и асимметричными, прямыми, опрокинутыми и т.д., хотя в ряде случаев значение привычных терминов своеобразно.

Особенности методики исследования. На геологической или структурной карте горизонтальные складки изображены в поперечном разрезе. Так как вся карта

представляет собой такой поперечный разрез, мы видим на карте складку на необычную "глубину". Причем это достоверно закартированный разрез, а не результат экстраполяции, как это часто имеет место в разрезах вертикальных складок. Указанное обстоятельство делает горизонтальные складки благоприятным объектом для изучения механизма складкообразования, процессов структурной дисгармонии и т.п.

На геологическом профиле горизонтальные складки, как правило, совсем не видны. Удобным графическим приемом изображения горизонтальных складок служит построение стереограмм.

При описании горизонтальных складок четко выступает особенность применения понятия "слой" в тектонике. Слоями, из которых состоит вертикальная складка, большей частью являются геологические тела, ограниченные стратиграфическими поверхностями. Лишь при описании складчатых тектонических покровов приходится отступать от такого простого понимания тектонического слоя. Другой пример подобного отступления дает анализ изоклинальной складчатости (Войновский-Кригер, 1948).

В сложной горизонтальной складке, образованной пакетом изогнутых вертикальных складок, в качестве тектонического слоя надо рассматривать тело, заключенное между осевыми поверхностями сопряженных вертикальных складок. В горизонтальной складке, возникшей в результате деформации системы тектонических блоков, такими слоями будут эти тектонические блоки. В качестве тектонических слоев, образующих горизонтальные складки, могут служить литофациальные или тектонические зоны, пояса метаморфизма и т.п.

Методы исследования горизонтальных складок и флексур близки к методам исследования сдвигов. Горизонтальная флексура представляет собой сдвиговую структуру, смещение по которой произошло без разрыва сплошности. Поэтому модификация методов изучения сдвигов для применения к горизонтальным флексурам и складкам представляет собой несложную операцию и не требует особых пояснений. Методы изучения сдвигов хорошо разработаны. Они были рассмотрены автором с специальном обзоре (Буртман, 1970а). Здесь имеет смысл коснуться лишь специфики применения палеомагнитного метода к исследованию горизонтальных складок.

Палеомагнитный метод позволяет отличить первичную дуговую структуру от вторичной дути (горизонтальной складки). Суть метода заключается в следующем. Векторы доскладчатой естественной остаточной намагниченности одновозрастных пород на участках дуговой структуры, имеющих разное простирание, будут обладать либо: 1) одинаковым направлением, если дуга первична, 2) разным направлением, если дуга вторична. Во втором случае угол между направлениями горизонтальных проекций доскладчатой естественной намагниченности на разных крыльях дуги будет равен углу сжатия дуги. Развернув крылья (или крыло) дуги на величину этого угла, можно восстановить первоначальную форму геологического тела.

Исследование природы дуговых структур палеомагнитным методом имеет некоторые особенности по сравнению с палеомагнитными исследованиями, проводимыми с иными целями. Обычно (в исследовании пород платформы, в стратиграфических целях и т.п.) непременным условием пригодности палеомагнитных данных является доказательство первичности естественной остаточной намагниченности и, следовательно, ее коррелянтность с положением соответствующего палеомагнитного полюса. Для наших целей вполне достаточным является доказательство того, что наблюдаемая естественная остаточныя намагниченность возникла в любое время до смятия пород в складки. Будем называть такую намагниченность эффективной. Направление эффективной естественной остаточной намагниченность пибо за счет того, что доскладчатая намагниченность непервична, либо вследствие вращения блока земной коры, в пределах которого расположена исследуемая дуговая структура. Это вращение могло быть доскладчатым, одновременным складкообразованию или послескладчатым. В рассматриваемом варианте метода оно не служит препятствием для исследования. Определение доскладчатого происхождения намагниченности проводится способом Грэхема – путем изучения положения векторов естественной остаточной намагниченности в поперечных разрезах вертикальных складок. Поэтому использование рассматриваемого варианта палеомагнитного метода ограничено следующим условием: вторичность дуговой структуры может быть установлена в случае, если существуют вертикальные складки, сформированные ранее или одновременно с дуговой структурой. В Варисском Тянь-Шане этот метод был применен Г.З. Гурарием и автором. Результаты палеомагнитного исследования будут изложены в региональном описании.

Шарьяжи

За многие годы пристального изучения шарьяжей систематика этих структурных форм и связанная с ними терминология неоднократно подвергались специальному обсуждению. Не так давно эти вопросы были рассмотрены И.И. Белостоцким (1970) и С.В. Руженцевым (19716, 1974). Методические проблемы, связанные с реконструкцией дошарьяжной структуры, освещены в статье С.В. Руженцева и А.А. Белова (1973). Условия движения шарьяжей рассмотрены в работе автора (Буртман, 1973). Здесь необходимо обратить внимание на особенности понимания нескольких терминов, употребляемых в работе.

Ш а р ь я ж — структурная форма, возникающая, в результате отслоения части земной коры по горизонтальной или почти горизонтальной поверхности и последующего перемещения отслоенного геологического тела. Отслоение большей частью происходит вдоль напластования пород, и поэтому подошва шарьяжа первоначально залегает параллельно слоистости в аллохтоне. В процессе движения шарьяжа аллохтонная масса может быть дисгармонично смята, и тогда эта параллельность нарушается, но нередко она сохраняется на большей части шарьяжа или по крайней мере на значительных участках. Часто шарьяжи налегают на нескладчатые отложения, в этом случае подошва шарьяжа также параллельна слоистости в подстилающих породах. Такие соотношения позволяют отличать шарьяжи от надвигов, которые уже в момент возникновения имеют наклонный сместитель и являются секущими по отношению к слоистости пород и висячего и лежачего крыльев разлома. Среди шарьяжей по морфологическому признаку различают (по П. Термье) шарьяжи – пластины и шарьяжи – лежачие складки.

Парааллохтонные шарьяжи — будем называть так шарьяжи, перемещение которых не вышло за пределы той континентальной или океанической структуры, породами которой сложен шарьяж. Это, например, шарьяж пород континентальной коры, лежащий на породах того же континента и т.п.

Наволок – тектоническая поверхность в подошве аллохтонной пластины шарьяжа. Обычно эту тектоническую поверхность именуют надвигом, что неудобно, так как создает путаницу в понятиях. Термин "наволок" был введен А.П. Павловым при переводе книги Э. Ога "Геология" (1914) как синоним термина "шарьяж" и давно не применялся. Предлагаемое употребление термина "наволок" в более узком смысле, для обозначения лишь тектонической поверхности шарьирования, представляется удобным. Наволок в подошве аллохтонной единицы, имеющей собственное название, получает такое же наименование, какое имеет эта аллохтонная единица. Среди наволоков можно различать главные и локальные, а среди главных наволоков – первичные и вторичные. Главные наволоки разделяют разные структурно-формационные комплексы пород. Первичный главный наволок — это тектоническая поверхность, по которой комплекс пород, отвечающий первичной тектонической зоне, был шарьирован на породы соседней первичной зоны. Вторичные наволоки возникали в процессе движения шарьяжей, они нередко рассекали пакеты аллохтонных пластин. По вторичным наволокам могут быть шарьированы друг на друга любые комплексы пород, возможно сдваивание пакетов пластин и т.д. Перемещение по локальным наволокам не выходило за пределы одной структурной единицы.

Постель тектонической пластины — слой пород в подошве и под подошвой тектонической пластины, физические свойства которого определяют условия движения этой пластины. Постель тектонической пластины, в указанном понимании, может включать в себя верхнюю часть автохтона, слой катаклазитов, возникших в процессе движения, и нижнюю часть авлохтонной пластины. Во многих случаях постель состоит из какого-то одного элемента (например, из катаклазитов) или двух элементов.

Автохтон — так называют наиболее низкую структурную единицу, обнаженную в исследуемом районе. При описании автохтон удобно рассматривать как местный репер, по отношению к которому происходило перемещение тектонических пластин. Пользуясь этим термином, надо иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, в результате палеотектонического анализа может выясниться, что в действительности происходило пододвигание автохтона под аллохтон. И во-вторых, ниже могут находиться еще другие структурные единицы, отделенные поверхностями шарьирования.

Складки, сложенные пластинами шарьяжей, называют синформными и антиформными (Baney, McCallien, 1937). Отличие антиформной складки от антиклинальной и синформной складки от синклинальной в их внутреннем строении. В ядре антиклинали всегда залегают более древние породы, чем на ее крыльях (а в мульде синклинали более молодые породы), так как отложения, образующие антиклиналь или синклиналь, находятся в нормальной стратиграфической последовательности. Если эта последовательность была нарушена (более ранней изоклинальной складчатостью, шарьированием и т.п.), то в результате смятия такой толщи возникают антиформные и синформные складки, которые различают по их форме, не принимая во внимание возрастные соотношения между породами в ядрах, мульдах и на крыльях складок. Антиформные и синформные складки можно выделить лишь среди вертикальных складок. Варисский Тянь-Шань, структура которого является главным объектом предлагаемого исследования, граничит на севере с Киргизскими каледонидами, а на юге – с Таримской платформой, Таджикским массивом и с молодыми структурами Памира. Рассматриваемое складчатое сооружение интенсивно изучается геологическими службами среднеазиатских республик и многими научными учреждениями страны. Автор стремился учесть результаты этих работ. Для удобства описания территория рассматриваемого региона разделена на несколько географических районов (рис. 7), из которых два района (VII и VIII) находятся в пределах Срединного Тянь-Шаня, остальные – в Южном Тянь-Шане. Автор проводил исследования во всех районах, кроме Кокшаальского (VI).

Изученность региона в структурном отношении неравномерная. В одних районах предпринимались усилия по выяснению последовательности формирования структурных форм; результаты этих исследований будут обсуждены в порайонном описании. В других районах такая работа была впервые предпринята автором. В результате проведенных исследований установлена последовательность стадий деформации, общая для всего рассматриваемого региона (Буртман, 1969, 1972; и др.). Эта последовательность состоит из трех стадий (Да¹-1, Да-2 и Да-3), которые можно называть соответственно ранними деформациями, деформациями эпохи горообразования и заключительными деформациями.

Главными структурными формами, возникшими на стадии Да-1, являются шарьяжи. На стадии Да-2 формировались главным образом вертикальные складки и взбросы, на стадии Да-3 – горизонтальные складки и сдвиги. Ниже приведена характеристика этих деформаций, рассмотрены соотношения между структурными формами, наблюдаемые в разных районах, и обоснована указанная последовательность стадий деформации. На этой основе представлена схема развития тектонической структуры региона. Структурные формы стадии Да-2 являются наиболее обычным (и часто единственным) объектом структурного исследования. Они давно известны и изучены во всех районах рассматриваемого региона. Поэтому я не буду приводить отдельного описания этих структур и рассмотрю их вместе с более ранними или более поздними деформациями при описании соотношений структурных форм, возникших на разных стадиях.

Многих геологов привлекло детальное тектоническое районирование Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума. Исследования в этом направлении шли по пути выделения все большего количества структурно-формационных зон. Границами этих зон являются разломы. Эти разломы многие считают долгоживущими (глубинными, краевыми) сбросами, которые разграничивают участки с различным режимом осадконакопления (Довжиков, 1971; Кнауф, 1973; Кухтиков, 1969; Резвой, 1959, 1972в; и др.). По мере того как стала вырисовываться большая роль шарьяжей в строении рассматриваемой складчатой системы, падало значе-

¹ Да – стадин деформации Алая.



Рис. 7. Орографическая схема Тянь-Шаня

1 -- горные хребты; 2 – границы географических районов; 3 – палеозойские и допалеозойские породы; 4 – мезозойские и кайнозойские отложения

І-VIII – географические районы Варисского Тянь-Шаня: І – Нуратинский, ІІ – Гиссарский; ІІІ – Алайский; ІV – Восточно-Алайский; V – Северо-Ферганский; VI – Кокшаальский; VII – Чаткольский; VIII – Нарынский

Цифрами на схеме обозначены: 1 – горы Мальгузар, 2 – хр. Туркестанский; 3 – хр. Зеравшанский; 4 – хр. Гиссарский; 5 – хр. Заалайский; 6 – хр. Восточно-Алайский; 7 – хр. Алайский; 8 – хр. Кичикалай; 9 – хр. Ферганский; 10 – Баубашатинский горный узел; 11 – хр. Атойнокский; 12 – хр. Кураминский; 13 – хр. Чаткальский; 14 – хр. Сандалашский; 15 – хр. Пскемский; 16 – хр. Таласский; 17 – хр. Каратау; 18 – хр. Атбашинский; 19 – хр. Торугарт; 20 – хр. Кокшаальский

ние имеющихся схем детального тектонического районирования. Оказалось, что многие выделенные зоны представляют собой наборы из тектонических пластин, формировавшихся в разных частях геосинклинальной системы. Это было показано автором на примере варисцид Кызылкума (Буртман, 1973).

Настоящая работа построена на другой основе. На территории складчатой системы выделены структурные единицы, возникшие в результате процесса шарьирования на первой стадии деформации. Затем рассмотрена последующая деформация этих структурных единиц.

РАННИЕ ДЕФОРМАЦИИ (СТАДИЯ Да-1) И ДЕФОРМАЦИИ ЭПОХИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ (СТАДИЯ Да-2)

АЛАЙСКИЙ РАЙОН

Алайский район является одним из старейших горнорудных районов Тянь-Шаня и давно служит объектом пристального всестороннего изучения. Он наиболее детально исследован в структурном отношении (Биличева, 1973; Бискэ, 1966; Бочкарев, 1966; Вонгаз, 1958а, б, в; Замалетдинов и др., 1968; Кухтиков, 1969; Марушкин, 1963; Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954; Поршняков, 1961, 1969, 1973 и др.; Резвой, 1959, 1969, 1972в и др.; Синицын, 1960; Буртман, 19686, 1974; Буртман, Клишевич, 1971; Буртман, Шмидт, 1970; Burtman, 1975; и др.). Структурные формы, относимые ныне к первой стадии варисских деформаций, были впервые обнаружены именно в Алайском районе. Надвиги были описаны уже при первых геологических съемках этого хребта (Вебер, 1934). Дальнейшими исследованиями было выявлено большое число таких структур. В 1946 г. М.М.Кухтиков, картировавший междуречье Исфайрама и Чиле, высказал предположение о наличии здесь большого шарьяжа силурийских сланцев и песчаников, залегающего на известняках каменноугольного возраста. В дальнейшем, однако, развитие взглядов на тектоническое строение Алая пошло по пути поисков иных объяснений таких соотношений.

Н.М. Синицын (1949, 1960) выделил на северном склоне Алайского хребта два типа разрезов среднепалеозойских отложений - полный и неполный. Было установлено, что разрезы обоих типов чередуются на площади, и по границе между районами их развития наблюдались надвиги. Н.М. Синицын представлял себе накопление осадков в небольших седиментационных мульдах и на антиклинальных отмелях. Он предполагал существование конседиментационных краевых разломов, разделявших участки, в пределах которых формировались отложения разного типа. Приуроченность надвигов к границам распространения полных и неполных разрезов объяснялась как результат последующих перемещений по краевым разломам, при которых в ряде случаев произошло надвигание отложений одного типа на доугой. Распределение фациальных типов отложений среднего палеозоя, наблюдаемое ныне, считали и считают первичным многие исследователи Алая (Волочкович и др., 1973; Довжиков, 1971; Каледа, 1960, 1966; Кухтиков, 1969, 1971; Лященко, 1965, 1968, 1970; Орловский, Поярков, 1965а; Попов. 1972; Попов и др., 19726; Поршняков, 1960, 1969, 1973; Резвой, 1959, 1972в и др.; Синицын, 1960).

Г.С. Поршняков (1960, 1961, 1968а) выделил в рассматриваемом районе типы разрезов среднего палеозоя. Он показал, что одновозрастные карбонатные, терригенные и вулканогенные отложения слагают узкие чередующиеся зоны. Эти зоны разделены надвигами, которые падают в сторону осей синклинальных структур. Для объяснения таких соотношений Г.С. Поршняков (1962, 1968) применил схему двусторонних веерообразных надвигов небольшой амплитуды, по которым произошло надвигание синклинальных структур в сторону соседних антиклиналей. Как и Н.М. Синицын, Г.С. Поршняков предполагал, что эти



Рис. 8. Структурная схема Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума: структурные формы, возникшие на стадиях Да-2 и Да-3

1 – мезозой и кайнозой; 2, 3 – палеозой и допалеозой: 2 – варисциды, 3 – каледониды; 4,5 – структуры стадии Да-2: 4 – антиклинальные и антиформные складки, 5 – синклиналь-20 надвиги могли развиться из конседиментационных разломов, разграничивавших фациальные зоны.

Складчатые и разрывные структуры Алая Г.С. Поршняков (1968а) разделил на раннегерцинские (доорогенные) и позднегерцинские, формировавшиеся в орогенную эпоху. К раннегерцинским складчатым структурам I категории были отнесены антиклинории и синклинории, которые, по мнению указанного исследователя, возникли на месте геосинклинальных прогибов и поднятий. Эти прогибы и поднятия располагались в пределах звгеосинклинальной области, которая, по Г.С. Поршнякову, занимала всю территорию Южного Тянь-Шаня. Среди раннегерцинских разрывных структур им были выделены: а) складчатые надвиги и шарьяжи начала первых фаз складчатости; б) секущие надвиги первых фаз складчатости; в) крутопадающие разрывы первых фаз складчатости. Было высказано также предположение о существовании в прошлом конседиментационных разломов, определивших заложение и развитие ранних геосинклинальных прогибов. "Главным результатом первых фаз складчатости, - писал Г.С. Поршняков (1968а, стр. 7), – явилось формирование линейных антивергентных синклинорных структур на месте вулканогенных прогибов и антиклинорных синвергентных структур на месте прогибов осадочных. На крыльях структур широкое развитие получают пластовые складчато-дислоцированные надвиги и покровы".

Мои наблюдения, опубликованные в том же году, привели к выводам: 1) что такие надвиги не автономны в каждой синклинальной структуре, а являются частями общирных шарьяжей; 2) что синклинальные и антиклинальные структуры рассматриваемого района представляют собой большие синформные и антиформные складки, сложенные пластинами шарьяжей; 3) что эти складки – новообразованные структурные формы, которые возникли после формирования шарьяжей вне зависимости от более ранних седиментационных прогибов и поднятий (Буртман, 19686).



ные и синформные складки; 6-9 – структуры стадии Да-3: 6 – левые сдвиги, 7 – правые сдвиги, 8 – надвиги, 9 – вертикальные складки в Северо-Ферганском блоке; 10 – направления относительного перемещения масс на стадии Да-3

Цифры 1-20 - структуры, упомянутые в тексте





Рис. 10. Структурная схема междуречья Исфара – Шахимардан

Условные обозначения к рис. 9-12

1-3 – структурные единицы: 1 – Чаткал, 2 – Шанкол, 3 – Талдык; 4 – гипербазиты, серпентинитовый меланж; 5, 6 – структурные единицы: 5 – Абшир, 6 – Исфайрам; 7 – верхнепалеозойские плутоны кислого и щелочного состава; 8 – верхнепалеозойские молассы; 9, 10 – первичные наволоки (Да-1): 9 – наволок Абшир, 10 – другие первичные наволоки; 11 – вторичные наволоки, надвиги стадий Да-? и Да-3; 12 – прочие разломы стадий Да-2 и Да-3

Цифрь: в кружках (1-34) - номера стратиграфических разрезов

Основные доводы против схемы веерообразных надвигов были получены при изучении замыканий тектонических окон и центриклиналей синформных складок (Буртман, 19686; Буртман, Клишевич, 1971). В обоих случаях можно проследить, как надвиговые поверхности, изгибаясь, переходят с одного крыла складки на другое. В осевых частях синформных складок не было обнаружено крутых чешуй – необходимого элемента схемы веерообразных надвигов.

Имеются определенные данные о формировании указанных синформных и антиформных складок в орогенную эпоху. Мульды Исфайрамской, Гульчинской, Киргизатинской, Араванской и некоторых других синформных складок сложены верхнепалеозойскими молассовыми отложениями, которые деформированы совместно с подстилающими породами среднего палеозоя. Молассовые отложения залегают трансгрессивно на подстилающих породах. В тех случаях, когда стратиграфический перерыв был небольшим, угловое несогласие под молассовым комплексом обычно отсутствует. Налегание средне-верхнекаменноугольной молассы без углового несогласия на подстилающие среднекаменноугольные отложения автор наблюдал в Алае в пределах Исфайрамской и Гульчинской синформных складок, в Восточном Алае и в Ферганском хребте. При этом в Алайском районе степень деформированности слоев уменьшается вверх по разрезу молассового комплекса. В северных предгорьях Туркестанского хребта на крыле антиклинали Кок-тепе Г.С. Поршняков (1973) наблюдал угловое несогласие внутри молассы. Формирование рассматриваемых складчатых структур, вероятно, происходило одновременно с накоплением молассы. Об этом, в частности, свидетельствует уменьшение мощности молассовых отложений по направлению от оси к периферии Араванской синформной складки (Поршняков, 1973).

Итак, к стадии Да-2 мною отнесены деформации, которые возникли после шарьяжей (стадия Да-1) и до начала деформаций в горизонтальной плоскости (стадия Да-3). Имеются четкие структурные критерии для разделения структур этих трех стадий деформации, и их последовательность установлена на многих участках. При детальном структурном исследовании отдельных участков иногда



Рис. 11. Схема северного склона Алайского хребта и хр. Кичикалай, междуречье Шахимардан – Гульча

Цифры 18-55 — обнажения, упомянутые в тексте Условные обозначения см. на рис. 10 Показано расположение рис. 15, 16



Рис 12. Структурная схема междуречья Шахимардан – Гульча Цифры в кружках (35–62) – номера стратиграфических разрезов. Условные обозначения см. на рис. 10. а-б – линия профиля (см. рис. 29)



Рис. 13. Схематическая геологическая карта северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов (междуречье Исфара – Сох, см. рис. 9)

Условные обозначения к рис. 13-16

1-13 – варисские геосинклинальные отложения и породы основания. 1-5 – миогеосинклинальные комплексы: 1 – терригенные флишевые отложения (C₂); 2-5 – карбонатные отложения ($2-C_2$; $3-D_2-C_1$; $4-D_2gv-D_3$; $5-D_1-D_2e$); 6-8 – лептогеосинклинальные комплексы: 6 – терригенные флишевые отложения (C₂), 7 – кремнисто-карбонатные отложения (D₂-C₂), 8 – кремнисто-терригенные отложения (D₁₋₂); 9, 10 – силурийские и раннедевонские отложения (S₂-D₁), 10 – терригенные отложения (S₁₋₂); 11 – метаморфические зеленые сланцы; 12, 13 – эвгеосинклинальный комплекс: 12 – вулканогенные отложения основного и сред-26



Рис. 14. Схематическая геологическая карта северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов (междуречье Сох – Исфайрам – западная часть, см. рис. 9) Условные обозначения см. на рис. 13

него состава, 13 — гипербазиты, серпентинитовый меланж; 14, 15 — верхнепалеозойские орогенные образования: 14 — молассы, 15 — плутоны кислого и щелочного состава; 16 — первичные наволоки (Да-1); 17 — вторичные наволоки, надвиги стадии Да-2; 18 — прочие разломы стадий Да-2 и Да-3 27



Рис. 15. Схематическая геологическая карта северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов (междуречье Сох – Исфайрам -- восточная часть, см. рис. 9, 11) Условные обозначения см. на рис. 13

удается выделить несколько эпизодов в пределах стадии Да-2. Однако эти эпи зоды не прослежены за пределами таких участков.

Описанию складок и разломов Алайского района, отнесенных мною к стади Да-2, посвящено большое количество структурных исследований. Системати ческое описание таких структур было составлено Г.С. Поршияковым (1961, 1973). Я буду пользоваться названиями складчатых структур, которые употребляет это исследователь.

В направлении с севера на юг расположены следующие главные цеп складчатых структур Да-2 (рис. 8): Араванская синформная (1, 9), Кау занская антиформная (8), Охнинская синформная (2, 7), Кичикалайская анти формная (3), Гульчинская синформная (6), Кульгеджилинская антиформная (4)



Рис. 16. Схематическая геологическая карта северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов (междуречье Исфайрам – Киргизата, см. рис. 11)*

Условные обозначения см. на рис. 13

Кульгеджилинская и Кичикалайская цепи антиформных складок сближаются, образуя кульминацию. В результате Алайский хребет в поперечном разрезе имеет в целом вид антиформного сооружения. Эти складки Да-2 образованы различными структурными единицами стадии Да-1.

В Алайском районе развиты структурные единицы, сложенные миогеосинкли-

29

^{*} Рис. 13-16 составлены по материалам С.Н. Баногина, Ю.С. Бискэ, Б.Д. Болгаря, А.И. Гончарова, В.Б. Горянова, В.И. Долматова, В.П. Жука, Т.С. Замалетдинова, П.В. Зайда, В.Л. Клишевича, А.В. Котельникова, Л.Н. Кугуракова, А.М. Лященко, В.С. Сафина, В.В. Сергесва и автора.

нальными, эвгеосинклинальными и лептогеосинклинальными¹ отложениями. Стратиграфия этих отложений обстоятельно изучена в процессе детальных геологосъемочных и специальных тематических работ. Стратиграфические разрезы хорошо охарактеризованы ископаемой фауной, списки которой опубликованы в многочисленных монографиях и статьях. Сводка биостратиграфических материалов содержится в геологическом описании Киргизии (Геология СССР, т. XXV, 1972).

В рассматриваемом районе выделены четыре структурные единицы, сформированные на стадии Да-1 (рис. 9–16): Эти единицы занимают следующие положения в геологическом разрезе района – снизу вверх:

1) единица Исфайрам: варисские миогеосинклинальные отложения;

2) единица Абшир: варисские лептогеосинклинальные отложения;

3) единица Талдык: варисские эвгеосинклинальные отложения; эту структурную единицу подстилают и перекрывают невыдержанные тектонические пластины, сложенные гипербазитами;

4) единица Шанкол: варисские лептогеосинклинальные отложения и метаморфические сланцы.

Небольшим распространением в пределах Алайского района пользуются породы структурной единицы Чаткал, строение которой будет рассмотрено при описании Чаткальского района.

Структурная единица Исфайрам

Наиболее низкое (автохтонное) структурное положение в геологическом разрезе района занимает комплекс миогеосинклинальных отложений, характерной чертой которого является относительно полный разрез девонских и нижнекаменноугольных отложений (рис. 17–19). Он сложен карбонатными породами, мощность которых обычно от 2 до 4 км. В основании карбонатного разреза местами присутствует пачка терригенных пород раннедевонского возраста. В некоторых разрезах удавалось наблюдать подстилающие терригенные отложения силура.

Верхняя часть карбонатного разреза принадлежит башкирскому ярусу и нижнемосковскому подъярусу. Известняки вверх по разрезу согласно сменяются флишевой толщей, имеющей московский возраст. Верхняя часть этой толщи местами имеет строение дикого флиша. Дикий флиш давно привлек к себе внимание (Михайлов, 1947). Наиболее яркие объекты были предметом специальных исследований (Поршняков, 1968а; Кухтиков, Черенков, 1969; Черенков, 1973). Большинство олистолитов (среди которых есть и очень крупные, размером в сотни метров) сложено разновозрастными известняками. Большой интерес представляют отторженцы из лептогеосинклинального комплекса пород, описанные в виде олистолитов среди флиша в бассейне р. Исфары Г.С. Поршняковым (1968б). Этот лептогеосинклинальный комплекс образует вышележащую аллохтонную пластину (единица Абшир). Присутствие отторженцев этого комплекса среди флишевых отложений свидетельствует о том, что упомянутые флишевая и олистостромовая толщи являются отложениями эпохи шарьирования.

Г.С. Поршняков (19686, 1973) выделил среди карбонатных разрезов среднего палеозоя несколько типов. Если следовать его схеме, то приведенные на рис. 17–19 колонки 6, 55, 57 должны быть отнесены к Актурскому известняковому типу разреза, колонки 21, 39, 46 – к Яурунтузскому известняковому типу разреза, колонки 1, 4, 23 – к Катранбашинскому доломитово-известняковому типу разреза ранне-среднедевонских прогибов, а все остальные колонки –

¹ Неполные сокращенные стратиграфические разрезы принято относить к геоантиклинальному типу. Так поступал и автор (Буртман, 1973; Burtman, 1975), имся в виду, что название типа разреза не определяет палеогеографическую обстановку осадконакопления. Изучение литологических особенностей и ископаемых остатков организмов свидетельствует о том, что значительная часть пород таких разрезов формировалась на большой глубине (Поярков, 1969, 1973; Пучков, 1974; Христов. 1970; Буртман, Клишевич, 1971). То. что разрез геоантиклинального типа характерен для континентального склона или глубоководного некомпенсированного прогиба, оказалось трудным для восприятия. Поэтому здесь такие разрезы и отложения обозначены термином "лептогеосинклинальный", предложенным для подобных образований Р. Трюмпи.



Рис. 17. Стратиграфические разрезы структурной единицы Исфайрам (Туркестанский хребет, междуречье Исфара – Cox)

Разрезы: 1 — горы Сургуньтангасы (по В.В. Сергееву); 4 — горы Акшагыл (по Л.Н. Кугуракову); 5 — горы Тешикташ — Караташ (по Л.Н. Кугуракову); 6 — гора Тике (по Ю.С. Бискэ); 10 — горы Туркала (по А.М. Лященко и Ю.С. Бискэ); 12 — горы Четынташ, Кызылчимген (по П.В. Зайду); 11 горы Донгузкул, Назары (по Т.С. Замалетдинову); 13 — долина р. Чимкурган (по Ю.С. Бискэ); 15 — горы Калаваз (по Ю.С. Бискэ)

Местонахождение разрезов см. на рис. 10

Условные обозначения к стратиграфическим колонкам Тянь-Шаня

известняки; 2 – доломиты;
глинистые породы; 4 – кремнистые породы; 5 – алевролиты, песчаники, гравелиты; 6 – конгломераты, брекчии;
эффузивные породы основного и среднего состава; 8 – туфогенные породы основного и среднего состава;
метаморфические сланцы; 10 – местонахождения ископаемой фауны и флоры; 11 – габброиды



Рис. 18. Стратиграфические разрезы структурной единицы Исфайрам (Алайский хребет, междуречье Сох – Шахимардан)

Разрезы: 20 — горы Катрантау (по В.В. Бурцеву); 21 — горы Катрантау (по В.П. Жуку и В.С. Сафину); 23 — горы Катранбаши (по Т.С. Замалетдинову); 23 — коры Катранбаши (по Т.С. Замалетдинову); 29 — горы Шивалитау, Караарча (по Т.С. Замалетдинову); 30 — горы Курсала (по А.И. Гончарову); 32 — горы Терскей, Таркел (по Л.Н. Кугуракову); 33 — горы Кеккурук (по А.И. Гончарову); 34 — горы Ходжаачкан (по С.Н. Баногину)

Местонахождение разрезов см. на рис. 10 Условные обозначения см. на рис. 17 к Алайскому известняково-доломитовому типу разреза позднедевонских прогибов. По представлениям Г.С. Поршнякова, разные типы разрезов харак геризуют разные внутригеосинклинальные прогибы. Эти прогибы, по его мнению, были разделены приподнятыми зонами, на которых с длительными перерывами происходило накопление обломочных или кремнистых осадков.

В предлагаемой работе многеосинклинальные карбонатные отложения рассматриваются как осадки одного бассейна. Этот вариант основан на следующих данных.

1. Указанные карбонатные отложения (алайские, яурунтузские и г.д.) занимают одинаковое структурное положение – под шарьяжем Абшир, образованным породами лептогеосинклинального комплекса. Лишь в междуречье Акбура-Гульча на известняки актурского типа налегает более высокая тектоническая пластина, сложенная эвгеосинклинальными отложениями.

2. Наблюдаемая изменчивость карбонатных разрезов (см. рис. 17–19) находится в пределах, вполне допустимых для одного бассейна, и нет признаков фациального замещения известняков терригенными породами. Между тем при частом чередовании прогибов и поднятий переходные фации занимали бы значительные участки, и трудно объяснить, почему они в таком случае не сохранились. Это отсутствие переходных фаций является веским доводом против схемы, состоящей из чередующихся зон с разными разрезами различного фациального состава.

Миогеосинклинальные карбонатные разрезы содержат разное количество доломитов, что рассматривается иногда как указание на изолированность бассейнов, в которых происходило доломитообразование. Между тем параллельное накопление доломитов и известняков в одном бассейне изучено как в общем плане (Страхов, 1956), так и применительно к рассматриваемому району (Поярков, 1969).

Миогеосинклинальные карбонатные отложения находятся в автохтонном и аллохтонном залегании. Породы автохтона обнажены в многочисленных тектонических окнах (см. рис. 10, 13–16). Соотношения этих пород с налегающими на них аллохтонными пластинами будут рассмотрены при описании соответствующих аллохтонов.

Случан аллохтонного залегания рассматриваемого комплекса пород могут быть разделены на две категории. К одной относятся локальные наволоки, развитые внутри карбонатной толщи, к другой – аллохтонное залегание карбонатной толщи на породах структурной единицы Абшир, которое можно видеть на некоторых участках. Признавая единство комплекса карбонатных миогеосинклинальных отложений, автор считает такие случаи результатом развития вгоричных наволоков, которые возникли в процессе шарьирования и переместили комплекс карбонатных пород вместе с уже лежавшим на нем абширским аллохтоном. Обратимся к рассмотрению такого залегания карбонатных отложений единицы Исфайрам.

Вторичный наволок в подошве Сарычашминского (16, см. рис. 9; см. рис. 13) и Ходжаачканского (17, см. рис. 9; см. рис. 14) аллохтонных массивов выведен на поверхность в долине р. Сох и ее притоков – Калаймахмуд, Кошкарчи и Аугул. Аллохтонные массивы сложены известняками и доломитами девонского возраста (15, см. рис. 17), которые налегают на флишевую толщу московского яруса. Этот флиш венчает лептогеосинклинальный разрез (33, см. рис. 20), принадлежащий единице Абшир. Наволок в целом параллелен слоистости в подстилающих отложениях. Прослеживая наволок по простиранию, можно видеть, что он срезает пачки подстилающих каменноугольных отложений. Поверхность наволока отмечена слоем брекчии (1–10 м), состоящей целиком из подстилающих пород. Во флишевой толще видны складки, дисгармоничные по отношению к поверхности наволока. На большей части рассматриваемого участка этот наволок залегает некруто (30–40°). Хорошо видно, что оба комплекса пород и разделяющий их наволок совместно смяты в складки. Описанный вторичный наволок несомненно возник на стадии Да-1.


Миогеосинклинальные карбонатные отложения в аллохтонном залегании можно видеть в долине р. Шахимардана в районе кишлаков Охна (Оразбеков) и Гайрат. Небольшой Гайратский аллохтонный массив (8, см. рис. 9 и 15) сложен известняками девона и нижнего карбона. Он залегает на толще, вероятно представляющей собой олистострому. В ней содержатся глыбы известняков различного размера. Некоторые глыбы достигают размера в сотни метров. Эта толша принадлежит структурной единице Абшир. Подошва гайратских известняков – секущая по отношению к их напластованию. У автора нет уверенности в том, что описанный аллохтонный массив, как и другие аллохтонные массивы междуречья Шахимардан–Охна, не являются большими олистолитами в олистостромовой толще.

Представляет интерес структурное положение известняковых массивов гор Катрантау – Отсалги – Яурунтуз (7, 40, см. рис. 9, 11, а также рис. 10, 12, 15 и 16). Они сложены отложениями, включающими полный разрез девона, нижнего и среднего карбона (20, 21, 39, 46, см. рис. 18, 19). Эти отложения образуют моноклиналь, которая погружается в южном направлении, где видно, как на рассматриваемых отложениях тектонически залегают породы структурной единицы Абшир. С севера моноклиналь оборвана Северо-Катранским разломом. На востоке, у подножия гор Яурунтуз, этот разлом имеет секущий характер по отношению к слоистости пород в обоих его крыльях. В долине Абширсая разлом рвет также тектоническую пластину, сложенную породами единицы Талдык. Все данные говорят о принадлежности рассматриваемого разлома к более поздней стадии деформации (Да-2). Такой же характер этот разлом имеет в междуречье Исфайрам-Ходжагаир. Резко несогласный вертикальный тектонический контакт между терригенными породами девона и девонскими известняками гор Битау можно видеть и западнее, в долине Джидали. Такие же соотношения характерны для западной части гор Катрантау, они видны на правом борту долины Анхор. А на левом водоразделе этой долины расположен тектонический останец Ишкаль (3, см. рис. 9), сложенный известняками нижнего карбона. Подошва тектонического останца несогласна по отношению к слоистости подстилающих силурийских и девонских отложений.

Структурная единица Абшир

Отложения, слагающие единицу Абшир, принадлежат к терригенному и карбонатному типам лептогеосинклинального разреза.

Терригенный тип (рис. 20,21). В основании тектонических пластин шарьяжа Абшир залегают породы силура. Они представлены флишоидной толщей терригенных пород, среди которых встречаются пачки кремнистых пород и прослои известняков. В некоторых разрезах (3, 58, см. рис. 20, 21) встречены прослои основных эффузивных пород. Мощность силурийских отложений достигает многих сотен метров. Верхний лудлов и нижняя часть девона представлены пачкой карбонатных (3, 18, 44, см. рис. 20, 21), кремнисто-карбонатных (16, см. рис. 20) или карбонатно-терригенных отложений (14 и 33, см. рис. 20). Эти отложения имеют линзовидное залегание и небольшую мощность. Более

Рис. 19. Стратиграфические разрезы структурной единицы Исфайрам (Алайский хребет. междуречье Шахимардан – Гульча)

Разрезы: 36 -- горы Карабий (по В.Б. Горянову); 37 - горы Арпалык (по В.Б. Горянову); ⁴¹ - горы Сарыбель, Боорды (по В.Б. Горянову); 45 - горы Чимкантау (по В.Л. Клишеви-⁴⁹); 49 - окно Мечетьмия (по В.Е. Матыченкову); 39 - урочише Сандал (по В.Б. Горянову); ⁴⁶ - горы Яурунтуз (по В.Б. Горянову); 43 - горы Джельбелес (по Т.С. Замалетдинову); ⁴⁰ - горы Акташ (по В.С.Буртману и В.Л. Клишевичу); 55 - горы Актур - западная часть ⁴⁰ (по В.Л. Клишевичу); 57 - горы Актур - восточная часть (по В.П. Жуку)

Местонахождение разрезов см. на рис. 12

Условные обозначения см. на рис. 17





Рис. 21. Стратиграфические разрезы отложений терригенного типа в структурной единице Абшир (Алайский хребет, междуречье Шахимардан – Гульча)

Разрезы: 59 — горы Ортотау (по В.С. Буртману и В.Л. Клишевичу); 35 — горы Алькакара (по В.Б. Горянову); 47 — долина р. Джаз (по В.Л. Клишевичу); 51 — долина р. Хосчан (по В.Е. Ма-

тыченкову); 38 — урочище Караджигач (по В.Б. Горянову); 42 — долина р. Чаувай (по В.Б. Горянову); 44 — долина р. Пум, Аустан (по Т.С. Замалетдинову); 54 — долина р. Чалкуйрук (по В.Л. Клишевичу); 58 — долина р. Гульча (по В.П. Жуку)

Местонахождение разрезов см. на рис. 12

Условные обозначения см. на рис. 17

высокое положение в разрезе занимает терригенная толща (до 1000 м) девонского возраста, которая также распространена неповсеместно (Горянов и др., 1961; Горянов, Ярушевский, 1969; Исхаков, 1966; Исхаков, Миркасимов, 1966; Орловский, Поярков, 1964, 19656; Поршняков, Миклухо-Маклай, 1954; Поршняков и др., 1961).

В западной части Алайского района можно заметить определенную тенденцию в изменении состава ранне-среднедевонских отложений в меридиональном направлении в пределах рассматриваемой структурной единицы. На севере этого района, в горах Ортотау, разрез (59, см. рис. 21) сложен кремнистыми сланцами, содержащими прослои известняков и терригенных пород. Южнее расположена область развития девонских терригенных отложений (38, 42, 47, 51, см. рис. 21), а еще далее на юг – карбонатно-терригенные отложения (54, см. рис. 21).

Трансгрессивно на разные горизонты подстилающих отложений без углового несогласия ложится пачка чередующихся известняков и кремней, в верхней части которой содержится фауна намюрского и башкирского ярусов и иногда нижнемосковского подъяруса. А из нижней пачки В.Л. Клишевичем и Б.Б. Назаровым определены тентакулиты и радиолярии среднего и верхнего девона. Эта пачка (в Алайском районе она получила название шаланской свиты) является наиболее характерным горизонтом лептогеосинклинального разреза рассматриваемого типа, его маркирующим признаком. Мощность шаланской свиты, несмотря на ее большой стратиграфический объем, обычно составляет лишь несколько десятков или первые сотни метров. На породах шаланской свиты залегает терригенная флишевая толща московского яруса.

Карбонатный тип (рис. 22). В разрезе этого типа нижний силур и нижний лудлов представлены терригенной толщей с прослоями кремнистых пород и основных эффузивов. Поздний лудлов, девон, нижний карбон и башкирский ярус образованы карбонатными отложениями, нередко с прослоями кремней. В московское время формировались флишевые отложения. Главные отличительные черты рассматриваемого разреза следующие: 1) лудлов и низы девона сложены мощной толщей известняков; 2) разрез девона и нижнего карбона содержит длительные стратиграфические перерывы и имеет небольшую мощность (7, 8, 26, 27, см. рис. 22).

Отложения карбонатного типа широко распространены в междуречье Исфаны и Исфары. В междуречье Исфара – Сох они занимают значительную территорию (14, см. рис. 9) в пределах гор Сарысаит, Сарыташ, Алмалы, Тамдык, В междуречье Сох-Шахимардан эти отложения развиты в горах Ишметау (11, см. рис. 9) и Тамчи.

В междуречье Исфара – Сох отложения карбонатного и терригенного типа граничат друг с другом по разломам стадии Да-2. Восточнее, в горах Ишметау, видно, что отложения карбонатного типа слагают верхнюю тектоническую пластину (11, см. рис. 9), а отложения терригенного типа – нижнюю пластину (12, см. рис. 9) в пределах единицы Абшир. Учитывая такие соотношения, можно было бы рассматривать карбонатный и терригенный типы отложений как самостоятельные структурные единицы. Однако в большинстве случаев в геологических разрезах присутствует пластина с отложениями лишь одного типа – либо терригенного, либо карбонатного. Можно предполагать, что эти типы отложений фациально замещают друг друга в пределах одной структурной единицы. Восточнее описанного участка граница между типами отложений потеряна.

Структура. Аллохтонные массивы, сложенные породами тектонической единицы Абшир, образуют в пределах Алайского района две главные полосы, расположенные соответственнок югу и северу от осевой части Охнинской цепи синформных складок. Рассмотрение южной полосы начнем с Тегермачского аллохтонного массива. Аллохтонная природа разных частей этого массива была установлена уже давно — в 1946 г. М.М. Кухтиковым, в 1956 г. Г.С. Поршняковым, в 1958 г. А.А. Разваляевым. Исследование Тегермачского массива послужило ключом к расшифровке шарьированной структуры Алая.

Тегермачский аллохтонный массив (54, см. рис. 11, 16 и 23) занимает территорию 18х20 км. Он сложен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланца-



Рис. 22. Стратиграфические разрезы отложений карбонатного типа в структурной единице Абшир (Туркестанский и Алайский хребты)

Разрезы: 7 – горы Сарысант, Сарыташ (по Ю.С. Бискэ); 8 – горы Алмалы (по Л.Н. Кугуракову); 27 – горы Ишметау (по Т.С. Замалетдинову); 26 – горы Тамчи (по А.И. Гончарову) Местонахождение разрезов см. на рис. 10

Условные обозначения см. на рис. 17

ми с граптолитами верхнего венлока — нижнего лудлова. В северо-западной и западной частях массива на правобережье р. Аустана и на горе Ходжакелян на силурийских терригенных породах лежат известняки с фауной верхнего силура — нижнего девона, а в долине Абшира на северном склоне горы Кунгуртюбе в разрезе присутствуют известняки и кремни шаланской свиты с фораминиферами нижне-среднекаменноугольного возраста. В верхней части разреза автохтона непосредственно под силурийскими породами залегает пачка известковых песчаников и сланцев с прослоями гравелитов и известняков, в которых содержатся фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Поверхность шарьирования видна в тектонических окнах Капчигай (53, см. рис. 11), Абширсай (52, см. рис. 11), Яшинкуль (55, см. рис. 11) и др. Эта поверхность залегает здесь почти горизонтально. Она параллельна слоистости автохтона и в целом параллельна залеганию аллохтонной толци.

Водораздельный гребень, расположенный между тектоническими окнами Аоширсай и Яшинкуль, образован силурийскими породами аллохтона. Верхняя часть водораздела сложена толщей глинистых сланцев, ниже лежит существенно песчаниковая толща. Граница этих толщ залегает горизонтально — параллельно наволоку Абшир, обнаженному в тектоническом окне Абширсай. Глинистые сланцы смяты в лежачие изоклинальные складки размером обычно в несколько метров. Между пологим залеганием толщи и ее сложной внутренней дислоцированностью, с образованием лежачих складок, контраст очень резкий. В толще песчаников также развиты лежачие складки и сжатые S-образные флексуры. Они имеют раз-



Рис. 23. Геологический разрез Алайского и Кичикалайского хребтов по линии, проходящей вдоль долины р. Абшир, через озера Яшинкуль и Тегермач и вдоль долин рек Джаныджир и Кызыл-эшме

1 -- кайнозойские и мезозойские отложения: 2 -- граниты пермские: 3 -- верхнепалеозойская моласса: 4-6 -- структурная единица Абшир: 4 -- карбон -- (кремни и известняки). 5 -- девон

меры в десятки и сотни метров. Спускаясь с водораздела к тектоническому окну Яшинкуль, можно наблюдать, как осевые плоскости лежачих складок постепенно приобретают наклон на северо-восток под углом 30°. В 300-400-метровых обрывах бортов долины р. Коккуль видно до шести этажей громоздящихся друг на друге лежачих изоклинальных складок. Эти складки прослежены до подошвы аллохтона, обнаженной вдоль северного края тектонического окна Яшинкуль. Подошва шарьяжа здесь также падает на северо-восток под углом 30°. Таким образом, в районах как горизонтального, так и наклонного положения наволока Абшир осевые поверхности изоклинальных складок в аллохтоне параллельны залеганию указанного наволока.

Северная часть Тегермачского аллохтонного массива представляет собой в целом синклинальную структуру, наклон крыльев которой достигает 60-70°. Подошва шарьяжа выходит на земную поверхность на северном крыле этой структуры и в ес западной части. В центральной части аллохтонного массива известняки автохтона обнаружены под терригенными породами силура вертикальным электрическим зондированием. Тегермачский аллохтонный массив не изолирован полностью от основной части шарьяжа. Северной границей этого аллохтонного массива можно считать тектоническое полуокно Джельбелес (42, см. рис. 11). На южном крае этого полуокна, в долине р. Абшир, подошва шарьяжа наклонена под 60°. Западнее ее уклон уменьшается до 30°, и одновременно выполаживаются слои пород автохтона и аллохтона.

Описанные выше соотношения между слоистостью в автохтоне и аллохтоне и залеганием наволока позволяют сделать следующие выводы. Аллохтонный комплекс был надвинут на горизонтально лежавшие отложения нижнемосковского возраста (стадия Да-1). Позднее, на стадии Да-2, аллохтон и автохтон были совместно смяты в большие складки.

О происхождении изоклинальных и сжатых складок в аллохтонной толще можно высказать три предположения.

Первое предположение: указанные складки возникли в результате оползания на крыльях больших складок Да-2. В этом случае система изоклинальных и сжатых складок в аллохтоне должна быть конвергентна по отношению к осям синформных складок Да-2 (это не наблюдается) и изоклинальные складки должны отсутствовать на гребнях антиформ Да-2 (а они там есть).

В торое предположение: изоклинальные и сжатые складки в аллохтоне возникли во время формирования больших складок Да-2 как складки, осложняющие крылья этих больших складок. В таком случае система складок в аллохтоне должна быть дивергентна по отношению к осям синформных структур Да-2 (это не наблюдается), а на гребнях антиформ и в мульдах синформ Да-2 анализируемые складки должны залегать круто (в действительности они лежачие).

Третье предположение: изоклинальные и сжатые складки в аллохтоне возникли во время движения шарьяжа, т.е. на стадии Да-1. В этом случае систе-



(терригенные породы), 6 – силур (терригенные породы): 7–9 – структурная единица Исфайрам: 7 – средний карбон (олистострома, флиш и известняки), 8 – нижний карбон (известняки); 9 – девон (известняки и доломиты); 10 – наволоки; 11 – более молодые разломы. А – Алайский хребет, К – Кичикалайский хребег, Т – Тегермачский аллохтонный массив, Ар – окно Арпалык

ма складок в аллохтоне должна быть моновергентна. Так как осевые поверхности изоклинальных складок и подошва шарьяжа залегают параллельно, изоклинальные складки должны были быть переориентированы и ныне наблюдаться в наклонном залегании. В осевых частях больших складок Да-2 изоклинальные складки Да-1 должны сохранить лежачее залегание. Именно такая картина видна в Тегермачском аллохтонном массиве. Следовательно, наклон осевых поверхностей изоклинальных складок в аллохтоне отражает последующую деформацию шарьяжа.

Тегермачский аллохтонный массив замечателен тем, что на значительной части его территории наволок Абшир залегает очень полого. Этот тектонический останец сравнительно слабо затронут деформациями Да-2 и вследствие этого является хорошим объектом для исследования более ранних складчатых структур. Это исследование было предпринято для определения направления перемещения шарьяжа Абшир относительно автохтона.

Исходным для исследования было положение о том, что направление опрокидывания антиклинальных складок, возникших в аллохтоне в процессе движения шарьяжа, указывает на направление относительного перемещения аллохтона. В соответствии с этим исследовалась вергентность изоклинальных и сжатых складок в аллохтоне. У всех описанных складок были установлены кровля и подошва пластов, слагающих складку, что исключило путаницу синклинальных складок с ныряющими антиклиналями. Основными методами для установления кровли и подошвы пластов были наблюдения над косой слоистостью, ритмичностью и признаками перемыва (карманы, следы взмучивания осадка). Указанным способом было изучено 60 изоклинальных и 220 сжатых складок.

Тегермачский аллохтонный массив разделен на шесть секторов (рис. 24). Распределение складок по секторам и размеры складок приведены в табл. 2. На полярную равнопромежуточную сетку наносиласть проекция точки пересечения линии восстания осевой поверхности складки с поверхностью верхней полусферы (у ныряющих складок нанесена проекция точки пересечения линии падения осевой поверхности складки с поверхностью нижней полусферы). Диаграммы в левой части рис. 25 отражают современную ориентировку складок. Эти диаграммы показывают суммарный результат деформации за две стадии. На стадии Да-1 в аллохтоне возникли сжатые и изоклинальные складки, а на стадии Да-2 эти структурные формы были переориентированы во время деформации тектонической пластины совместно с автохтоном. Для наших целей желательно анализировать первоначальные положения указанных складок, т.е. необходимо снять эффект второй стадии деформации. Это было достигнуто введением поправки, которая определена отдельно для каждого обнажения или группы близлежащих обчажений. Величина поправки определялась на основании вывода о том, что изоклинальные складки в своем большинстве возникли как лежачие складки, и их осевая поверхность первоначально залегала горизонтально или почти горизонтально. Диаграммы в правой части рис. 25 составлены с учетом

41



Рис. 24. Тегермачский аллохтонный массив

1 – автохтон; 2 – аллохтонный массив: З – граниты; 4 – обнажения со складками Да-1; 5 – линия профиля (рис. 23); 1-V1 – секторы, для которых приведены диаграммы (см. рис. 25, 26)

таких поправок. Техника пересчета аналогична методике, применяемой для перехода к древней системе координат при обработке ориентированных образцов, отобранных с целью палеомагнитных исследований (Храмов, 1961). Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы (Буртман, Шмидт, 1970).

1. Осевые поверхности сжатых складок в аллохтонной толще первоначально имели наклон главным образом в интервале от 10 до 35° (рис. 26). При этом преобладающий первоначальный наклон осевых поверхностей сжатых складок примерно одинаков во всех секторах.

2. Изоклинальные и сжатые складки, расположенные в западных секторах (I–IV, см. рис. 25) аллохтонного массива, опрокинуты в южном направлении. Складки в секторах V и VI опрокинуты в юго-восточном направлении.

Такая картина может иметь несколько объяснений.

Первое объяснение: двигающийся шарьяж испытал в пределах восточной (или западной) части тектонического останца воздействие какого-либо препятствия, упора. Против такого объяснения свидетельствует равный наклон осевых поверхностей сжатых складок в восточной и западной половинах тектонического останца. Не согласуется с этим объяснением и выдержанность вергентности, наблюдаемая в меридиональных сечениях тектонического останца.

В торое объяснение: шарьяж во время движения (на юг или юго-восток) расползался в стороны. Это объяснение сомнительно, так как Тегермачский тектонический останец является частью большой тектонической пластины и нет оснований считать, что западная или восточная граница останца близка к краю этой тектонической пластины.

Третье объяснение: скорость движения разных частей шарьяжа не была одинаковой. Если соседние участки тектонической пластины перемещались с несколько различной скоростью, в тектонической пластине должны были возникнуть аномальные напряжения и складки, ориентированные под углом к направлению движения шарьяжа. Такое объяснение (Буртман, Шмидт, 1970) лучше всего согласуется с результатами наблюдений. К аналогичному выволу пришли Б.Д. Болгарь и П.Д. Резвой (1971) в результате независимого исследования складчатой структуры Тегермачского аллохтонного массива. Остается решить: какое из полученных направлений вергентности (южное или юго-восточное) является направлением движения шарьяжа, а какое – результатом аномальных напряжений. Сделать выбор помогают наблюдения за пределами Тегермачского аллохтонного массива: в более западных районах развития этого аллохтонного комплекса преобладает южная вергентность складчатых форм стадии Да-1. Исследование И.И. Бочкаревым (1966) в Улугтау-Араванском районе (28, 29, см. рис. 11) складчатых форм в породах структурной единицы Абшир показало, что эти складки также опрокинуты в южном направлении.

Возражения против аллохтонного залегания Тегермачского тектонического останца были высказаны Д.П. Резвым (1969). Его главные доводы основаны на изучении складок в теле аллохтона и на представлениях о механизме движения тектонического покрова. Эти доводы будут рассмотрены ниже.

1. Исследуя мелкие складки в пределах Тегермачского массива, Д.П. Резвой (1969) пришел к выводу, что эти складки свидетельствуют о движении масс в следующих направлениях: в северной части массива – на север, в юго-восточной – на юг, а в западной части массива движение масс было во все стороны из центра, которым является гора Ходжакелян. Соответственно был сделан вывод о том, что Тегермачский массив – не единая структура, а серия небольших надвигов, движение по которым происходило из двух центров в разных направлениях: на север и на юг из зоны корней широтного простирания и во все стороны из-под горы Ходжакелян. Такая структура, по мнению Д.П. Резвого, является результатом расползания "Тегермачского поднятия" в стороны предполагаемых депрессионных участков.

Сопоставление материалов, приводимых Д.П. Резвым (1969), с результатами моих наблюдений приводит к выводу о том, что Д.П. Резвым была допущена ошибка в методике исследования. Он определял направление движения масс по направлению опрокидывания сжатых складок, не приняв во внимание возможность наложения нескольких стадий складкообразования. Работа в районе неоднократной складчатости имеет важные особенности, без учета которых легко получить ошибочные выводы. Рассмотрим простейший случай, когда система лежачих складок была повторно смята в синформную складку (рис. 27). В этом случае все складки стадии Да-1 на правом крыле синформной складки Да-2 становятся ныряющими, т.е. антиклинали имеют форму синклиналей, а синклинали – вид антиклиналей. Если не выяснить местоположение кровли и подошвы пластов,

Характеристика изученных	Секторы (см. рис. 24)						
складок	1	П	Ш	IV	v	VI	
Общее число складок	56	i 48	61	43	44	28	280
изоклинальных	10	1	9	20	15	5	60
сжатых	46	47	52	23	29	23	220
Амплитуды складок, в м							
0,5-10	25	4	13	16	30	17	105
10-100	28	39	43	27	14	11	162
более 100	3	5	5	-	-	-	13

Таблица 2



Рис. 25. Диаграммы вергентности сладок стадии Да-1 в Тегермачском аллохтонном массиве (A – в современной системе координат, Б – в системе координат шарьяжа). Составили В.С. Буртман и О.А. Шмидт

Складки: 1 – сжатые; 2 – изоклинальные; I-VI – секторы аллохтонного массива см. рис. 24

то легко совершить ошибку, результатом которой будет вывод о том, что движение масс происходило в обе стороны от оси синформной складки. К такому выводу пришел Д.П. Резвой в отношении Тегермачского массива, который имеет синформное строение (см. рис. 23). Автор этой работы надеется, что ему удалось избежать такой ошибки, так как в самом начале исследования Тегермачского 44



массива был сделан вывод о том, что складчатая структура этого массива является результатом наложения двух стадий складкообразования, и поэтому наклон осевых поверхностей складок не указывает на направление движения масс (Буртман, 1968б). В дальнейших исследованиях принимались во внимание лиць те складки, у которых были надежно установлены кровля и подошва слагающих их пластов. Это позволило отличать синклинальные складки от ныряющих антиклиналей.

Гора Ходжакелян находится в центре изометричной синформной структуры, возникшей в стадии Да-2. Поэтому осевые поверхности лежачих складок стадии

Да-1 на крыльях указанной структуры должны падать в сторону ее центра. Из этого факта легко получить ошибочное заключение о движении масс во все стороны из этого центра (Резвой, 1969). Силурийские отложения в этой части Тегермачского аллохтонного массива представлены чередованием аргиллитов с песчаниками или алевролитами. Градационная сортировка в обломочных породах нечеткая или отсутствует, что затрудняет определение кровли и подошвы пластов. В таких условиях многоэтажные каскады складок не могут быть использованы для определения направления аллохтона. О направлении движения можно судить по одиночным сжатым флексурам (S- или Z-флексуры), которые встречаются среди рассматриваемой толщи. Верхние и нижние крылья этих флексур лежат в плоскости слоистости. О направлении движения масс свидетельствует ориентировка верхнего колена сжатой флексуры. Такие сжатые флексуры, которые автор наблюдал на северовосточном склоне горы Ходжакелян и у ее северного подножия, свидетельствуют о движении масс в южном направлении, а не на север, как предполагал Д.П. Резвой.

2. Наволок в подошве Тегермачского останца не сопровождается мощной зоной милонитов или тектонических брекчий. Это обстоятельство послужило Д.П. Резвому основанием для вывода о невозможности перемещения (в прошлом) этого тектонического останца на большое расстояние. "Говоря о незначительности воздействия аллохтона на автохтон и о слабой морфологической выраженности самой надвиговой поверхности, – пишет Д.П. Резвой (1969, стр. 32), – следует, вероятно, сделать предположение об относительно малой величине тоннажа аллохтона или об общей незначительности горизонтального перемещения. Поскольку объем надвинутых масс представляется достаточно большим, следует скорее допустить незначительность перемещения по надвигу". Этот вывод основан на неверном представлении о механике движения тектонической пластины. В работе автора (Буртман, 1973) было показано, что степень механического воздействия аллохтона на автохтон обусловлена не объемом



Рис. 26. Диаграмма вергентности сжатых складок стадии Да-1 в Тегермачском аллохтонног массиве. Составлена в системе координат шарьяжа



Рис. 27. Схема, показывающая положение складок стадии Д-1 на крыльях синформы Д-2 *1-5* – последовательность слоев (*1* – нижний пласт, *5* – верхний пласт); а, с – складки стадии Д-1: а – антиклинали, с – синклинали. Стрелки указывают направление пластического течения материала во время формирования складок стадии Д-1.

На верхнем рисунке показано первоначальное положение складок Д-1, на нижнем – вторичное положение этих складок после деформаций стадии Д-2

или "тоннажем" аллохтонной пластины, а определенными физическими параметрами, которые были присущи постели этой пластины.

Тегермачский аллохтонный массив соединен узким перещейком с Карагурской пластиной шарьяжа Абшир, которая занимает значительную часть бассейна р. Кичикалай и прослеживается на левобережье р. Гульчи (34, 44, 49, 25, 27, см. рис. 11). Подошва шарьяжа выходит на дневную поверхность у западного края пластины по периферии большого тектонического полуокна Гезарт (45, см. рис. 11). Это полуокно представляет собой ядро антиформной складки. Залегание наволока вдоль южного и восточного краев полуокна крутое. На северном крае в бассейне р. Киргизаты этот наволок наклонен под углом 50-60°, вблизи устья р. Гезерт — 40°. В восточной части Карагурской пластины подошва аллохтона хорошо видна в небольшом тектоническом окне Чат (48, см. рис. 11) в верховьях р. Мурдаци. Здесь эрозией вскрыто ядро антиформной складки. Залегаие наволока на ее крыльях – 60-70°, а на погружении шарнира складки – 30-40°. На западном погружении тектонического окна Мурдаци (47, см. рис. 11) подошва шарьяжа залегает под углом 20-30°. Абширский аллохтон виден также в тектонических окнах среди шарьяжа Талдык в горах Алдыяр. В окне Куршаб (26, см. рис. 11) абширский аллохтон залегает на крыле антиформной складки, в ядре которой обнажены породы автохтона. Аллохтонная пластина наклонена на 50-70°. В окне Каинды (27, см. рис. 11) эта тектоническая пластина также залегает круто.

В междуречье Исфайрам-Шахимардан аллохтонная единица Абшир залегает ^в мульде Охнинской синформной складки (41, см. рис. 11). Западнее в связи ^с погружением шарнира складки породы абширского аллохтона переходят на ^{крылья} этой складки. На южном крыле Охнинской синформной складки наволок Абшир обнажен в северных предгорьях гор Шивалитау, Карадаван, Курсала и Кызылгаза. Силурийские породы налегают здесь на пачку терригенных отложений каменноугольного возраста, венчающую разрез автохтона. Наволок погружается в северном направлении под силурийские породы под углом 50-70°, ^а на северном склоне гор Кызылгаза он виден в опрокинутом положении. Залегание наволока параллельно слоистости автохтона. Севернее гор Кызылгаза 47 известняки автохтона прослежены электрическим зондированием под силурийскими терригенными породами. Судя по этим данным, кровля известняков залегает полого. В более восточном районе рассматриваемый наволок участвует в строении синформных и антиформных складок, развитых к северу от г. Хайдаркана. Для внутренней структуры аллохтона здесь характерны сжатые и изоклинальные складки, опрокинутые в южном направлении. На северном крыле Охнинской синформной складки подошва этой тектонической пластины обнажена у южного подножия гор Катрантау. Наволок, параллельный каменноугольным слоям автохтона, залегает круто.

В междуречье Карабулака и Исфары расположен большой тектонический останец Айрын (15, см. рис. 9), который принадлежит рассматриваемой южной полосе выходов абширского аллохтона. Силурийские породы, слагающие подошву этого тектонического останца, шарьированы на отложения московского яруса. Известняки автохтона прослежены под этим тектоническим останцом с помощью электрического зондирования. Указанный тектонический останец с севера отделен разломом стадии Да-2 от общирной пластины, сложенной отложениями, которые принадлежат к карбонатному типу лептогеосинклинального разреза. Внутренняя структура этой тектонической пластины весьма сложная. В ней развиты большие лежачие складки, осложненные складчатым наволоками локального значения. Еще севернее расположен тектонический останец Байтак (13, см. рис. 9). Он также находится на южном крыле Охнинской синформной складки. Подошва этого останца падает на север под углом 30-50°. Она залегает параллельно слоистости в подстилающих каменноугольных породах автохтона. Судя по данным электрического зонцирования, кровля известняков автохтона по направлению на север (в сторону оси синформы) приобретает более пологое залегание.

Северная полоса выходов абширского аллохтона представлена Чаувайской пластиной (4,36, см. рис. 9, 11) и тектоническим останцом Бидона (33, см. рис. 11). Подошва Чаувайской пластины выведена на земную поверхность в гектонических окнах Арпалык (37, см. рис. 11) и Мечетьмия (32, см. рис. 11). Окно Арпалык имеет длину около 60 км. В целом оно представляет собой ядро антиформной складки, осложненное позднепалеозойскими сбросами. Складка наклонена и частично опрокинута на север. Поэтому залегание наволока вдоль северного края окна крутое, а местами этот наволок вместе со слоями автохтона и аллохтона находится в опрокинутом положении. На западном замыкании тектонического окна на левобережье Шахимардана наволок погружается под силурийские и девонские породы под углом 25°. Каменноугольные известняки автохтона, залегающие под терригенными породами силура и нижнего девона, прослежены электрическим зондированием на запад от р. Шахимардаћа на расстояние 5 км. Судя по reoфизическим данным, кровля известняков полого погружается в западном направлении, сохраняя антиформное строение. В породах аллохтона антиформная складка прослежена на запад до верховьев долины Анхор, где эта складка замыкается. В долине Анхор описываемая складка симметричная, ее крылья наклонены под углами 30-40°. Вдоль южного края тектонического окна наволок обычно наклонен под углом 40-60°. На южном склоне гор Акташ-Карабий подошва шарьяжа выполаживается до 15-25°. Южнее этих гор породы автохтона выведены на поверхность благодаря молодому взбросу. Здесь расположено несколько небольших тектонических окон, ограниченных с севера этим сбросом, а с юга – наволоком Абшир, который залегает очень полого.

В долине Чаувая наволок Абшир местами выполаживается до 10-15°. Каменноугольные известняки под силурийскими породами здесь прослежены электрическим зондированием и буровыми скважинами. В междуречье Исфайрама и Абшира тектоническое окно Арпалык состоит из двух ветвей, являющихся ядрами антиформных складок. В небольших синформных перегибах и тектонических блоках, расположенных в осевой части южной из этих складок, сохранились останцы абширского аллохтона. Наволок Абшир по периферии окна Арпалык залегает параллельно слоистости в автохтоне. Большей частью он параллелен и со слоями в аллохтоне. Поверхность шарьирования выражена неярко. Она отмечена небольшими зонами милонитов. В горных выработках встречены зоны тонкого рассланцевания с многочисленными зеркалами скольжения. Мощность таких зон — несколько метров.

Более восточным звеном рассматриваемой цепи тектонических окон является окно Мечетьмия (32, см. рис. 11). Обнажена лишь южная часть этого окна, охватывающая ядро и крыло антиформной складки. Окно имеет сложную форму. Оно нарушено молодыми разломами. Около большого окна находится также несколько небольших тектонических окон. Залегание наволока в западной части тектонического окна Мечетьмия обычно 40–60°, местами он выполаживается до 10–15°. В восточной части тектонического окна наволок наклонен на 20–30°. Он отмечен милонитами и тектонической брекчией мощностью около 1 м. В породах карбона и силура непосредственно ниже и выше наволока в долине р. Капка можно видеть небольшие изоклинальные лежачие складки. Антиклинали имеют в них южную вергентность, указывая направление движения материала во время шарьирования на стадии Да-1. Южнее окна Мечетьмия находится небольшое окно Актерек. Оно представляет собой ядро антиформной складки. Крылья складки наклонены на 60°. Наволок Абшир на крыльях этой складки, как и в окне Мечетьмия, залегает параллельно со слоями автохтона.

Силурийские и девонские породы Чаувайской тектонической пластины собраны в многочисленные вертикальные складки стадии Да-2. Некоторые из них имеют протяженность, измеряемую километрами. Складки нередко сжатые, наклоненные и опрокинутые на север.

К востоку от Чаувайской пластины в пределах той же полосы выходов аллохтона находится тектонический останец Бидона (33, см. рис. 11). Подошва этого тектонического останца погружается под углом $50-70^\circ$, в восточной части останца наволок выполаживается до $10-15^\circ$.

В низких предгорьях Алая тектонические останцы шарьяжа Абшир сохранились на крыльях Араванской синформной складки – в долине р. Аравана, в горах Улугтау и Ошских горках. На р. Араване подошва тектонических останцов видна в крутом залегании. Наиболее северный в Южной Фергане выход подошвы шарьяжа Абшир находится к северу от гор Чильустун. Она наклонена здесь на 40° (18, см. рис. 11).

Алайский хребет в целом имеет антиформное строение (см. рис. 23). Описанные выше обнажения пород структурной единицы Абшир находятся к северу от оси этой антиформной структуры и в ее приосевой части. Породы рассматриваемой структурной единицы развиты и на южном крыле Алайского антиформного сооружения. Обратимся к строению района пос. Дараут-Кургана на южном склоне Алайского хребта. Здесь распространены отложения, стратиграфический разрез которых подобен разрезам единицы Абшир, описанным на северных склонах Алая и Кичик-Алая. В его основании залегают глинистые сланцы с граптолитами. Стратиграфически выше находится толща кремней с прослоями известняков, в которых содержатся фораминиферы башкирского яруса и криноидеи нижнего карбона. По-видимому, это аналог шаланской свиты северного склона Алая. На этой толще залегает тонкоритмичный флиш московского яруса, а выше — крупнообломочная верхнепалеозойская моласса. В гальке конгломератов из молассовой толщи содержатся фораминиферы московского яруса.

Около пос. Дараут-Кургана описанные отложения образуют большую синклинальную складку, опрокинутую в южном направлении. Висячее крыло этой складки, прорезанное р. Дараут, можно наблюдать в бортах долины этой реки на протяжении 3 км. На севере с этой синклиналью сопряжена антиклиналь, которая имеет вид лежачей складки и амплитуду более 2 км. В ядре антиклинали залегают силурийские породы, а в мульде синклинали – верхнепалеозойские молассовые отложения, которые смяты совместно с породами структурной единицы Абшир. Следовательно, эти сопряженные складки возникли не ранее стадии Да-2. В толще кремней, слагающей крылья указанных структур, видны многочисленные изоклинальные складки, осевые поверхности которых лежат параллельно слоистости. Эти складки образуют каскады, которые хорошо иллюстрируют процесс течения материала. Определение направления этого течения вызывает значительные затруднения, так как в кремнях не удается различать кровлю и подошву пластов. Не удается также выяснить принадлежность этих небольших складок к стадии Да-2 или к стадии Да-1. Далее на север изоклинальные складки становятся прямыми, — это видно в долине р. Кызыл-Эшме. Контакты структурной единицы Абшир с породами южного миогеосинклинального комплекса в этом районе осложнены молодыми разломами.

Гипербазиты

Тектонические пластины, сложенные породами океанического фундамента эвгеосинклинали, появляются в геологическом разрезе дважды. В одних случаях они залегают под варисскими эвгеосинклинальными отложениями единицы Талдык. Наиболее крупные пластины, занимающие такое положение, — Надирская (10, см. рис. 9), Абширская (38, см. рис. 11), Джайранбельская (43, см. рис. 11). В других случаях гипербазиты подстилают метаморфические сланцы вышележащей единицы Шанкол. Это массивы Кан (1, см. рис. 9) и Араван (19, см. рис. 11). Кроме того, гипербазиты слагают небольшие протрузивные тела вдоль разломов, секущих породы разного возраста.

Надирский массив залегает в мульде Охнинской синформной складки. Э.В. Пояркова (1969), проводившая детальные исследования этого массива, отметила его участие в складчатой структуре. Пластина гипербазитов и габброидов невыдержанная, выклинивающаяся. Она обнажена в виде цепочки линзовидных тел, протяженность цепочки более 20 км. Северное крыло указанной складки оборвано разломом Да-2. Гипербазиты испытали здесь вторичное перемещение вдоль этого разлома. На южном крыле Охнинской синформной складки первоначальные структурные соотношения сохранились лучше. В основании видимого разреза в районе пос. Надиркан залегают давленные серпентиниты (до 100 м), в которых встречено несколько глыб габброидов. Стратиграфически выше залегают серпентинизированные перидотиты и пироксениты (более 100 м). На границе между этими породами расположено тело габброидов (20×300 м), вероятно имеющее интрузивный генезис. Прослеживая перидотиты по простиранию, можно видеть, что они слагают крупные блоки, разделенные полосами серпентинитов. На перидотитах лежат габбро-диабазы (200 м). Контакт с габбро-диабазами отмечен зоной давленных серпентинитов мощностью 10 м. На габбро-диабазы налегает толща вулканитов среднепалеозойского возраста.

Абширский массив (38, см. рис. 11) представляет собой обрывок пластины (0,3х7 км), прижатый к разлому стадии Да-2. Серпентиниты, которые слагают этот массив, частично претерпели вторичное перемещение в зоне указанного разлома. Восточное продолжение рассматриваемого массива и мелкие тела вдоль разлома имеют протрузивный генезис. Среди серпентинитов встречены блоки габбро-амфиболита. В долине Абшира рассматриваемый массив имеет вид пластины, подошва которой находится на севере, а кровля — на юге, где на серпентинитах лежат эффузивные породы основного состава.

Джайранбельский массив (43, см. рис. 11) залегает на центриклинали Киргизатинской синформной складки в основании структурной единицы Талдык. Главное тело (0,5х7 км) сложено серпентинитовым меланжем с глыбами массивных серпентинизированных гипербазитов и габброидов. Кроме глыб, в серпентинитах заключены крупные блоки габбро. Наибольший из них достигает 1000 м в длину и 300 м по мощности. Кроме главного тела, здесь многочисленны небольшие тектонические чешуи серпентинитов и протрузии вдоль мелких разломов.

Араванский массив (19, см. рис. 11) представляет собой пластину, которая залегает между вулканитами структурной единицы Талдык и метаморфическими сланцами единицы Шанкол. В основании пластины находится серпентинитовый меланж (200 м) с блоками массивных серпентинизированных гипербазитов, альбитизированных горнблендитов и амфиболизированных габброидов. Размер некоторых блоков достигает десятков метров. Породы в блоках интенсивно тектонически переработаны и нередко превращены в сланцы. Выше залегает 800-метровая толща серпентинизированных гипербазитов (верлитов, дунитов) и клинопироксенитов. Выше по геологическому разрезу залегают метаморфические зеленые сланцы единицы Шанкол. Контакт с ними тектонический, параллельный метаморфической полосчатости в сланцах. В сланцах вблизи контакта видны сжатые флексуры. имеющие амплитуду в несколько метров. Ориентировка этих складок указывает на южное направление перемещения пластины сланцев относительно гипербазитов.

Канский массив (1, см. рис. 9) — наиболее крупное тело гипербазитов в Алае. Он привлекает многих исследователей и изучен наиболее подробно (Алексеенко, Портнягин, 1966; Висьневский, Макарычев, 1973; Кравченко, 1961; Морозов, 1962; Буртман, Клишевич, 1972; и др.). Этот массив (3х25 км) сложен главным образом серпентинитовым меланжем. В блоках среди серпентинитов находятся серпентинизированные гипербазиты, габброиды, жильные карбонатные породы и пронизанные карбонатом серпентиниты, метаморфические сланцы, кремнистые сланцы, песчаники, известняки с фауной девона и нижнего карбона. Размеры наиболее крупных блоков осадочных пород достигают в длину нескольких километров. На серпентинитовом меланже полого залегает тектоническая пластина, сложенная метаморфическими зелеными сланцами. Гипербазиты имеют большую мошоность, их подошва не обнажена. Структурное положение Канского массива позволяет предполагать, что он расположен в корневой зоне шарьяжей Алая и продолжается в северном направлении, уходя на глубину. В равной мере это предположение относится к Араванскому массиву, который находится в подобном положении. Однако последний, участвуя в сложной структуре Восточной Ферганы, несомненно сорван и перемещен, хотя и остался, вероятно, в непосредственной близости от корневой зоны.

Структурная единица Талдык

Аллохтонная единица Талдык образована варисскими эвгеосинклинальными отложениями. Они слагают крупные тектонические пластины (10, 29, 31, 39, см. рис. 9, 11), залегающие на крыльях складок Араванской и Охнинской цепочек синформных складок стадии Да-2, а также более мелкие тектонические останцы.

Рассматриваемая аллохтонная единица сложена мощной толщей вулканогенно-осадочных пород (рис. 28). В основании видимого разреза залегают отложения силура, представленные песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами и основными вулканогенными породами. Разрез девонских отложений образован мощной толщей основных вулканитов, значительная часть этой толщи сложена шаровыми лавами. Разрез заканчивается кремнисто-известняковой толщей нижнего карбона. В западной части Алайского района известны основные эффузивы нижнекаменноутольного возраста (Алексеенко и др., 1966).

Примечателен разрез Сорталинской тектонической пластины (10, см. рис. 9). В 1972 г. эта пластина была осмотрена группой геологов, руководимой А.В. Пейве, в связи с подготовкой международного симпозиума по проблеме офиолитов. В районе бывшего пос. Надиркан было обнаружено стратиграфическое налегание вулканической толщи на гипабиссальные габбро-диабазы. Под габбро-диабазами залегают гипербазиты. В настоящее время этот участок — единственное место в Тянь-Шане, где известны ненарушенные соотношения эвгеосинклинальных отложений с породами габбро-гипербазитового фундамента. В указанном разрезе (25, см. рис. 28) на габбро-диабазах залегает пачка кремнистых сланцев и конгломератов с галькой этих габбро-диабазов. Непосредственно на габбро-диабазах чаще лежат кремнистые сланцы, линзы конгломератов появляются в 1 м выше контакта. Мощность линз конгломератов не превышает 1-2 м, а мощность всей базальной пачки — до 10 м. На кремнистые сланцы согласно налегает толща эффузивных пород мощностью более 300 м. В нижней части толщи можно видеть прослои кремнистых сланцев. Эффузивы имеют основной и ультраосновной со-(Висьневский, Макарычев, 1973), в отдельных горизонтах видна шаровая став отдельность. Среди лав встречаются горизонты яшм.





Рис. 28. Стратиграфические разрезы структурной единицы Талдык (Туркестанский и Алайский хребты, междуречье Исфара – Гульча)

Разрезы: 25 – урочище Надиркан (по А.В. Пейве); 24 – южные предгорья Катранбаши, р. Заркар (по Т.С. Замалетдинову); 2 – горы Бужунь (по В.В. Сергееву); 62 – долина Р. Ходжагаир (по В.Л. Клишевичу); 48 – горы Кызкурган (по В.Л. Клишевичу); 50 – долина р. Киргизата (по А.В. Ждану); 56 – долина р. Кырккичик (по В.Л. Клишевичу); 61 – горы Алдыяр (по В.Б. Горянову)

Местоположение разрезов см. на рис. 10 и 12 Условные обозначения см. на рис. 17

Шарьяж Талдык залегает на породах автохтона и аллохтонной единицы Абшир. Сорталинская пластина налегает на карбонатные породы единицы Абшир. Они прослежены под эффузивами вертикальным электрическим зондированием. Эта пластина залегает в мульде Охнинской синформной складки. Северное крыло складки срезано разломом. Породы Сорталинской пластины на северном крыле Охнинской синформы можно видеть в верховьях Шорбулака около зимовки Каратепе. Крыло складки запрокинуто здесь к югу. Опрокинутое залегание пород структурной единицы Талдык (с падением на север под углом 40–60°) хорошо видно по подушечной отдельности в мандельштейнах.

Киргизатинская тектоническая пластина (39, см. рис. 11) изогнута в виде синформной складки. На северном крыле складки подошва тектонической пластины наклонена обычно под углом 50–60°, местами выполаживаясь до

20-30°. На центриклинали синформы в междуречье Чиле-Абширсай (43, см. рис. 11) обнажена мощная зона тектонических чешуй, которые падают на восток под углом от 30 до 60°. В строении чешуй участвуют гипербазиты Джайранбельского массива, девонские вулканиты, терригенные и карбонатные породы силура и глыбовые брекчии. Брекчии, которые залегают ниже гипербазитов, сложены главным образом глыбами песчаников. Цемент – обломочный с большим количеством зерен серпентинита. Местами сохранился стратиграфический контакт брекчии с подстилающими силурийскими отложениями структурной единицы Абшир. Описанные образования, вероятно, являются своеобразной олистостромовой толщей.

На северо-западном склоне гор Кызгурган над гипербазитами залегает тектоническое месиво (200 м), состоящее из больших глыб основных эффузивов и разноцветных кремней; встречены также глыбы известняка и пироксенита. Слоистые кремни в глыбах хаотично перемяты, иногда они закатаны в лепешки. Выше залегают тектонические чешуи, сложенные кремнистыми и вулканогенными породами девонского возраста, терригенными породами силурийского возраста и известняками верхнего силура. Мощность зоны тектонических чешуй на западном и северо-западном склонах гор Кызкурган превышает 1 км. Позднесилурийские известняки, которые слагают водораздел гор Кызкурган, по-видимому, также образуют тектоническую чешую мощностью более 1 км. На них тектонически лежат вулканогенные породы структурной единицы Талдык.

Вдоль южного края Киргизатинской пластины подошву шарьяжа удается наблюдать редко; ее наклон, как правило, 70—80°. Наволок параллелен залеганию подстилающих слоев (рис. 29). Далее к югу в основании тектонического останца Чалкуйрук (50, см. рис. 11) можно видеть параллельное налегание кремнистоэффузивной толщи девона на намюрские известняки абширского аллохтона с падением 40—50°. На левобережье Исфайрама местами видна полого наклоненная подошва тектонической пластины Учкурган (31, см. рис. 11). В горах Карачатыр тектонические останцы шарьяжа Талдык залегают круто (20, см. рис. 11). Небольшие останцы шарьяжа Талдык расположены в горах Алдыяр (25, 27, см. рис. 11). Наклон подошвы шарьяжа здесь 30—40°.



Структурная единица Шанкол

Единица Шанкол образована неметаморфизованными карбонатными и терригенными породами девона, нижнего и среднего карбона и метаморфическими зелеными сланцами. Метаморфические сланцы состоят главным образом из кварца, альбита, хлорита, эпидота, амфиболов, отмечено присутствие глаукофана (Бакиров, Добрецов, 1972). Эти сланцы возникли за счет вулканогенных и терригенных отложений.

Породы единицы Шанкол залегают в виде аллохтонных пластин на породах единицы Талдык или на гипербазитах. Наиболее крупные пластины — Шуранская (2, см. рис. 9) и Кумбельская (46, см. рис. 11).

Шуранская тектоническая пластина полого залегает на серпентинитовом меланже Канской полосы. Отторженцы зеленых сланцев содержатся в подстилающем меланже. Мощность метаморфических сланцев в Шуранской пластине невелика – 500 м. На метаморфических сланцах трансгрессивно лежат неметаморфизованные породы с гониатитами и фораминиферами намюрского яруса (17, рис. 30).



Стратиграфические соотношения между намюрскими отложениями и метаморфическими сланцами можно видеть в ряде пунктов в междуречьях Шуран – Капчигай и Шуран – Каратанга. В основании разреза намюра залегают конгломератобрекчии и гравелиты с обломками подстилающих зеленых сланцев. Большая часть намюрского разреза сложена известняками, которые вверх по разрезу сменяются флишевой толщей башкирско-раннемосковского возраста. Флиш состоит из известковистых песчаников, известково-глинистых и известняковых сланцев. Выше с размывом, без углового несогласия залегают молассовые отложения, имеющие позднемосковский и позднекаменноугольный возраст.

Кумбельская тектоническая пластина (46, см. рис. 11) залегает в мульде Киргизатинской синформной складки. Метаморфические зеленые сланцы налегают здесь на слабо метаморфизованные эффузивы единицы Талдык. Вдоль северного края этой тектонической пластины наволок Шанкол наклонен на юг под углом от 20 до 50°; вдоль южного края пластины он залегает круто (60-80°). Подошза шарьяжа Шанкол отмечена дроблением и рассланцеванием подстилающих эффузивов шарьяжа Талдык в зоне мощностью до 40-50 м. В бассейне р. Окшотмоджайляу (правого притока р. Киргизаты) подошва Кумбельской пластины видна на западной центриклинали синформной складки. Метаморфические сланцы налегают здесь на пачку туфогенных пород. Вдоль наволока развита тектоническая брекчия, основная масса которой состоит из раздробленных туфов и метаморфических сланцев. В ней заключены глыбы метаморфических сланцев, среди глыб нередки катуны. Мощность тектонической брекчии – до 5 м; метаморфические сланцы выше наволока раздроблены в интервале нескольких метров, иногда – более 20 м. Наволок погружается на восток под углом от 50 до 70°. Метаморфические сланцы сложно перемяты, и эти складки не сопряжены с наволоком; они возникли до шарьирования. Центриклиналь Киргизатинской синформы разбита здесь небольшими сбросами и сдвигами, которые смещают и срезают наволок. Указанные небольшие разломы принадлежат к стадии Да-2.

Среди метаморфических зеленых сланцев Кумбельской пластины есть породы, возникшие по основным вулканитам и по осадочным породам. На некоторых участках в зеленых сланцах можно видеть ритмичное чередование крупно- и мелкозернистых слоев, напоминающее слоистость осадочных отложений. На метаморфических сланцах в Кумбельской пластине трансгрессивно залегают песчаники и известняки с кораллами и брахиоподами верхнего силура — нижнего девона (52, 53, см. рис. 30). Этот разрез надстраивают известняки с фораминиферами нижнего карбона (Горянов и др., 1973).

Тиватская пластина (19, см. рис. 11) целиком сложена метаморфическими сланцами и залегает круто. Привлекает внимание ее структурное положение. Здесь можно видеть полную последовательность верхних аллохтонных единиц: ссновные вулканиты единицы Талдык (20, см. рис. 11), затем гипербазиты Араванская пластина) и метаморфические сланцы (Тиватская пластина). Наволок в подошве Тиватской пластины в целом параллелен метаморфической полосчатости в зеленых сланцах. Гипербазиты рассланцованы параллельно наволоку.

восточно-алайский район

Систематическое исследование геологии Восточно-Алайского района начато Ц.И. Мушкетовым (1912, 1913, 1928). В дальнейшем изучение палеозойских толщ района было продолжено работами Г.Л. Бельговского, В.Д. Брежнева, Л.Б. Вонгаза, А.В. Григорьева, Н.В. Дренова, Е.И. Зубцова, Н.В. Иванова, В.Л. Клишевича, В.В. Козлова, Ю.Я. Кузнецова, М.М. Кухтикова, Н.А. Лисицыной, А.Е. Михайлова, М.Н. Соловьевой, В.М. Синицына, Н.М. Синицына, В.И. Тихонова, А.В. Яговкина и др. В 60-х годах тектонические и структурно-геологические исследования Восточного Алая проводили В.Л. Клишевич, Г.С. Поршняков, А.В. Яговкин и автор. Сведения о палеозойской структуре района опубликованы Г.Л. Бельговским и Л.А. Эктовой (1961а), В.Д. Брежневым (1970), Л.Б. Вонга-



Рис. 31. Схема Восточно-Алайского района

Цифры 1-23 – обнажения, упомянутые в тексте Показано расположение рис. 32, 35, 36

30M (1958а,б,в), A.E. Довжиковым (1971),Ю.А. Кузнецовым (1960). М.М. Кухтиковым (1948), Д.И. Мушкетовым (1928 и др.), В.Н. Огневым (1954), Г.С. Поршняковым (1973), Д.П. Резвым (1959, 1972a), В.М. Синицыным (1945, 1957), Н.М. Синицыным (1960), А.В. Яговкиным (1974а) и автором (1964, 1968а, б, 1974).

Примечательны особенности структурного плана Восточно-Алайского района,

связанные с соотношением алайских, ферганских и куньлунских структур. Они будут обсуждены в разделе, посвященном описанию деформаций стадии Да-3. Здесь же рассмотрим ранние структурные формы Восточного Алая. Они были описаны Г.С. Поршняковым, А.В. Яговкиным и автором (Поршняков, 1968а, 1973; Буртман, 1968б; Буртман, Поршняков, 1974; Яговкин, 1974а).

В рассматриваемом районе могут быть выделены структурные единицы, образованные миогеосинклинальными и лептогеосинклинальными отложениями (рис. 31, 32). Среди последних выделены отложения трех типов, которые слагают несколько структурных единиц, лежащих одна на другой.

В современном геологическом разрезе Восточно-Алайского района снизу вверх залегают:

1) единица Чеканташ: варисские миогеосинклинальные отложения;

2) единица Акбогус: варисские лептогеосинклинальные отложения терригенного типа;

3) единица Иркеш: варисские лептогеосинклинальные отложения вулканогенно-терригенного типа;

4) единица Арчалтур: варисские лептогеосинклинальные отложения карбонатного типа;

5) единица Бельаули: варисские лептогеосинклинальные отложения вулканогенно-терригенного типа.

Главной структурной формой стадии Да-2 в рассматриваемом районе является Терекдаванская синформная складка (5, см. рис. 8), на крыльях которой выведены на поверхность все перечисленные структурные единицы.

Структурная единица Чеканташ

Структурная единица Чеканташ занимает наиболее низкое положение в геологическом разрезе Восточно-Алайского района. Миогеосинклинальный комплекс пород, слагающих эту структурную единицу, обнажен на обоих крыльях Терекдаванской синформы. На западном крыле складки породы автохтона протягиваются в виде узкой полосы вдоль долины р. Гульчи и далее на север — в горы Чеканташ (1, см. рис. 31), Тонзоу (2, см. рис. 31), Каратума (7, см. рис. 31). На запад эта полоса продолжается на южном склоне Алайского хребта в пределах Алайского района. На правобережье р. Гульчи рассматриваемая полоса сложена мраморизованными известняками, в которых найдены кораллы каменноутольного возраста (Соловьева, 1963), а из моих сборов определены фораминиферы московского яруса.

Разрезы рассматриваемых отложений изучены в горах Чеканташ (I, рис. 33) и на южном склоне Алайского хребта М.Н. Соловьевой (1963) и А.В. Яговкиным (1974а). В обобщенном виде этот разрез имеет следующее строение.

Основание слагают известняки и доломиты с брахиоподами лудлова – нижнего





Рис. 36. Схематическая карта осевой части Терекдаванской синформной складки

1.2 - структурная единица Бельаули: 1 – терригенные отложения (верхний девон – нижний карбон), 2 - вулканогенно-осадочные отложения (девон); 3 – структурная единица Арча⁷тур: 4 – структурная единица Иркеш: 5 – граниты позднепалеозойские: 6 – четвертичные отложения в Алайской долине: 7 – наволоки Да-1: 8 – разломы Да-2 и Да-3; 9 – местонако³⁴ дения ископаемой фауны: А – Айляминское тектоническое окно Положение карты см. на рис. 31



девона (видимая мощность 800 м). На них лежат известняки с брахиоподами, амфипорами и табулятами нижнего и среднего девона (до 2000 м). Выше с размывом залегают известняки с брахиоподами визе (до 500 м), кремни и известняки с брахиоподами и фораминиферами намюрского, башкирского и московского ярусов (400 м), известняки с фораминиферами верхнемосковского подъяруса (300 м).

Границами описанной полосы карбонатных пород большей частью являются круто залегающие тектонические поверхности. В одних случаях это согласные наволоки, в других – молодые разломы. В долинах правых притоков р. Гульчи по периферии небольших тектонических окон можно видеть пологое налегание силур-девонских пород лептогеосинклинального комплекса на мраморизован-





1-3 – структурная единица Акбогус: 1 – отложения московского яруса (флиш и дикий флиш); 2 – отложения намюрского-башкирского ярусов (известняки и кремни); 3 – силурийские и девонские терригенные отложения; 4 – структурная единица Чеканташ (известняки карбона); 5 – наволок Да-1; 6 – разлом Да-2 ные известняки каменноутольного возраста. Одно из таких окон показано на рис. 34.

На восточном крыле Терекдаванской синформной складки разрез автохтона обнажен в хр. Сийдам (12, см. рис. 31). Он сложен 800-метровой толщей известняков и доломитов, содержащей прослои терригенных пород. По данным М.М. Кухтикова и А.В. Яговкина, в нижней части толщи содержатся брахиоподы и амфипоры нижнего — среднего девона, в верхней части — фораминиферы московского яруса среднего карбона.

Структурная единица Акбогус

Стратиграфия отложений, образующих единицу Акбогус, описана В.Д. Брежневым (1969), В.И. Тихоновым (1948) и А.В. Яговкиным (1965, 1969). Разрезы этих отложений невыдержанные. Они содержат также многочисленные перерывы, объем которых различен на разных участках района.

В Восточно-Алайском хребте и бассейне р. Тар-Ойтал (II, см. рис. 33) в основании видимого разреза единицы Акбогус залегают терригенные и кремнистотерригенные отложения с граптолитами, трилобитами и табулятами силура. В разрезе верхнего лудлова нередко большое значение приобретают известняки, встречены также прослои основных эффузивов и туфов. Нижний девон, средний девон



и франский ярус представлены толщей (до 800 м) полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев с прослоями известняков. Изредка встречаются прослои основных эффузивов и туфов. Комплекс ископаемой фауны из этой толщи включает тентакулиты, амфипоры, строматопоры, табуляты, фораминиферы. В бассейне р. Ойтала (3, см. рис. 31) в разрезе присутствует пачка (до 60 м) пород фаменского яруса, которая трансгрес-

Рис. 35. Схематическая геологическая карта долин рек Терек и Кулун. Видны вертикальные прямые изоклинальные складки в породах структурной единицы Акбогус

1 – юрские отложения; 2 – толща ритмичного чередования брекчий, гравелитов, песчаников и глинистых сланцев (в песчаниках - фораминиферы верхнемосковского подъяруса); 3 – толща ритмичного чередования мелкозернистых песчаников и глинистых сланцев, вероятно, раннемосковского возраста; 4 – кремни, глинистые сланцы и известняки с гониатитами нижнего намюра; 5 – гликремнисто-глинистые нистые И сланцы, прослои известняков с табулятами среднего девона; б – разломы Да-2; 7 - местонахождения ископаемой фауны

Положение карты см. на рис. 31

сивно залегает на разных горизонтах подстилающих отложений. Она сложена известняками с прослоями кремней и глинистых сланцев и содержит аммоноидеи.

Наиболее характерным горизонтом рассматриваемого типа лептогеосинклинального разреза является пачка разноцветных кремней и плитчатых известняков с гониатитами намюрского яруса и нижнебашкирского подъяруса. А.В. Яговкин (1969) сообщает, что в верхней части пачки в долине р. Талдык (19, см. рис. 31) и в районе урочища Арчабулак (20, см. рис. 31) обнаружены фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Эта пачка присутствует почти во всех разрезах, трансгрессивно залегая на разных горизонтах, иногда – непосредственно на терригенных отложениях силура. Мощность пачки колеблется в пределах 100 м, нередко она менее 10 м. Указанная пачка является аналогом шаланской свиты в разрезе структурной единицы Абшир в Алайском районе.

На описанной пачке кремней и известняков залегает флишевая толща, состоящая из мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, в которых содержатся фораминиферы нижнемосковского подъяруса. Мощность этих отложений достигает нескольких сот метров. Верхняя часть этой толщи местами имеет строение дикого флиша. На раннемосковский флиш или непосредственно на более низкие горизонты трансгрессивно налегает мощная молассовая толща верхнепалеозойского возраста. В цементе базальных конгломератов и в песчаниках из нижней части толщи содержатся фораминиферы верхнемосковского подъяруса. Они обнаружены в разрезах по долинам рек Акбогус (6, см. рис. 31), Кулун (4, см. рис. 31) и Терек (5, см. рис. 31) (Буртман, 1968а).

Породы рассматриваемой структурной единицы занимают значительную часть Ферганского хребта. Здесь к верхнему силуру относится мощная толща глинистых сланцев и известняков с табулятами и криноидеями, к нижнему и среднему девону – толща (более 1500 м) песчаников и кремнисто-глинистых сланцев с тентакулитами и растительными остатками. На описанных отложениях трансгрессивно залегает пачка пестроцветных пород – кремней, глинистых сланцев и известняков с фораминиферами визе и гониатитами нижнего намюра. Мощность этой псчки – обычно несколько десятков метров. В верховьях р. Кулуна (4, см. рис. 31) на этой пачке залегает моласса с фораминиферами верхнемосковского подъяруса.

Севернее, в бассейнах рек Каракульджа и Яссы, намюрские породы перекрыты терригенными отложениями с фораминиферами нижней перми.

Структурные соотношения единицы Акбогус с единицей Чеканташ рассмотрены выше. Внутреннее строение единицы Акбогус весьма сложное. Большим распространением пользуются изоклинальные складки (рис. 35).

Структурная единица Иркеш

Структурная единица Иркеш представляет собой выклинивающуюся тектоническую пластину, которая выведена на поберхность в центриклинали и на крыльях Терекдаванской синформной складки.

Отложения, образующие эту структурную единицу, имеют вулканогенно-осадочный состав. Они были изучены Г.Л. Бельговским, В.Л. Клишевичем, А.В. Яговкиным. Разрез отложений испытывает значительные изменения в латеральном направлении.

В бассейне р. Кёксу (III, см. рис. 33) структурная единица Иркеш сложена мощной, преимущественно терригенной толщей (более 1500 м) с граптолитами силура и брахиоподами, кораллами, тентакулитами и фораминиферами нижнего девона и эйфельского яруса. По сообщению В.Л. Клишевича, в кровле толщи была найдена ископаемая фауна верхнедевонского – нижнекаменноугольного возраста.

В силурийской части разреза содержатся отдельные пласты основных эффузивов и туфов, а среди девонских терригенных пород залегает пачка (200 м) чередующихся основных эффузивов, туфов, кремней, глинистых сланцев и известняков с брахиоподами и кораллами нижнего девона.

Структурная единица Арчалтур

Главным элементом разреза структурной единицы Арчалтур является мощная (до 1500 м) толща известняков. Из нижней части этой толщи в горах Арчалтур (23, см. рис. 31; IV, см. рис. 33) известны сборы брахиопод, кораллов и наутолоидей лудлова и раннего девона, а выше — многочисленные остатки фауны всех отделов девонской системы. В кровле арчалтурских известняков обнаружены фораминиферы и кораллы верхнего девона и турне. В отдельных разрезах в кровле арчалтурского разреза сохранилась маломощная пачка карбонатно-терригенных отложений с фораминиферами нижнего карбона.

Восточнее, в хр. Теректау (15, см. рис. 31), по данным В.Л. Клишевича и А.В. Яговкина, на известняки верхнего девона трансгрессивно налегает пачка (100 м) кремней, глинистых сланцев и известняков с фораминиферами визенамюрского возраста. Верхняя часть этого разреза сложена терригенными отложениями, в которых встречены фораминиферы карбона.

Тектоническая подошва структурной единицы Арчалтур на большей части территории района залегает круго. Пологое залегание этого наволока можно видеть в подошве аллохтонных массивов, расположенных в междуречье Уртаказык (10, см. рис. 31) – Кичикказык (11, см. рис. 31).

Структурная единица Бельаули

Породы структурной единицы Бельаули залегают в мульде Терекдаванской синформной складки (рис. 36). В стратиграфическом разрезе (V, см. рис. 33) здесь преобладают терригенные отложения. В центриклинали Терекдаванской синформы по периферии тектонических окон и на восточном крыле этой синформы в подошве структурной единицы Бельаули залегает горизонт глинистых и кремнистых сланцев с прослоями туфов и известняков. В породах горизонта были найдены брахиоподы, кораллы, строматопоры и тентакулиты среднего и верхнего девона. В некоторых разрезах (реки Кулдома и Айляма – 21, 22, см. рис. 31) прослои вулканитов имеют большее значение.

На описанный вулканогенно-осадочный горизонт налегает мощная толща, представляющая собой чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В толще обнаружены фораминиферы верхнего девона – нижнего карбона (Яговкин, 1965) и ископаемая флора нижнекаменноугольного облика. Терригенная толща граничит с подстилающим вулканогенно-осадочным горизонтом по тектоническому контакту. Этот последний горизонт имеет ясные следы развальцевания и раздавливания пород. В результате таких процессов произошло значительное удлинение горизонта, о чем свидетельствует будинаж прослоев песчаника. Будины нередко растащены на расстояние, в несколько раз превышающее их длину, и повернуты. В верховьях р. Бельаули (13, см. рис. 31) в верхней части рассматриваемого горизонта залегает мощная пачка глинистых сланцев. Сланцы содержат многочисленные глыбы песчаников, имеющие часто округлую форму. На отдельных участках можно видеть частично сохравнившиеся будинированные слои песчаников. По-видимому, глыбы и "галька" в породе представляют собой тектонические окатыши, образовавшиеся из будин песчаника. Породы смяты здесь в сжатые и изоклинальные складки с амплитудой 20-30 м. Встречены складки с пережатыми ядрами и неправильной формы. Такая дислоцированность наблюдается на расстоянии 200-300 м вкрест простиранию слоев. Можно сделать вывод, что постелью Бельаулинского шарьяжа служат его собственные приподошвенные слои. Такая постель относительно редко встречается в тяньшаньских шарьяжах, чаще постелью шарьяжей служат подстилающие породы.

Наволок Бельаули залегает параллельно слоям бельаулинского аллохтона и параллелен слоистости в подстилающих арчалтурских известняках. Такие соотношения хорошо видны на центриклинали Терекдаванской синформной складки, на ее восточном крыле и в Айляминском тектоническом окне (см. рис. 36). Последнее представляет собой изоклинальную антиформную складку, разорванную поперечным сдвигом. Залегание наволока Бельаули (и залегание слосв) 60 обычно крутое. В низовьях р. Айлямы (22, см. рис. 31) этот наволок выполаживается до 45°. На центриклинали Терекдаванской синформы и в верховьях р. Терексу (гульчинской) на западном крыле этой структуры можно видеть пологое налегание пород структурной единицы Бельаули на арчалтурские известняки.

В центральной части Терекдаванской синформной складки в поле развития бельаулинского аллохтона развиты широкие синклинали II категории, разделенные узкими сжатыми антиклиналями, осложненными разломами. Синклинали, сложенные терригенными породами, имеют крутые крылья и нередко широкие мульды с почти горизонтальным залеганием слоев (профили а-б, д-е, ж-з, см. рис. 36). Обращает на себя внимание очень интенсивная мелкая дислоцированность слоев. Многочисленны сжатые и изоклинальные складки размером обычно в несколько метров, реже - 10-30 м. Осевые поверхности этих складок параллельны слоистости пород: на крутых крыльях синклиналей II категории они залегают круто, а горизонтально лежащие слои в мульдах синклиналей осложнены лежачими складками. В целом отчетливо видно несоответствие между интенсивной мелкой дислоцированностью толщи и относительной простым строением крупных структурных форм, т.е. картина, подобная описанной в Алайском районе в Тегермачском аллохтонном массиве. Указанные соотношения между складчатыми формами позволяют надежно разделять складки двух стадий деформации: лежачие изоклинальные складки возникли ранее, чем указанные большие складки І категории (Терекдаванская синформа) и ІІ категории. Эти большие складки принадлежат к структурам следующей стадии деформации (Да-2).

В долине р. Сугута (17, см. рис. 31) и в верховьях р. Кулдомы (21, см. рис. 31) развиты породы, метаморфизованные до стадии зеленых сланцев. Метаморфизм неравномерный, ему подверглись терригенные и вулканогенно-терригенные отложения. Соотношения метаморфических пород со слабометаморфизованными отложениями бельаулинского шарьяжа тектонические или неясные. Весьма вероятно, что эти метаморфические образования возникли за счет пород структурной еди-

Районы	Южный миогео- синкли- нальный комплекс	Южный ле комплекс	птогеосинкли	нальный	Туркестан- ский эвгео-	Северный лептогео- синкли- нальный комп- лекс	Северный миогео- синкли- нальный комплекс
		Карбонат- ный тип	Карбонатно- терригенный тип	Вулкано- генно-тер- ригенный тип	синкли- нальный комплекс		
Центрально- Кызылкум- ский	Мурун		Бука	3Н	Кулку ду к	Тамды	
Нуратинс- кий	Бахиль	Себай	Нурата		Ямчи	Мадже- рум	Ханбанды
Алайский	Исфая- рам	Абшир					
		карбонат- ный тип	терригенный тип		Талдык	Шанкол	Чаткал
Восточно- Алайский	Чеканташ	Арчалтур	Акбогус	Иркеш Бельаули			
Северо- Ферганс- кий	Баубаша- та			Онтамчи	Керей	Шайдан	Чаткал
Кокша- альский	Коккия	Кокшаал					
		карбонат- ный тип	терригенн	ый тип	Чакташ	Атбаш	Нарын

Таблица 3

Структурные единицы Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума, сформированные на стадии Да-1

П р и м е ч а н и е. Описание структурных единиц Центрально-Кызылкумского и Нуратинского районов находится в более ранних работах автора (Буртман, 1973, 1974).

ницы Бельаули. Однако неясность соотношений не позволяет исключить возможность существования здесь самостоятельной структурной единицы, сложенной упомянутыми метаморфическими сланцами (Яговкин, 1974а).

* * *

Структурные единицы Восточного Алая могут быть сопоставлены с единицами Алайского района (табл. 3). Единица Чеканташ по строению стратиграфического разреза и по своему структурному положению подобна единице Исфайрам в Алайском районе. Единица Акбогус является несомненным аналогом единицы Абшир, причем акбогусский разрез соответствует терригенному типу отложений в единице Абшир. Эти структурные единицы занимают также аналогичное стуктурное положение. Единица Арчалтур может быть предположительно параллелизована с карбонатным типом отложений единицы Абшир. Прямые аналоги единиц Иркеш и Бельаули в Алайском районе неизвестны. Можно думать, что вулканогенно-осадочные лептогеосинклинальные толщи этих структурных единиц представляют собой южную краевую фацию эвгеосинклинали.

Структурные единицы, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями (Иркеш и Бельаули), залегают в геологическом разрезе Восточно-Алайского района на двух уровнях, будучи разделены отложениями карбонатного типа. Такие соотношения позволяют предположить, что наволок в кровле структурной единицы Иркеш является вторичным, а геологический разрез Восточного Алая – сдвоенным по этому наволоку.

СЕВЕРО-ФЕРГАНСКИЙ РАЙОН

Основы представлений о геологическом строении Северной Ферганы были заложены В.Н. Огневым в результате систематических исследований, проведенных в 30-х годах. В дальнейшем в изучении этого района принимала участие большая группа исследователей. Сведения о тектонике района опубликованы Ю.С. Бискэ и Ю.А. Талашмановым (1970), А.Е. Довжиковым (1971), В.И. Кнауфом (1966), Г.И. Макарычевым (1970), В.Н. Огневым (1935, 1937, 1940), В.И. Поповым (1938), Г.С. Поршняковым (1973), Д.П. Резвым (1972б), Н.М. Синицыным (1960), С.С. Шульцем (1936), В.Л. Клишевичем и автором (Буртман, 1964; Буртман, Клишевич, 1971). Большинство этих работ посвящено описанию структурных форм, возникших на стадиях Да-2 и Да-3, и тектоническому районированию.

Систематическое описание крупных структурных форм Да-2 рассматриваемого района приведено в работе автора (1964).

В.Н. Огнев в 1946 г. описал на западном склоне гор Баубашата шарьяж силурийских терригенных отложений, надвинутый на известняки карбона. Этот шарьяж – первая структура стадии Да-1, выявленная в Северо-Ферганском районе. Широкое распространение структур этой стадии деформации было выяснено в 60-х годах. Недавно завершены детальные тектонические работы в этом районе, которые в течение нескольких лет проводила группа исследователей под руководством Г.С. Поршнякова. В приводимом ниже очерке автор старался учесть все имеющиеся материалы.

В.Л. Клишевич и автор (Буртман, Клишевич, 1971) выделили в рассматриваемом районе миогеосинклинальный автохтон (структурная единица Баубашата) и две аллохтонные структурные единицы: Керей и Шайдан. Структурная единица Шайдан образована лептогеосинклинальными, преимущественно карбонатными отложениями девона и карбона, лежащими на метаморфических сланцах. Единица Керей сложена эвгеосинклинальными отложениями среднего палеозоя. Было показано, что в пределах единицы Керей находятся также среднепалеозойские отложения, обладающие неполным разрезом сокращенной мощности, приближающимся к лептогеосинклинальному типу разреза. Структурно обособить эти образования нам с В.Л. Клишевичем не удалось из-за недостатка материалов.



Рис. 37. Стратиграфические разрезы среднепалеозойских отложений в структурных единицах Северо-Ферганского района (Буртман, Клишевич, 1971)

.-V – структурные единицы: I, II – Баубашата; III – Онтамчи; IV – Керей; V – Шайдан Условные обозначения см. на рис. 17

Такие материалы были получены Г.С. Поршняковым, что позволило выделить из единицы Керей тектоническую пластину, сложенную лептогеосинклинальными вулканогенно-терригенными отложениями среднего палеозоя (Буртман, Поршняков, 1974). Эта тектоническая пластина будет описана как структурная единица Онтамчи (III, рис. 37). В геологическом разрезе Северо-Ферганского района снизу вверх залегают:

1) единица Баубашата: варисские миогеосинклинальные отложения;

2) единица Онтамчи: варисские лептогеосинклинальные отложения вулканогенно-терригенного типа;

3) единица Керей: варисские эвгеосинклинальные отложения;

4) единица Шайдан: варисские лептогеосинклинальные отложения и метаморфические сланцы.

Распространение структурных единиц показано на рис. 38. Породы структурной единицы Чаткал, также развитые в пределах рассматриваемого района, будут охарактеризованы при описании Чаткальского района.

Структурная единица Баубашата

Породы автохтона слагают большой Баубашатинский массив (6, см. рис. 38), расположенный на территории одноименного горного узла. В западном направлении этот массив разделяется на несколько полуокон и погружается под аллохтонные образования. С востока Баубашатинский массив ограничен Таласо-Ферганским сдвигом. Породы автохтона обнажены также к западу от этого массива в тектонических окнах Оялма (3, см. рис. 38) и Ангерек (12, см. рис. 38).

Разрез автохтона Баубашатинского массива начинается песчано-сланцевой толщей с граптолитами нижнего силура и основания лудлова. Большая часть разреза этой толщи представлена глинистыми сланцами и известняками, соотношение между которыми различно на разных участках. В толще встречаются прослои песчаников и основных эффузивов. Она хорошо охарактеризована ископаемой фауной. Видимая мощность отложений силура более 1 км.

Нижний и средний девон представлены вулканогенными и карбонатными отложениями с многочисленными брахиоподами, кораллами, строматопорами и





Фиг. 28. Структурная сх Тянь-Шаня, прилегаюц Ферганскому разлом В. С. Буртман в

Срединный и Южный Тял варисские структурные антиклиналей, 2—оси сл пермские, каменноугольн отложения; 4— силурийся зойские и докембрийские

Северный Тянь-Шань; ные н девонские отложен палеозойские и докембрий 7 — мезо-кайнозойские варисские интрузии; 9 – докембрийские интрузии; 11 — тектонические гран зойских впадин.

I — I — Таласо-Ферг II — II → Главная стру Тянь-Шаня; III — III ного и Южного Тянь-Ша цифры см. в т

Структурная единица Арчалтур

Главным элементом разреза структурной единицы Арчалтур является мощная (до 1500 м) толща известняков. Из нижней части этой толщи в горах Арчалтур (23, см. рис. 31; IV, см. рис. 33) известны сборы брахиопод, кораллов и наутолоидей лудлова и раннего девона, а выше — многочисленные остатки фауны всех отделов девонской системы. В кровле арчалтурских известняков обнаружены фораминиферы и кораллы верхнего девона и турне. В отдельных разрезах в кровле арчалтурского разреза сохранилась маломощная пачка карбонатно-терригенных отложений с фораминиферами нижнего карбона.

Восточнее, в хр. Теректау (15, см. рис. 31), по данным В.Л. Клишевича и А.В. Яговкина, на известняки верхнего девона трансгрессивно налегает пачка (100 м) кремней, глинистых сланцев и известняков с фораминиферами визенамюрского возраста. Верхняя часть этого разреза сложена терригенными отложениями, в которых встречены фораминиферы карбона.

Тектоническая подошва структурной единицы Арчалтур на большей части территории района залегает круто. Пологое залегание этого наволока можно видеть в подошве аллохтонных массивов, расположенных в междуречье Уртаказык (10, см. рис. 31) – Кичикказык (11, см. рис. 31).

Структурная единица Бельаули

Породы структурной единицы Бельаули залегают в мульде Терекдаванской синформной складки (рис. 36). В стратиграфическом разрезе (V, см. рис. 33) здесь преобладают терригенные отложения. В центриклинали Терекдаванской синформы по периферии тектонических окон и на восточном крыле этой синформы в подошве структурной единицы Бельаули залегает горизонт глинистых и кремнистых сланцев с прослоями туфов и известняков. В породах горизонта были найдены брахиоподы, кораллы, строматопоры и тентакулиты среднего и верхнего девона. В некоторых разрезах (реки Кулдома и Айляма – 21, 22, см. рис. 31) прослои вулканитов имеют большее значение.

На описанный вулканогенно-осадочный горизонт налегает мощная толща, представляющая собой чередование песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В толще обнаружены фораминиферы верхнего девона – нижнего карбона (Яговкин, 1965) и ископаемая флора нижнекаменноугольного облика. Терригенная толща граничит с подстилающим вулканогенно-осадочным горизонтом по тектоническому контакту. Этот последний горизонт имеет ясные следы развальцевания и раздавливания пород. В результате таких процессов произошло значительное удлинение горизонта, о чем свидетельствует будинаж прослоев песчаника. Будины нередко растащены на расстояние, в несколько раз превышающее их длину, И повернуты. В верховьях р. Бельаули (13, см. рис. 31) в верхней части рассматриваемого горизонта залегает мощная пачка глинистых сланцев. Сланцы содержат многочисленные глыбы песчаников, имеющие часто округлую форму. На отдельных участках можно видеть частично сохравнившиеся будинированные слои песчаников. По-видимому, глыбы и "галька" в породе представляют собой тектонические окатыши, образовавшиеся из будин песчаника. Породы смяты здесь в сжатые и изоклинальные складки с амплитудой 20–30 м. Встречены складки с пережатыми ядрами и неправильной формы. Такая дислоцированность наблюдается на расстоянии 200-300 м вкрест простиранию слоев. Можно сделать вывод, что постелью Бельаулинского шарьяжа служат его собственные приподошвенные слои. Такая постель относительно редко встречается в тяньшаньских шарьяжах, чаше постелью шарьяжей служат подстилающие породы.

Наволок Бельаули залегает параллельно слоям бельаулинского аллохтона и параллелен слоистости в подстилающих арчалтурских известняках. Такие соотношения хорошо видны на центриклинали Терекдаванской синформной складки, на ее восточном крыле и в Айляминском тектоническом окне (см. рис. 36). Последнее представляет собой изоклинальную антиформную складку, разорванную поперечным сдвигом. Залегание наволока Бельаули (и залегание слосв) обычно крутое. В низовьях р. Айлямы (22, см. рис. 31) этот наволок выполаживается до 45°. На центриклинали Терекдаванской синформы и в верховьях р. Терексу (гульчинской) на западном крыле этой структуры можно видеть пологое налегание пород структурной единицы Бельаули на арчалтурские известняки.

В центральной части Терекдаванской синформной складки в поле развития бельаулинского аллохтона развиты широкие синклинали II категории, разделенные узкими сжатыми антиклиналями, осложненными разломами. Синклинали, сложенные терригенными породами, имеют крутые крылья и нередко широкие мульды с почти горизонтальным залеганием слоев (профили a-б, d-e, ж-з, см. рис. 36). Обращает на себя внимание очень интенсивная мелкая дислоцированность слоев. Многочисленны сжатые и изоклинальные складки размером обычно в несколько метров, реже – 10-30 м. Осевые поверхности этих складок параллельны слоистости пород: на крутых крыльях синклиналей II категории они залегают круто, а горизонтально лежащие слои в мульдах синклиналей осложнены лежачими складками. В целом отчетливо видно несоответствие между интенсивной мелкой дислоцированностью толщи и относительной простым строением крупных структурных форм, т.е. картина, подобная описанной в Алайском районе в Тегермачском аллохтонном массиве. Указанные соотношения между складчатыми формами позволяют надежно разделять складки двух стадий деформации: лежачие изоклинальные складки возникли ранее, чем указанные большие складки І категории (Терекдаванская синформа) и ІІ категории. Эти большие складки принадлежат к структурам следующей стадии деформации (Да-2).

В долине р. Сугута (17, см. рис. 31) и в верховьях р. Кулдомы (21, см. рис. 31) развиты породы, метаморфизованные до стадии зеленых сланцев. Метаморфизм неравномерный, ему подверглись терригенные и вулканогенно-терригенные отложения. Соотношения метаморфических пород со слабометаморфизованными отложениями бельаулинского шарьяжа тектонические или неясные. Весьма вероятно, что эти метаморфические образования возникли за счет пород структурной еди-

Районы	Южный миогео- синкли- нальный комплекс	Южный ле комплекс	птогеосинкли	иальный	Туркестан- ский эвгео-	Северный лептогео- синкли- нальный комп- лекс	Северный миогео- синкли- нальный комплекс
		Карбонат- ный тип	Карбонатно- терригенный тип	Вулкано- генно-тер- ригенный тип	синкли- нальный комплекс		
Центрально- Кызылкум- ский	Мурун		Бука	1H	Кулку ду к	Тамды	
Нуратинс- кий	Бахиль	Себай	Нурата		Ямчи	Мадже- рум	Ханбанды
Алайский	Исфай- рам	Абшир					1
		карбонат- ный тип	терригенный тип		Талдык	Шанкол	Чаткал
Восточно- Алайский	Чеканташ	Арчалтур	Акбогус	Иркеш Бельаули			
Северо- Ферганс- кий	Баубаша- та		·	Онтамчи	Керей	Шайдан	Чаткал
Кокща- альский	Коккия	Кокшаал					
		карбонат- ный тип	терригенні	ый тип	Чакташ	Атбаш	Нарын

Таблица З

Структурные единицы Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума, сформированные на стадии Да-1

Примечание. Описание структурных единиц Центрально-Кызылкумского и Нуратинского районов находится в более ранних работах автора (Буртман, 1973, 1974).
ницы Бельаули. Однако неясность соотношений не позволяет исключить возмож. ность существования здесь самостоятельной структурной единицы, сложенной упомянутыми метаморфическими сланцами (Яговкин, 1974а).

* * *

Структурные единицы Восточного Алая могут быть сопоставлены с единицами Алайского района (табл. 3). Единица Чеканташ по строению стратиграфичес. кого разреза и по своему структурному положению подобна единице Исфайрам в Алайском районе. Единица Акбогус является несомненным аналогом единицы Абшир, причем акбогусский разрез соответствует терригенному типу отложений в единице Абшир. Эти структурные единицы занимают также аналогичное стуктурное положение. Единица Арчалтур может быть предположительно параллелизована с карбонатным типом отложений единицы Абшир. Прямые аналоги единиц Иркеш и Бельаули в Алайском районе неизвестны. Можно думать, что вулканогенно-осадочные лептогеосинклинальные толщи этих структурных единиц представляют собой южную краевую фацию эвгеосинклинали.

Структурные единицы, сложенные вулканогенно-осадочными отложениями (Иркеш и Бельаули), залегают в геологическом разрезе Восточно-Алайского района на двух уровнях, будучи разделены отложениями карбонатного типа. Такие соотношения позволяют предположить, что наволок в кровле структурной единицы Иркеш является вторичным, а геологический разрез Восточного Алая – сдвоенным по этому наволоку.

СЕВЕРО-ФЕРГАНСКИЙ РАЙОН

Основы представлений о геологическом строении Северной Ферганы были заложены В.Н. Огневым в результате систематических исследований, проведенных в 30-х годах. В дальнейшем в изучении этого района принимала участие большая группа исследователей. Сведения о тектонике района опубликованы Ю.С. Бискэ и Ю.А. Талашмановым (1970), А.Е. Довжиковым (1971), В.И. Кнауфом (1966), Г.И. Макарычевым (1970), В.Н. Огневым (1935, 1937, 1940), В.И. Поповым (1938), Г.С. Поршняковым (1973), Д.П. Резвым (1972б), Н.М. Синицыным (1960), С.С. Шульцем (1936), В.Л. Клишевичем и автором (Буртман, 1964; Буртман, Клишевич, 1971). Большинство этих работ посвящено описанию структурных форм, возникших на стадиях Да-2 и Да-3, и тектоническому районированию.

Систематическое описание крупных структурных форм Да-2 рассматриваемого района приведено в работе автора (1964).

В.Н. Огнев в 1946 г. описал на западном склоне гор Баубашата шарьяж силурийских терригенных отложений, надвинутый на известняки карбона. Этот шарьяж – первая структура стадии Да-1, выявленная в Северо-Ферганском районе. Широкое распространение структур этой стадии деформации было выяснено в 60-х годах. Недавно завершены детальные тектонические работы в этом районе, которые в течение нескольких лет проводила группа исследователей под руководством Г.С. Поршнякова. В приводимом ниже очерке автор старался учесть все имеющиеся материалы.

В.Л. Клишевич и автор (Буртман, Клишевич, 1971) выделили в рассматриваемом районе миогеосинклинальный автохтон (структурная единица Баубашата) и две аллохтонные структурные единицы: Керей и Шайдан. Структурная единица Шайдан образована лептогеосинклинальными, преимущественно карбонатными отложениями девона и карбона, лежащими на метаморфических сланцах. Единица Керей сложена эвгеосинклинальными отложениями среднего палеозоя. Было показано, что в пределах единицы Керей находятся также среднепалеозойские отложения, обладающие неполным разрезом сокращенной мощности, приближающимся к лептогеосинклинальному типу разреза. Структурно обособить эти образования нам с В.Л. Клишевичем не удалось из-за недостатка материалов



Рис. 37. Стратиграфические разрезы среднепалеозойских отложений в структурных единицах Северо-Ферганского района (Буртман, Клишевич, 1971)

I-V – структурные единицы: І, ІІ – Баубашата; ІІІ – Онтамчи; ІV – Керей; V – Шайдан Условные обозначения см. на рис. 17

Такие материалы были получены Г.С. Поршняковым, что позволило выделить из единицы Керей тектоническую пластину, сложенную лептогеосинклинальными вулканогенно-терригенными отложениями среднего палеозоя (Буртман, Поршняков, 1974). Эта тектоническая пластина будет описана как структурная единица Онтамчи (III, рис. 37). В геологическом разрезе Северо-Ферганского района снизу вверх залегают:

1) единица Баубашата: варисские миогеосинклинальные отложения;

2) единица Онтамчи: варисские лептогеосинклинальные отложения вулканогенно-терригенного типа;

3) единица Керей: варисские эвгеосинклинальные отложения;

4) единица Шайдан: варисские лептогеосинклинальные отложения и метаморфические сланцы.

Распространение структурных единиц показано на рис. 38. Породы структурной единицы Чаткал, также развитые в пределах рассматриваемого района, будут охарактеризованы при описании Чаткальского района.

Структурная единица Баубашата

Породы автохтона слагают большой Баубашатинский массив (6, см. рис. 38), расположенный на территории одноименного горного узла. В западном направлении этот массив разделяется на несколько полуокон и погружается под аллохтонные образования. С востока Баубашатинский массив ограничен Таласо-Ферганским сдвигом. Породы автохтона обнажены также к западу от этого массива в тектонических окнах Оялма (3, см. рис. 38) и Ангерек (12, см. рис. 38).

Разрез автохтона Баубашатинского массива начинается песчано-сланцевой толщей с граптолитами нижнего силура и основания лудлова. Большая часть разреза этой толщи представлена глинистыми сланцами и известняками, соотношение между которыми различно на разных участках. В толще встречаются прослои песчаников и основных эффузивов. Она хорошо охарактеризована ископаемой фауной. Видимая мощность отложений силура более 1 км.

Нижний и средний девон представлены вулканогенными и карбонатными отложениями с многочисленными брахиоподами, кораллами, строматопорами и

63



Рис. 38. Структурная схема Северо-Ферганского района. Составлена по материалам В.Л. Клишевича и автора (Буртман, Клишевич, 1971), Ю.С. Бискэ и Г.С. Поршнякова (1974)

1, 2 – структурные единицы; 1 – Чаткал, 2 – Шайдан; 3 – гипербазиты и габброиды; 4–6 – структурные единицы: 4 – Керей, 5 – Онтамчи, 6 – Баубашата; 7 – кайнозойские и мезозойские отложения; 8 – верхнепалеозойские отложения; 9 – верхнепалеозойские гранитоиды; 10 – наволоки Да-1; 11 – взбросы и сбросы Да-2 и Да-3; 12 – надвиги Да-3; 13 – сдвиги Да-3

Цифрами на схеме обозначены: 1 – Таласо-Ферганский сдвиг; 2 – тектонический останец Кумбель; 3 – окно Оялма; 4 – полуокно Кызкурган; 5 – аллохтонный массив Саракамыш; 6 – Баубашатинский массив автохтона; 7 – Каракольский сдвиг; 8 – Керейская синформа; 9 – полуокно Шамурат; 10 – пластина Айдауш; 11– аллохтонный массив Четынды; 12 – окно Ангерек; 13 – аллохтонный массив Алаш; 14 – тектонический останец Кугай; 15 – Куровеская пластина; 16 – окно Суганташ; 17 – Акташская чешуя другими органическими остатками. Стратиграфические разрезы на этом интервале обладают сильной изменчивостью от почти чисто карбонатных до преимущественно вулканогенных. Важно отметить, что вывод о такой изменчивости получен не путем сопоставления изолированных разрезов, а в результате прослеживания фациальных изменений отложений непосредственно в обнажениях (Огнев, 1940; Бискэ, Поршняков, 1974). Большое количество вулканогенных пород содержится в разрезах, расположенных в северной части Баубашатинского массива – в бассейне р. Карасу-восточной и по р. Нарыну. Вулканогенные породы представлены андезитовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, часто миндалекаменными, а также туфами и туфо-брекчиями. По данным Л.И. Турбина, среди девонских вулканитов встречаются щелочные базальты и кварцевые порфиры. Большая часть вулканогенных пород имеет живетский возраст. В основании живетского яруса имеется перерыв, иногда живетские отложения налегают непосредственно на силурийские породы.

Мощность девонских карбонатно-вулканогенных отложений весьма изменчива. Эти колебания главным образом зависят от содержания в разрезе вулканогенных пород. Суммарная мощность горизонтов вулканитов меняется от первых сотен метров до 3 км. Мощность карбонатных пород обычно находится в пределах 1000 м. Появление мощной линзы среднедевонских вулканитов среди миогеосинклинального комплекса пород является феноменом, который пока не имеет хорошего объяснения. Учитывая локальность проявления эффузивной деятельности и положение вулканитов среди карбонатной толщи, район распространения вулканогенных пород не был выделен из состава миогеосинклинального комплекса.

Согласно на описанных отложениях залегает мощная (2–3 км) толща карбонатных отложений, в нижней части которой содержатся брахиоподы и амфипоры живетского яруса, а выше – брахиоподы и фораминиферы верхнего девона, турне и визе, кораллы, фораминиферы и гониатиты намюрского яруса и нижнебашкирского подъяруса. На карбонатных породах залегает пачка (до 400 м) терригенных отложений, представленная конгломератами, гравелитами и песчаниками с фораминиферами башкирского яруса. Отмечено присутствие в этих отложениях крупных глыб известняков нижнего карбона. Эта терригенная пачка нередко отделена от подстилающих отложений поверхностью размыва, который в некоторых разрезах достигает пород визейского яруса (Бискэ, Поршняков, 1974).

В северной части Ферганского хребта миогеосинклинальные карбонатные отложения залегают в тектоническом окне Суганташ (16, см. рис. 38) и в Акташской тектонической чешуе (17, см. рис. 38). Эта тектоническая чешуя ограничена с востока наволоком, который, вероятно, является вторичным. Он срезает слои подстилающих каменноугольных пород единицы Онтамчи. С запада на Акташскую чешую по согласному первичному наволоку в свою очередь шарьированы силурийские породы единицы Онтамчи. С южной стороны эта тектоническая пластина оборвана разломом стадии Да-2. В рассматриваемом районе в разрезе автохтона отсутствуют вулканиты. По сравнению с Баубашатинским массивом карбонатная толща среднего палеозоя имеет значительно меньшую мощность и ее разрез менее полный: выпадает верхний девон, турне, а возможно, и низы визейского яруса.

Структурная единица Онтамчи

В Баубашатинском горном уэле эта структурная единица представлена выклинивающейся тектонической пластиной, которая налегает на породы Баубашатинского массива. Характеристика стратиграфического разреза рассматриваемой единицы основана на материалах Ю.С. Бискэ и Г.С. Поршнякова (1974). В нижней части аллохтонной пластины залегает мощная песчано-сланцевая толща с граптолитами обоих отделов силура. Более высокое положение в разрезе занимает толща изменчивого состава, состоящая из кремней, известняков, глинистых сланцев, андезитовых и базальтовых порфиритов, туфов; преобладают осадочные породы. В нижней части этой толщи содержатся граптолиты лудлова, а в более высоких горизонтах – брахиоподы и кораллы среднего девона. Описанная толща на одних участках имеет мощность несколько сот метров, а на других участках она очень маломощна или совсем выпадает из разреза.

В верхней части стратиграфического разреза единицы Онтамчи залегает тонкая пачка известняков и кремней с редкими прослоями известняковых конгломератов. В известняках содержатся фораминиферы визейского и намюрского ярусов. Эта пачка в одних случаях залегает на девонских отложениях, в других – непосредственно на граптолитовых сланцах силура.

Силурийские породы основания рассматриваемой тектонической пластины налегают на терригенную толшу низов среднего карбона либо на известняки нижнего карбона. Вдоль западного края тектонического полуокна Шамурат (9, см. рис. 38) подошва аллохтона погружается на запад под углом 40-60°. У северного края этого полуокна наволок выполаживается до 20-30°.

Внутренняя структура единицы Онтамчи в Баубашатинском горном узле чешуйчатая. Тектонические чешуи погружаются на запад под шарьированные на них породы структурной единицы Керей.

Значительно шире, чем в Баубашатинском горном узле, породы единицы Онтамчи распространены в северной части Ферганского хребта. Здесь в составе силурийских и девонских отложений в большем количестве распространены кремнистые породы, а в нижнем карбоне – известняки. В кровле рассматриваемого разреза залегает флишоидная толща (500 м) глинистых сланцев и песчаников с фораминиферами среднего карбона. Наволок Онтамчи выведен на земную поверхность по периферии окна Суганташ (16, см. рис. 38), представляющего собой ядро антиформной складки. Складка нарушена взбросом стадии Да-2, проходящим здоль южного крыла этой структуры. Наволок залегает параллельно слоям автохтона и аллохтона.

Структурная единица Керей

В Баубашатинском горном узле эта структурная сдиница представлена несколькими аллохтонными массивами. В основании этих массивов залегает телща (более 400 м) глинистых сланцев и основных эффузивов с прослоями кремней и известняков. Соотношение вулканогенных и осадочных пород в разных разрезах различно, нередко преобладают вулканиты, а среди последних – лавы, часто миндалекаменные. В толще найдены граптолиты, кораллы и тентакулиты венлока лудлова и раннего девона. Выше согласно залегает толща диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов, с прослоями кремнистых пород, вулканических брекчий и известняков с брахиоподами и кораллами нижнего девона и эйфельского яруса. В тектонической пластине Айдауш (10, см. рис. 38) эта толща имеет мощность несколько сот метров. В останце Алаш (13, см. рис. 38) она сложена преимущественно шаровыми лавами, мошность которых превышает 2 км. По данным Ю.С. Бискэ, по всему разрезу эффузивной толщи встречаются прослои альбитофиров, кварцевых порфиров и ортофиров. На эффузивной толще залегают пестрые кремни, глинистые сланцы и известняки с фораминиферами верхнего дсвона, нижнего карбона и среднего карбона. Мощность этой пачки – несколько сот метров.

В северной части Ферганского хребта породы структурной единицы Керей слагают крупную Куровесскую тектоническую пластину (15, см. рис. 38), расположенную в бассейне одноименной реки. Строение нижней части разреза этой пластины, включая вулканогенную толщу, сходно с описанным в Баубашатинском горном узле. В нижнекаменноугольной части разреза преобладают кремни, которые, вероятно, замещаются известняками в верховьях р. Куровеса.

Шарьяж Керей был деформирован на стадии Да-2 совместно с другими тектоническими пластинами и породами автохтона. Залегание наволока Керей у северного и западного краев полуокна Кызкурган (4, см. рис. 38) крутое. На югозападном окончании этого полуокна наволок наклонен на 75°. Здесь в долине Мазарсая можно видеть тектоническую брекчию, развитую вдоль наволока. Ее мощность более 10 м. Подошва аллохтонного массива Сарыкамыш залегает под углом $30-70^{\circ}$. На южном склоне хребта Карбытау в долине Караколя этот согласный наволок падает на юг под 75°. К нему приурочены тела серпентинитов. Восточнее залегание наволока изменчиво: он очерчивает здесь мульду Керейской синформной складки Да-2 (8, см. рис. 38). В тектоническом останце Алаш (13, см. рис. 38) наклон слоев автохтона, аллохтона и наволока Керей – 50–70°. Согласный наволок ограничивает также Куровесскую тектоническую пластину (15, см. рис. 38).

Структурная единица Шайдан

Большая часть этой структурной единицы сложена мощной (более 2 км) толщей кварц-актинолитовых и других метаморфических зеленых сланцев. На метаморфических сланцах лежит толща (до 400 м) терригенно-карбонатных отложений с брахиоподами, кораллами, строматопорами, криноидеями и тентакулитами эйфельского яруса и нижнего девона. В этой толще отмечено также присутствие вулканогенных пород. Контакты фаунистически охарактеризованных отложений с подстилающими метаморфическими сланцами в пунктах моих наблюдений были тектоническими. Стратиграфические контакты этих толщ описаны В.Б. Горяновым (Горянов и др., 1973) в бассейнах рек Майлису и Карасу-западная. На первом из этих участков такой контакт наблюдался в долине Чаака, где на метаморфические сланцы налегает пачка граувакковых песчаников и глинистых сланцев (170 м), а выше — песчаники и известняки с табулятами нижнего девона эйфеля. В основании этого разреза указаны конгломераты с галькой подстилающих метаморфических сланцев.

Друтой пункт находится в долине Намаздык. Здесь описано налегание на выветрелые метаморфические сланцы слоя пудингов с гальками подстилающих сланцев. Пудинги переходят вверх в песчаники, которые содержат прослои известняков с табулятами нижнего девона — эйфеля. Видимая мощность этой пачки пород 30 м, она налегает на метаморфические сланцы с угловым и азимутальным несогласием. В бассейне р. Карасу-западной в долине Манубалды, по данным того же исследователя, на метаморфических сланцах лежит пачка (120 м) конгломератов, брекчий, гравелитов и известняков с кораллами нижнего девона — эйфеля.

Верхняя часть стратиграфического разреза структурной единицы Шайдан сложена толщей (до 300 м) глинистых и кремнистых сланцев, обломочных пород и известняков с фораминиферами всех ярусов нижнего карбона.

Соотношения структурных единиц Шайдан и Керей лучше изучены в южной части рассматриваемого района. Мульду синформной складки слагает аллохтонный массив Четынды (11, см. рис. 38). Наволок Шайдан в основании этого массива залегает параллельно напластованию в подстилающих силурийских и девонских отложениях. Вдоль наволока развиты серпентиниты. Расположенный западнее тектонический останец Кугай (14, см. рис. 38) представляет собой пластину. полого падающую в северном направлении, где ее обрывает молодой взброс. Метаморфические сланцы залегают здесь на неметаморфизованных девонских отложениях. В долине р. Нарына подошва метаморфических сланцев круто падает на юго-запад. Она залегает параллельно слоистости в подстилающих каменноугольных отложениях. Далее на север этот контакт не изучен и проведен предположительно. Лишь для тектонического осганца Кумбель (2, см. рис 38) известны структурные соотношения с подстилающими породами, они описаны Г.С. Поршняковым и Г.С. Бискэ. Метаморфические сланцы здесь налегают на отложения девона. Наволок обнажен вдоль южного края останца. Залегание наволока некрутое (местами лишь 30⁰) и параллельное слоистости подстилающих отложений.

На многих участках под подошвой шарьяжа Шайдан залегают тектонические листы серпентинитов и серпентинитового меланжа. Эти же породы слагают про трузивные тела среди метаморфических сланцев.

Сравнение формационного состява и структурного положения единиц Южной и Северной Ферганы позволяет параллелизовать между собой структурные единицы, развитые в этих районах (см. табл. 3). Вместе с тем необходимо отметить, что вдоль складчатой системы з направлении на восток и северо-восток от Алайского района постепенно теряют четкость критерии для разделения эвгео-

синклинального и лептогеосинклинального комплексов. В какой-то мере это, возможно, связано с худшей изученностью восточных районов. Однако вполне возможно, что восточная часть рассматриваемой геосинклинальной системы была менее резко дифференцирована.

КОКШААЛЬСКИЙ РАЙОН (ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ)

Наши знания о геологии западной части Кокшаальского района основаны на результатах исследования А.Б. Бакирова, Л.Н. Бельковой, В.Д. Брежнева, А.А. Волковой, А.Е. Довжикова, Т.А. Додоновой, Е.И. Зубцова, М.Б. Иванова, Е.И. Карповича. В.И. Кнауфа, В.А. Колесникова, А.А. Лаврова, А.А. Луйка, В.А. Макарова, А.С. Макурина, В.Н. Огнева, М.М. Пуркина, О.И. Сергуньковой, В.М. Синицына, В.А. Фараджева, Е.В. Христова, С.С. Шульца, С.В. Эпштейна и других исследователей. Описания структурных форм имеются в публикациях В.Д. Брежнева (1969), А.Е. Довжикова (1971), В.И. Кнауфа (1972), В.М. Синицына (1957), С.С. Шульца (1936). В этих работах содержатся сведения о структурах, возникших на поздних стадиях варисских деформаций (Да-2, Да-3). Наволоки стадии Да-1 в Кокшаальском районе не отделены от более поздних разломов, а частью еще и не найдены. В структурном отношении этот район находится сейчас на такой стадии изученности, на какой Алай был в 50-х годах, а Кызылкум – в 60-х годах. Г.С. Поршняков и автор (Буртман, Поршняков, 1974) предприняли попытку выделить в Кокшаальском районе структуры стадии Да-1, основываясь на литературных материалах и известной аналогии в строении Восточной Ферганы и Кокшаальского района. Однако, поскольку не изучены пластовые наволоки Да-1, сохраняется неуверенность в непрерывности стратиграфических разрезов, описанных разными исследователями в рассматриваемом районе. Это в свою очередь затрудняет разделение структурных единиц. Указанное обстоятельство весьма важно в данном случае, так как суждения о возрасте ряда вулканогенных и терригенных толщ Кокшаальского района основаны на положении этих толщ в стратиграфическом разрезе. Поэтому схему строения западной части Кокшаальского района (рис. 39) следует рассматривать как гипотетическую, предварительную. Она отличается от схемы В.С. Буртмана и Г.С. Поршнякова (1974), составленной в 1971 г. Изменения обусловлены результатами новых детальных съемок, проведенных в последние годы.

В западной части Кокшаальского района могут быть предположительно выделены следующие структурные единицы I категории (рис. 40, см. рис. 39): Коккия, Кокшаал, Чакташ и Атбаш. Вдоль северной границы района развиты породы структурной единицы Нарын, которые слагают территорию соседнего Нарынского района.

Структурная единица Коккия

Структурная единица Коккия сложена миогеосинклинальными, главным образом карбонатными, отложениями. Породы этой структурной единицы развиты в западной части Кокшаальского хребта, в горах Коккия (10, см. рис. 39), Сарыбелес (11, см. рис. 39) и на территории хребтов Уланского (8, см. рис. 39), Джангджир (7, см. рис. 39), Борколдой. Рассматриваемая структурная единица сложена мощной толщей карбонатных пород (I, см. рис. 40). В горах Сарыбелес непрерывный разрез известняков (3000 м) содержит фауну от позднего силура в нижней части разреза до намюра в его верхней части. В горах Коккия эта толща достигает мощности 4 км. В некоторых пунктах для верхней части толщи известняков доказан башкирский ярус (Христов, 1970). Среди известняков на уровне среднего девона встречаются пачки основных вулканогенных пород. На известняках залегают терригенные флишевые отложения раннемосковского возраста.

В долине р. Мюдюрюма (9, см. рис. 39) известняки коккиинского разреза надвинуты на север. В западной части Кокшаальского хребта развита система



Рис. 39. Структурная схема западной части Кокшаальского района

1-6 – структурные единицы: 1 – Атбаш, 2 – Чакташ, 3, 4 – Кокшаал (3 – карбонатный тип; 4 – терригенный тип); 5 – Коккия, 6 – Нарын; 7 – варисциды Восточно-Алайского района; 8 – Таримский платформенный массив; 9 – юрские отложения; 10 – первичные наволоки Да-1; 11 – вторичные наволоки, надвиги Да-2; 12 – прочие разломы Да-2; 13, 14 – сдвиги Да-3: 13 – главные сдвиги Кокшаальского района, 14 – Таласо-Ферганский сдвиг, на месте которого расположен юрский грабен

Цифры 1-13 - обнажения, упомянутые в тексте

чешуйчатых надвигов. В чешуях можно видеть как надвигание пород единицы Кокшаал на породы единицы Коккия, так и обратные соотношения. На рис. 39 показаны фрагменты главного наволока, предположительно выделенные среди этих надвигов.

Еще далее к югу карбонатные отложения девона и нижнего карбона известны в хр. Джильарт и горах Караултаг (13, см. рис. 39) вблизи границы Таримского платформенного массива. По сообщению В.М. Синицына (1957) и Л.Б. Вонгаза, здесь в основании видимого разреза залегает толща (1500 м) известняков с прослоями глинистых сланцев и песчаников. В этой толще содержатся брахиоподы и кораллы живетского яруса. Выше расположены известняки (450 м) с брахиоподами и мшанками живетского и франского ярусов. Фаменский ярус и турне в этом разрезе неизвестны. Визе представлен известняками (видимая мощность 300 м) с кораллами и фораминиферами. Соотношения известняков Джильарта с породами других структурных единиц не описаны.

Приведенный выше разрез хр. Джильарт по своему строению может представлять собой фрагмент коккинского разреза. На рис. 39 известняки Джильарта предположительно показаны, как породы единицы Коккия в автохтонном залегании у края Таримского платформенного массива. Вместе с тем необходимо отметить, что имеющиеся скудные материалы о геологии этого района не позволяют исключить возможность того, что породы Джильарта и Коккии принадлежат разным структурным единицам.

Структурная единица Кокшаал

Породы структурной единицы Кокшаал слагают бо́льшую часть рассматриваемого района. Стратиграфические разрезы единицы Кокшаал неполные. Среди них могут быть выделены терригенный и карбонатный типы.

Терригенный тип. Большая часть разреза этого типа (IIa, см. рис. 40) представлена толщей терригенных пород, которая сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. В верхней части толщи они находятся в ритмичном чередовании. В западной части Кокшаальского хребта видимая мощность этой толщи более 1500 м. В ее средней и верхней частях найдены фо-



Рис. 40. Типовые стратиграфические разрезы структурных единиц западной части Кокшаальского района

I-IV – структурные единицы: І – Коккия, по F.B. Христов, II – Кокшаал [IIa – терригенный тип разреза, по Г.Л. Бельговскому и Л.А. Эктовой (19616) и М.Б. Иванову; II6 – карбонатный тип разреза, по В.П. Морозову и Е.В. Христову], III – Чакташ, по Г.Е. Игнатову, IV – Атбаш, по А. Бакирову (19646, 1973)

Условные обозначения см. на рис. 17

раминиферы среднего и верхнего девона и турне, а также остатки флоры. На терригенных породах залегает с перерывом начка (200–400 м) известняков, алевролитов и кремней с фораминиферами, распространечными в позднем визе, намюре и башкирском ярусе. Вверх по разрезу эти отложения согласно сменяются терригенной флишевой толщей (400 м) с позднебашкирскими — раннемосковскими фораминиферами. Выше с перерывом залегают терригенные отложения с фораминиферами верхнемосковского подъяруса и верхнего карбона.

В более восточных районах строение стратиграфических разрезов единицы Кокшаал подобно описанному, но отличается значительно бо́лышими мощностями отложений. Например, характерная пачка рачноцветных кремнисто-карбонатнотерригенных отложений намюр-башкирского возраста на южном склоне хребта Борколдой, по данным М.Б. Иванова, достигает мощности 700 м.

Карбонатный тип. Этот тип лептогеосинклинального разреза (IIб, см. рис. 40) предположительно выделен на южном склоне А гбашинского хребта (4, см. рис. 39). 70

В основании видимого разреза здесь обнажена толща (1000 м) песчаников, глинистых сланцев и известняков с кораллами верхнего силура. Выше лежат известняки с прослоями кремнистых и глинистых сланцев и туфов. В этой толще (2000 м) также содержатся ругозы, табуляты и строматопоры верхнего силура. На известняках залегают песчаники (900 м) с прослоями известняков, в которых содержатся кораллы верхнего силура – нижнего девона. Граница между карбонатным и терригенным типами отложений в пределах рассматриваемого района не обнажена.

Для внутреннего строения единицы Кокшаал в западной части одноименного хребта характерны изоклинальные складки, опрокинутые в южном направлении. Складки разделены согласными чешуйчатыми надвигами, которые, вероятно, представляют собой деформированные локальные наволоки.

Структурная единица Чакташ

Структурная единица Чакташ образована эвгеосинклинальными отложениями среднего палеозоя. В Атбашинском хребте (3, см. рис. 39) эта структурная единица сложена толщей (более 2500 м) кремнисто-терригенных, карбонатно-терригенных и кремнисто-вулканогенных отложений с кораллами верхнего силура и девона. Вулканиты представлены главным образом лавами основного состава. Мощность пачки вулканогенных пород невелика (200 м), по возрасту она, вероятно, относится к среднему девону. Вулканогенные породы описаны также среди верхнесилурийских отложений. Венчает этот стратиграфический разрез пачка (250 м) цветных кремней и известняков с фораминиферами нижнекаменноугольного возраста. Отложения местами метаморфизованы до низов зеленосланцевой фации. Породы смяты в крупные изоклинальные складки, осложненные продольными надвигами. Преобладает северная вергентность складок (и южное падение надвигов). В западной части Атбашинского хребта при приближении к Акбеитскому левому сдвигу (2, см. рис. 39) простирание осей складок отклоняется к югу и вергентность складок становится южной.

Восточнее, в хр. Джангджир (7, см. рис. 39), рассматриваемая структурная единица сложена породами верхнего силура, девона и нижнего карбона (III, см. рис. 40). Верхний силур представлен толщей (1500 м) яшм и глинистых сланцев с мощными пачками диабазов и спилитов и прослоями известняков с брахиоподами и кораллами. Эта толща находится в тектонических соотношениях с девонскими породами. Девон представлен толщей (1700 м) базальтов, спилитов, кератофиров и кремнистых сланцев с прослоями туфопесчаников и известняков с кораллами живетского яруса. Вверх по разрезу эти отложения сменяются толщей (600 м) яшм, базальтов, глинистых сланцев и известняков с фораминиферами фаменского яруса и турне. Выше лежит толща (1200 м) кремнистых и глинистых сланцев с прослоями конгломератов, песчаников и известняков с фораминиферами визейского яруса.

Тектонический останец вулканогенно-терригенных отложений (5, см. рис. 39), вероятно принадлежащих единице Чакташ, северо-западнее оз. Чатыркуля залегает на породах единицы Кокшаал. В хребтах Джангджир и Уланском (7, 8, см. рис. 39) силурийские породы структурной единицы Чакташ тектонически налегают на каменноугольные породы единицы Коккия. Наволок Чакташ выведен на поверхность в замковой части и на северном крыле Балыктинской синформной складки. На правобережье р. Джалджира в ее нижнем течении наволок наклонен под углом 50° . На значительных участках он параллелен залеганию пород лежачего крыла. В Кокшаальском хребте – в долине Мюдюрюма (9, см. рис. 39) и в восточной части хребта Джангджир, видимо, имеют место обратные соотношения: породы единицы Коккия надвинуты на единицу Чакташ.

Структурная единица Атбаш

Структурная единица Атбаш сложена метаморфическими породами – гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Вдоль разломов, ограничивающих эту структурную единицу, распространены глаукофановые сланцы. Здесь раз-

личают два этапа метаморфизма (Бакиров, 1964б, 1973; Белькова, Огнев, 1966). На первом этапе метаморфизм достиг эпидот-амфиболитовой фации. На следующем этапе породы претерпели регрессивный метаморфизм до зеленосланцевой фации (кварц-альбит-хлорит-мусковитовой субфации) и дислокационный метаморфизм в зонах разломов. Зеленосланцевый метаморфизм отмечен также в расположенной южнее структурной единице Чакташ, где такому метаморфизму подвергнуты толщи, содержащие ископаемые остатки верхнего силура — нижнего девона. Радиометрические определения возраста метаморфизма дали результат 1100 и 567 млн. лет (Бакиров и др., 1974). Эти цифры, по-видимому, относятся к первому этапу метаморфизма.

Метаморфические породы единицы Атбаш возникли, вероятно, за счет терригенных и карбонатно-терригенных отложений. В верхней части разреза рассматриваемой структурной единицы в мраморах обнаружены кораллы позднего лудлова (Христов, Колесников, 1966). Авторы сборов считают эти мраморы неотъемлемой частью метаморфического разреза. Вместе с тем нельзя исключить возможность того, что карбонатные отложения с кораллами формировались на уже метаморфизованном основании. А затем они были метаморфизованы совместно с породами единицы Чакташ во время второго этапа метаморфизма (Бакиров, 19646).

Метаморфические породы смяты в мелкие сжатые складки. Общая структура западной части единицы Атбаш рисуется как изоклинальная антиклиналь, опрокинутая на север. Вдоль тектонических границ структурной единицы Атбаш и вдоль некоторых разломов в ее внутренней части распространены протрузии серпентинитов и серпентинитового меланжа.

Метаморфические породы граничат на юге по Атбашинскому разлому с менее метаморфизованными породами, образующими структурную единицу Чакташ. К Атбашинскому разлому прилегают лудлов-нижнедевонские отложения, слагающие кровлю чакташского стратиграфического разреза. Эти отложения смяты в изоклинальную синклинальную складку, которая прослежена вдоль разлома на десятки километров. В западной половине Атбашинского хребта (2, см. рис. 39) сместитель Атбашинского разлома падает на юг под углом 70-80°. Слои силурийско-девонских отложений на южном крыле этого разлома залегают столь же круто. Указанная выше приразломная синклинальная складка опрокинута на север, и осевая поверхность складки параллельна Атбашинскому разлому. Местами разлом срезает северное крыло этой складки и около плоскости разлома залегают слои нижнедевонских отложений в опрокинутом положении. Описанные соотношения позволяют сделать следующие выводы о природе этого разлома: 1) наблюдаемое ныне южное падение сместителя разлома вторично; 2) этот разлом, вероятно, представляет собой дислоцированный наволок, по которому метаморфические породы были шарьированы на отложения, залегающие ныне в южном крыле разлома.

Северная граница структурной единицы Атбаш обнажена в западной части одноименного хребта. Метаморфические породы надвинуты здесь на пермскую молассу. Это подтверждено бурением. Указанный надвиг на пермские породы относится к стадии Да-3. Кажется логичным предположение о том, что общая северная вергентность складок и разломов Атбашинского хребта (включая опрокидывание на север Атбашинского разлома) возникла в стадии Да-3.

На восточном простирании Атбашинской полосы метаморфических сланцев в хр. Джангджир развиты метаморфизованные до зеленосланцевой фации терригенные отложения (6, см. рис. 39). Имеются указания на находки в верхней части этой толщи кораллов лудлова и нижнего девона. Однако принадлежность пачки с фауной к метаморфическому комплексу ставится под сомнение Е.В. Христовым, проводившим исследования в этом районе. Метаморфические породы слагают мульду Балыктинской синформной складки. На северном крыле этой складки метаморфические породы тектонически налегают на слабометаморфизованные силурийские отложения. На левобережье р. Джалджира тектонический контакт наклонен под углом 70° и параллелен слоям подстилающих силурийских пород. К описанному контакту приурочены тела серпентинитов. Структурное положение метаморфических сланцев хр. Джангджир получается аналогичным положению метаморфических пород Атбашинского хребта. Это позволяет вернуться к сопоставлению указанных пород, проведенному С.С. Шульцем в 1939 г., и предположительно отнести метаморфические породы в мульде Балыктинской синформной складки к структурной единице Атбаш.

* * *

Формационный состав отложений, образующих единицу Коккия, подобен описанному в Северной Фергане в структурной единице Баубашата. Вполне вероятно, что единица Коккия также занимает наиболее низкое структурное положение в геологическом разрезе района. Терригенный тип разреза единицы Кокшаал хорошо коррелируется с таким же типом разреза единицы Абшир и с единицей Онтамчи (см. табл. 3).

Единица Чакташ по своему строению и структурному положению является аналогом единицы Керей в Северной Фергане и единицы Талдык в Алайском районе. Единица Атбаш, вероятно, — аналог единиц Шайдан и Шанкол, развитых в горном обрамлении Ферганы.

ГИССАРСКИЙ РАЙОН

Гиссарский район интересен тем, что в его пределах находится единственный участок южной границы тяньшаньских варисцид, доступный наблюдению в пределах СССР. Эта граница проходит по южному склону и отрогам Гиссарского хребта. Вдоль нее развит гиссарский комплекс офиолитов.

Севернее гиссарских офиолитов, в пределах большей части Гиссарского хребта и в Зеравшанском хребте, развиты те же комплексы пород, которые были описаны выше в южной части Алайского района и в Восточно-Алайском районе. Тектонические исследования, проводившиеся в этой части Гиссарского района, были ориентированы на детальное тектоническое районирование (Арапов и др., 1972; Виноградов, 1964; Волочкович и др., 1973; Кухтиков, 1969; Марушкин, 1971; Покровский, 1970; Рубанов, 1968; Черных, 1972; Шадчинев, 1970; и др.). Структурно-геологические материалы в работах, опубликованных в последнем десятилетии, очень редки. Такие сведения можно найти в некоторых более ранних исследованиях. Г.С. Поршняков (1973) провел ревизию этих материалов. Вслед за А.В. Пейве и А.Д. Смирновым (1940) он показал, что главнейшими структурными формами Да-2 в пределах Гиссарского района являются Чимтаргинская синформная и Каракульская антиформная складки.

Структуры стадии Да-1 несомненно присутствуют в этом районе, но они не откартированы, а на большей части района еще не выявлены. Поэтому усилия, направленные на тектоническое районирование, привели к выделению большого числа зон и подзон. В сводных стратиграфических разрезах некоторых из таких зон объединены породы, принадлежащие разным структурным единицам. Такой характер изученности района и малое количество собственных наблюдений позволили автору лишь отделить миогеосинклинальный автохтон от нерасчлененных аллохтонных комплексов (см. рис. 42).

Породы автохтона слагают ядро Каракульской антиформы. Они представлены мощной толщей карбонатных отложений, имеющих возраст от нижнего силура до московского яруса среднего карбона.

Среди аллохтона присутствуют аналоги структурных единиц, выделенных в Алае и Восточном Алае. Силурийско-нижнедевонские известняки аллохтонных массивов Чимтарга и Даврич по строению своего разреза и по структурному положению являются аналогом структурной единицы Арчалтур, развитой в Восточном Алае. Этот же комплекс пород слагает многочисленные чешуи на крыльях Чимтаргинской синформной складки. Метаморфизованные и неметаморфизованные терригенные и вулканогенно-терригенные отложения среднего палеозоя, которые находятся в аллохтонном залегании в ядре Чимтаргинского синклинория (Поршняков, 1973; Шванов и др., 1973), — вероятный аналог структурной единицы Бельаули Восточно-Алайского района. В Зеравшанском хребте развиты образования, сопоставимые со структурной единицей Акбогус Восточно-Алайского района и с единицей Абшир Алайского района. В целом строение Чимтаргинской синформной складки подобно строению Терекдаванской синформы Восточного Алая. Эти структуры, по-видимому, принадлежат к одной цепи синформных складок.

О структурном положении гиссарских офиолитов

В последние годы проведены многочисленные исследования офиолитовой зоны Гиссарского хребта (Власов, Тарасенко, 1970; Горецкая, 1961; Горецкая, Морозенко, 1962; Ковальчук, Портнягин, 1973; Овчинников, 1959; Пимшина, 1968; Покровский, 1973; Портнягин, 1968; Портнягин и др., 1973; Тарасенко, 1970; Шульц-мл., 1972; Шукин, 1970; и др.). В результате этих исследований были уточнены состав офиолитового комплекса, стратиграфическое положение и возраст отложений, получены геохимические характеристики. В составе гиссарских офиолитов находятся породы океанического фундамента и океанического чехла.

Породы океанического фундамента представлены серпентинизированными гипербазитами, которые слагают небольшие тектонические чешуи и протрузии. Отличительной особенностью Гиссарской офиолитовой зоны является комплекс параллельных даек, подобный описанному в разрезе офиолитовой ассоциации океанического происхождения. В долине р. Сульпасана (бассейн р. Обизаранг) большинство даек представлено жильными диоритами (мальхитами). Дайки залегают круто. Они вложены одна в другую, вмещающих пород нет. Эндоконтактовые изменения наблюдаются, как правило, с одной стороны. Реже встречаются дайки с двумя загальными контактами, иногда можно видеть апофизы, внедрившиеся в соседнюю дайку (рис. 41). Дайки параллельны, их мощность от 0,5 м до десятков метров. Видимая ширина выходов рассматриваемого комплекса, измеренная вкрест простирания даек, превышает в долине р. Сульпасана 5 км.

Полоса выходов с юго-запада ограничена разломом, отделяющим от нее метаморфизованные породы, на которых лежит маломощный чехол вулканогенно-осадочных отложений визе и среднего карбона; эти образования, вероятно, принадлежат Таджикскому платформенному массиву. Полоса выходов дайкового комплекса с другой стороны ограничена мезозойскими отложениями. Восточнее в пределах этой полосы развиты породы океанического чехла, представленные толщей шаровых лав и перекрывающими их отложениями. Соотношение лав с комплексом параллельных даек не изучено. В долине р. Каратаг лавы залегают почти горизонтально, будучи смяты в пологие складки. Крутые залегания отмечены лишь около разлома, ограничивающего полосу с севера. Такой контраст между пологим залеганием лав и крутыми параллельными дайками, развитыми в пределах одной офиолитовой полосы, делает возможным предположение о том, что соотношения между двумя указанными комплексами окажутся подобными описанным в массиве Троодос (Мурс; Вайн, 1973). В пользу этого свидетельствуют наблюдения Э.А. Портнягина (1974) в бассейне р. Ширкент.

Толща основных эффузивов сложена главным образом спилитами и диабазами, по своему химическому составу она сопоставима с океаническими базальтами. Видимая мощность этой толщи оценивается в 2–2,5 км. Для лав характерна шаровая отдельность. В верхней части толщи подушки спилитов нередко залегают среди карбонатного материала. Здесь же находятся красноцветные кремнисто-карбонатные прослои. Выше состав лав меняется на андезито-базальтовый и появляются пирокластические породы. Мощность андезито-базальтовой части разреза составляет несколько сот метров. В верхней части толщи спилитов между подушками содержатся гониатиты намюрского яруса, а выше, в песчаниках, среди вулканитов андезито-базальтового состава найдены фораминиферы московского яруса (Портнягин и др., 1973). Нижняя часть толщи спилитов, вероятно, имеет Рис. 41. Дайковый комплекс. Обнажение в обрыве правого борта долины р. Сульпасан (Бассейн р. Обазаранг, южный склон Гиссарского хребта)

Жильный диорит: 1 – среднезернистый; 2 – мелкозернистый

раннекаменоугольный возраст. На вулканогенных породах залегает флишевая толща с ископаемыми остатками верхнемосковского подъяруса и верхнего карбона.

Северная граница Гиссарской офиолитовой зоны затушевана Гиссарским плутоном гранитов. А севернее плутона и в провесах его кровли развита андезитовая формация визе-московского возраста, синхронная спилитам и андезито-базаль-



там офиолитовой зоны (Портнягин и др., 1973). На юге офиолиты граничат по разломам с породами Таджикского платформенного массива. В чехле этого массива среди осадочных пород залегают кислые вулканогенные породы визейского и намюрского возраста.

Гиссарские офиолиты представляют собой эвгеосинклинальный комплекс пород океанической коры. Первичные соотношения этой океанической структуры с обрамляющими ее с севера и юга континентальными блоками не сохранились (или еще не найдены). Поэтому можно высказать лишь предположение о таких соотношениях. Выше уже упоминалось о том, что Гиссарская океаническая структура с севера, со стороны Алайского континентального блока, обрамлена выходами андезитов, синхронных базальтам, развитым в пределах океанической структуры. Это косвенное свидетельство в пользу того, что в визе и среднем карбоне происходило надвигание Алайского континентального блока на Гиссарскую океаническую структуру. В этом случае среднепалеозойские известняки Алайского типа, которые встречаются в тектонических блоках южнее Гиссарской офиолитовой полосы, возможно, являются останцами аллохтона. Если рассмотренный вариант движения верен, то указанное надвигание имело значительную амплитуду. Об этом свидетельствует и Гиссарский гранитный массив, прорывающий породы океанической коры. Надо полагать, что ко времени формирования этого гранитного плутона в позднем карбоне под офиолитами уже была континентальная кора. Это в свою очередь приводит к предположению об аллохтонном залегании гиссарских офиолитов на краю Таджикского платформенного массива¹. Возможно, что офиолиты, развитые в южной части гор Мечетли, являются останцами этого офиолитового аллохтона.

ЧАТКАЛЬСКИЙ И НАРЫНСКИЙ РАЙОНЫ

Чаткальский и Нарынский районы объединяют под названием Срединного Тяны-Шаня. В его пределах неизвестны деформации стадии Да-1. Все породы, распространенные в каждом из этих районов, принадлежат одной структурной единице (будем называть их соответственно единицами Чаткал и Нарын), равнозначной единицам, описанным в районах Южного Тянь-Шаня. В отличие от многих из рас-

Формирование Гиссарского гранитного плутона могло произойти и в случае пододвигания Алайского континентального блока под гиссарские офиолиты. Предположение о таком направлении движений исходя из других соображений было высказано Г.С. Поршияковым (1973). Этот вариант, однако, находится в противоречии с закономерностями латерального изменения состава вулканитов карбона.

смотренных структурных единиц, у структурной единицы Чаткал хорошо известно основание. Оно сложено каледонскими геосинклинальными толщами нижнепалеозойского возраста. В Чаткальском хребте геосинклинальный разрез каледонид включает также силурийские отложения. На этих породах залегают терригенные и отчасти вулканогенные молассовые отложения раннего и среднего девона. Поздний девон и ранний карбон представлены толщей карбонатных отложений, которую можно рассматривать как свидетельство миогеосинклинального развития района в указанное время. Вариации стратиграфических разрезов и литофации девонских и каменноугольных осадочных отложений на значительной части Срединного Тянь-Шаня были подробно рассмотрены в работе автора (Буртман, 1964). За прошедшие годы появились новые материалы по стратиграфии и литологии указанных отложений (Асаналиев, 1974; Ишназаров, 1965; Назарова, 1971; Сургутанова, 1965; 1973; Титова, 1971, 1972; Титова, Назарова, 1968, 1971; и др.). Эти материалы хорошо согласуются с результатами проведенного ранее анализа.

На большей части обнаженной территории Срединного Тянь-Шаня карбонатные отложения раннего карбона заканчивают варисский геосинклинальный разрез. Более молодые геосинклинальные отложения распространены в юго-западной части Чаткальского района – в хр. Кураминском, на оконечности Чаткальского хребта, в горах Каржантау. Они представлены вулканогенными отложениями андезитового, андезито-дацитового, андезито-липаритового и андезито-базальтового составов. Суммарная мощность этих отложений достигает 10 км. По возрасту они отвечают намюрскому ярусу, среднему карбону, пермскому периоду и раннему триасу (Арапов, Хайруллин, 1972; Бойков и др., 1972; Васильковский, 1952; Кушнарев, Каждан, 1958; Шихин и др., 1972). А.А. Моссаковский (1973), проанализировав имеющиеся геохимические материалы, пришел к выводу, что намюрские и башкирские вулканиты и ассоциирующиеся с ними плутонические породы по своему составу подобны вулкано-плутоническим формациям островных дуг. Более молодые вулканиты этого района относятся к типичным орогенным образованиям.

Представляет интерес вопрос о характере соотношений, имевших место в эпоху шарьирования между породами Срединного Тянь-Шаня и структурными единицами, на территории Южного Тянь-Шаня. К сожалению, для ответа расположенными на этот вопрос мало материалов. На значительных территориях – на большей части Ферганской впадины и в пустыне Кызылкум — породы единицы Чаткал залегают под чехлом мезо-кайнозойских отложений, о чем свидетельствуют результаты геофизических исследований и бурения (Ахмеджанов и др., 1967, 1971; Зильберштейн, 1966; Зуннунов и др., 1973; Киршин и др., 1969; Таль-Вирский и др., 1964). Фрагменты структурной единицы Чаткал выведены на поверхность на южном борту Ферганской впадины у подножия Алая. Однако здесь и на других участках единица Чаткал и структурные единицы Южного Тянь-Шаня разграничены более молодыми разломами или молодыми отложениями. Лишь в Северо-Ферганском районе в долине р. Джарикташ (бассейн р. Карасу) Г.С. Поршняков (1973) наблюдал такие первичные соотношения. На этом участке породы структурной единицы Чаткал по согласному наволоку шарьированы на породы единицы Шайдан. Имеются такие косвенные данные о надвигании единицы Чаткал на образования Южного Тянь-Шаня. Об этом свидетельствует формирование вулкано-плутонических формаций островодужного типа на южном краю структурной единицы Чаткал.

Деформации стадии Да-2 привели к образованию системы сопряженных вертикальных антиклинальных и синклинальных складок и сопровождающих их взбросов и сбросов (см. рис. 8). Характеристику этих структурных форм можно найти в геологических описаниях республик Средней Азии (Геология СССР, 1959, 1972) и отдельных участков этой территории (Арапов, 1965; Шихин и др., 1972; и др.). Систематическое описание структур Да-2, расположенных в северо-восточной части Чаткальского района и в западной части Нарынского района, имеется также в работе автора (Буртман, 1964).

ВАРИССКИЕ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТЯНЬ-ШАНЯ

В порайонном описании было показано сходство между комплексами пород, слагающими структурные единицы, которые развиты в разных районах. Некоторые из таких комплексов были непосредственно прослежены в соседние районы. Анализ структурного положения этих комплексов показывает, что сходные комплексы пород занимают оцинаковое положение в геологических разрезах различных районов и последовательность комплексов в этих разрезах подобна. Это повышает надежность корреляции структурных единиц. Сопоставление структурных единиц Тянь-Шаня со структурными единицами, выделенными в Кызылкуме (Буртман, 1973), позволяет проследить на всей территории Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума одни и те же структурно-формационные комплексы пород, отвечающие первичным тектоническим зонам (рис. 42, см. табл. 3).

Зная последовательность таких комплексов в геологическом разрезе и направление шарьирования, можно восстановить первичную последовательность тектонических зон. Такая реконструкция проведена ниже. Здесь я ссылаюсь на нее, чтобы объяснить разделение структурно-формационных комплексов на северные и южные. В самом общем виде первичная зональность варисской геосинклинальной системы Тянь-Шаня представляется в виде двух континентальных блоков (северного и южного), разделенных Туркестанской океанической структурой, породы которой слагают ныне структурные единицы Талдык, Керей и Чакташ. Структурные единицы, которые лежат в геологическом разрезе выше туркестанских офиолитов, сложены породами северного континентального блока. А сами туркестанские офиолиты шарьированы на южной континентальный блок. Соответственно формационные комплексы пород, принадлежавшие этим континентам, разделены на северные и южные (см. рис. 42, табл. 3). Гиссарская океаническая структура располагалась у южного края рассматриваемой геосинклинальной системы.

Кратко суммируем главные черты строения первичных структурно-формационных комплексов варисцид и их положение по отношению друг к другу.

Гиссарский эвгеосинклинальный комплекс (I, рис. 43) сложен отложениями океанического чехла и породами океанического фундамента. Последний представлен серпентинитами и мощным комплексом параллельных даек.

Варисские эвгеосинклинальные отложения состоят из спилит-диабазовой формации нижнего карбона (2500 м), андезито-базальтовой формации нижне-среднекаменноугольного возраста (500 м) и флишевой формации среднего-верхнего карбона (более 1000 м).

Южный миотеосинклинальный комплекс (II, см. рис. 43) сложен следующими формациями: терригенной формацией силура – от 0 до 3000 м по мощности; карбонатной формацией переменного стратиграфического объема в пределах среднего палеозоя – от 1000 до 3000 м; флишевой и олистостромовой формациями переменного стратиграфического объема в интервале от намюра до московского яруса – от 50 до 500 м. На территории Кызылкума обнажен докембрийский фундамент этого варисского миогеосинклинального комплекса. В большинстве районов породы рассматриваемого структурно-фациального комплекса занимают наиболее низкое (автохтонное) положение в геологическом разрезе. Известны они и в аллохтонном залегании, которое является результатом перемещения по вторичным наволокам и по надвигам Да-2 и Да-3.

Южный лептогеосинклинальный комплекс имеет неполный стратиграфический разрез и обычно небольшую мощность девонских и каменноугольных отложений. Среди разрезов южного лептогеосинклинального комплекса можно выделить три типа: карбонатный, карбонатно-терригенный и вулканогенно-терригенный.

Карбонатный тип южного лептогеосинклинального разреза (IIIa, см. рис. 43) отличается от разреза миогеосинклинального типа меньшей стратиграфической полнотой и меньшей мощностью карбонатной формации девона и нижнего карбона. В разрезах этого типа присутствует толща известняков позднесилурийского возраста, которая местами достигает значительной мощности.



Рис. 43. Стратиграфические разрезы структурно-формационных комплексов Варисского Тянь-Шаня

I-VI – структурно-формационные комплексы: I – гиссарский эвгеосинклинальный, II – южный миогеосинклинальный, III – южный лептогеосинклинальный (IIIа – карбонатный тип, III6 – карбонатно-терригенный тип, IIIв – вулканогенно-терригенный тип), IV – туркестанский эвгеосинклинатьный (IVа – породы океанического чехла, IV6 – по-

роды океанического фундамента), V – северный лептогеосинклинальный, VI – северный миогеосинклинальный

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – кремнистые породы; 4 – глинистые породы, алевролиты, песчаники; 5 – конгломераты; 6 – олистостромы; 7, 8 – вулканогенные породы (7 – кислого состава, 8 – основного и среднего состава); 9 – метаморфические сланцы; 10 – габброиды; 11 – гипербазиты; 12 – серпентинитовый меланж Разрез карбонатно-терригенного типа сложен следующими формациями, которые имеют линзовидное распространение и замещают друг друга на площади региона: террисенной формацией силура – от 1000 до 3000 м; карбонатной формацией лудлова – нижнего девона – от 0 до 500 м; граувакковой формацией девона – от 0 до 1000 м; кремнисто-сланцевой формацией девона – от 0 до 500 м; кремнисто-карбонатной и карбснатной формациями нижнего и среднего карбона – от 0 до 500 м; флишевой и олистостромовой формациями среднего карбона – от 0 до 1000 м. В конкретных разрезах обычно присутствуют две-три из перечисленных формации (III6, см. рис. 43). Часто кремнисто-карбонатная формация нижнего и среднего карбона налегает непосредственно на терригенную формацию силура. В Нуратинском районе Кызылкума распространены терригенные и карбонатно-терригенные отложения нижнепалеозойского возраста, которые слагают основание рассматриваемого варисского структурно-формационного комплекса. Вполне вероятно, что в состав этого основания входят и докембрийские породы, развитые в пределах того же района.

В разрезах вулканогенно-терригенного типа (IIIв, см. рис. 43) присутствуют основные эффузивы и туфы. Пачки вулканогенных пород чередуются со слоями терригенных или карбонатных пород. В целом в разрезе преобладают осадочные породы.

В Восточно-Алайском районе формационные комплексы перечисленных типов слагают разные структурные единицы: породы единицы Акбогус принадлежат карбонатно-терригенному типу, породы единицы Арчалтур — карбонатному типу, породы единиц Иркеш и Бельаули — вулканогенно-терригенному типу. В других районах разрезы разных типов лептогеосинклинального разреза наблюдаются в пределах одной или двух структурных единиц (см. табл. 3). При этом в некоторых случаях удавалось наблюдать признаки латерального перехода от одного типа к другому.

Породы южного лептогеосинклинального комплекса повсеместно шарьированы на породы южного миогеосинклинального комплекса.

Туркестанский эвгеосинклинальный комплекс состоит из тектонических пластин, образованных гипербазитами и габброидами океанического фундамента (IVб, см. рис. 43) и варисскими эвгеосинклинальными отложениями, слагавшими океанический чехол (Пейве, 1969; Поршняков, 1969; Буртман и др., 1974). Варисские эвгеосинклинальные отложения представлены кремнисто-терригенной и терригенно-вулканогенной формациями силура — более 1000 м; спилито-диабазовой формацией девона — от 500 до 3000 м; кремнисто-карбонатно-туфовой формацией нижнего карбона мощностью до 500 м; флишевой формацией нижне-среднего карбона мощностью от 0 до 500 м (IVa, см. рис. 43). Трансгрессивное налегание силурийско-девонских основных вулканитов на габброиды габбро-гипербазитового комплекса можно видеть в пределах Алайского района. Океанический фундамент эвгеосинклинали в процессе шарьирования вел себя автономно, и ныне комплекс ультрабазитов и габброидов слагает самостоятельные тектонические пластины, которые либо подстилают, а чаще перекрывают пластины, сложенные эвгеосинклинальными отложениями.

На большей части территории Варисского Тянь-Шаня Туркестанский эвгеосинклинальный комплекс шарьирован на породы южного лептогеосинклинального комплекса. В Алайском и Северо-Ферганском районах можно также видеть породы Туркестанского комплекса, которые тектонически налегают на породы южного ^{Ми}огеосинклинального комплекса.

Северный лептогеосинклинальный комплекс сложен маломощными формациями девона и нижнего карбона (V, см. рис. 43). В горном обрамлении Ферганы эти отложения налегают на метаморфические сланцы. Варисские лептогеосинклинальные отложения северного типа совместно с метаморфическими пороцами их фундамента большей частью находятся в аллохтонном залегании на породах Туркестанского эвгеосинклинального комплекса.

Во многих аллохтонных массивах (включая все массивы Кызылкума) сохранились лишь метаморфические породы, подобные породам фундамента, на котором формировались среднепалеозойские отложения лептогеосинклинального типа, а сами эти отложения отсутствуют. Такие образования отнесены к рассмат. риваемому структурно-формационному комплексу условно.

Северный многеосинклинальный комплекс формировался на каледонском континентальном основании. В северной своей части, прилегающей к Киргиз. ским каледонидам, на нижнепалеозойских геосинклинальных породах залегает позднекаледонская пестроцветная молассовая формация среднего-всрхнего девона (более 1000 м), а на ней – карбонатная формация (более 2000 м) верхнего девона и нижнего карбона. В направлении к югу (внутрь геосинклинальной системы) верхняя часть молассового комплекса замещается карбонатно-терригенными отложениями. Под ними в разрезе появляются кислые эффузивы нижнего-среднего девона и аспидная формация нижнего силура (VI, см. рис. 43).

В Северо-Ферганском районе северный миогеосинклинальный комплекс шарынрован на породы северного лептогеосинклинального комплекса. В Алайском районе на северном склоне Сулюктинских гор весьма вероятно надвигание миогеосинклинальных образований северного типа на туркестанские эвгеосинклинальные отложения.

* * *

Предложенная схема строения Варисского Тянь-Шаня и Кызылкума (см. рис. 42 и табл. 3) слишком закономерна, чтобы быть повсеместно точной. В частности, здесь уместно коснуться проблемы тектонической принадлежности и возраста метаморфических толщ, развитых в регионе. Метаморфические зеленые и глаукофановые сланцы были отнесены к фундаменту варисского лептогеосинклинального комплекса, так как в нескольких пунктах описано стратиграфическое налегание неметаморфизованных силурийско-девонских отложений лептогеосинклинального типа на метаморфические сланцы. Однако изученность таких контактов недостаточная. Соответственно неясен и возраст метаморфических сланцев. Радиометрические данные разноречивы. Стратиграфические аргументы в пользу силурийского или более древнего возраста метаморфических пород приведены выше. К ним можно добавить структурные наблюдения. В Кызылкуме в метаморфических сланцах Северо-Нуратинского хребта встречены изоклинальные складки, осевые поверхности которых лежат в плоскости слоистости (Буртман, 1973). Шарниры этих складок погружаются в сторону осей синформных складок Да-2. Такие соотношения указывают на то, что эти лежачие складки возникли до деформаций Да-2. Формирование указанных складок не может быть обусловлено и шарьированием Да-1, так как вергентность складок направлена под прямым углом к направлению движения варисских шарьяжей. Можно сделать вывод, что указанные складки принадлежат более древней эпохе деформаций. Такие складки в метаморфических сланцах, возникшие до шарьирования, наблюдались также в Алайском районе.

С.С. Шульц-младший (1972) высказал предположение о том, что метаморфические породы возникли за счет девонских или силурийско-девонских эвгеосинклинальных толщ. Факты, свидетельствующие в пользу такого происхождения некоторых метаморфических сланцев, приводит А.Б. Бакиров (1973). Эта концепция, вероятно, окажется верной по отношению к части метаморфических пород. К сожалению, не всегда удается надежно разделить породы раннего (досилурийского или силурийского) метаморфизма в фундаменте северного лептогеосинклинального комплекса и породы более молодого метаморфизма в южных структурноформационных комплексах.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ (СТАДИЯ Да-3)

Структурными формами, определяющими стиль деформации на стадии Да-3, являются горизонтальные флексуры, сдвиги и горизонтальные складки. С этими главными структурными формами сопряжены надвиги и вертикальные складки. Деформации стадии Да-3 распределены неравномерно на площади складчатой системы. Наиболее интенсивны они в Ферганском секторе, охватывающем восточную часть Алайского района, Восточно-Алайский, Северо-Ферганский и значительные части Чаткальского и Нарынского районов (см. рис. 8). Структурные формы, относимые ныне к стадии Да-3, были впервые описаны Д.И. Мушкетовым (1919) на территории этого сектора.

Структурами I категории, возникшими в стадию Да-3, являются Ферганская левая горизонтальная флексура и Таласо-Ферганский правый сдвиг. Сместитель сдвига и смыкающее крыло горизонтальной флексуры имеют северо-западное простирание, они расположены на небольшом расстоянии друг от друга. В результате деформации в пределах северного колена горизонатльной флексуры взаимодействуют с присдвиговыми деформациями. Это наиболее сложный участок для структурного анализа. Поэтому рассмотрим сначала деформации того и другого типа отдельно — в присдвиговой зоне и на территории южного колена горизонтальной флексуры, а затем обсудим вопросы интерпретации строения северного колена горизонтальной флексуры.

Зона Таласо-Ферганского сдвига

Сдвиговые смещения по Таласо-Ферганскому разлому (20, см. рис. 8) палеозойских образований были установлены В.Н. Огневым (Огнев, Кушнарь, 1934; Огнев, 1935, 1939). В дальнейшем в обсуждении проблемы сдвиговых смещений приняли участие многие исследователи (Бакиров, 1964а; Вонгаз, 1958а, 6; Галицкий, 1967; Гзовский, 1963; Гуламов, 1970; Довжиков, 1970; Додонова, 1962; Зубцов, Зубцова, 1963; Королев, 1962; Макарычев, 1970; Николаев, 1945; Огнев, 1959, 1964; Пейве и др., 1964; Попов, 1939; Сагындыков, 1964; Сагындыков и др., 1972; Суворов, 1968; Буртман, 1964; и др.). Установлено горизонтальное смещение по этому разлому следующих палеозойских образований:

1) литофациальных зон девонских и нижнекаменноугольных отложений и зон равных мощностей (Буртман, 1961, 1964);

2) литофациальных зон докембрийских отложений (Королев, 1962);

3) метаморфических изоград (Сагындыков, 1964; Сагындыков и др., 1972);

4) массивов плутонических пород верхнепалеозойского возраста (Додонова, 1962; Буртман, 1962, 1964);

5) тектонических зон (Вонгаз, 1958а, б; Огнев, 1959; и др.);

6) металлогенических зон (Буртман, 1964);

7) складчатых структур Да-2 (Буртман, 1964).

Горизонтальное смещение вдоль Таласо-Ферганского разлома образований позднего докембрия, раннего, среднего и позднего палеозоя (до нижней перми включительно) одинаково: сдвиг произошел после формирования этих образований. Сдвиг правый, его амплитуда в Срединном Тянь-Шане 180–200 км. Южнее амплитуда сдвига уменьшается. Палеозойские образования, развитые в бассейне р. Куровеса в Ферганском хребте, испытали относительное смещение вдоль плоскости разлома примерно на 100 км. Если признать Сулутерекский блок древних пород за сдвинутую часть Таримского массива, то амплитуда Таласо-Ферганского сдвига на этом участке менее 70 км.

В свете задач, стоящих перед настоящим исследованием, главный интерес представляют соотношения сдвига со структурами Да-2. Эти соотношения удобнее рассмотреть сначала на небольшом участке. Хорошим объектом для выяснения таких соотношений является Атойнокский участок (рис. 44), расположенный в северной части Северо-Ферганского района. Он сложен породами структурной единицы Чаткал. На севере этот участок ограничен линией Таласо-Ферганского сдвига (1, см. рис. 44), на юге — Чаткало-Атойнокского участка на узкие тектонические блоки, длина которых нередко в десятки раз превосходит ширину. Все протяженные разрывные нарушения отходят от Таласо-Ферганского разлома под небольшим углом, простираются на некотором расстоянии параллельно его линии





Цифры 1-17 - номера разломов; I-XVIII - номера тектонических блоков

на северо-запад, а затем изгибаются и приобретают юго-западное направление. Северо-Чаткальский разлом (2, см. рис. 44) и разрыв № 4 аналогичным образом меняют свое простирание западнее границы участка.

Небольшие вертикальные складки, развитые на Атойнокском участке, могут быть разделены на две группы. К первой относятся складки, простирающиеся согласно с основными структурными элементами района и изгибающиеся совместно с ними. Таковы моноклинали в блоках XII-XVI и складки в блоках XVII и XVIII. Вторую группу образуют вертикальные складки, пересекающие в диагональном направлении блоки V и VI. Они гофрируют эти блоки, располагаясь под углами от 15 до 25° к Таласо-Ферганскому разлому и к разрыву № 4. Эта система эшелонированных диагональных складок однозначно интерпретируется как система складок волочения, возникшая в связи со сдвиговыми смещениями по Таласо-Ферганскому разлому и разрывам № 4 и 11 (Буртман, 1964).

Исследование соотношений вертикальных складок Да-2 и разрывных нарушений с Таласо-Ферганским сдвигом, проведенное на территории Чаткальского и Нарынского районов, позволило выявить следующие закономерности (Буртман, 1964). Пересечем Чаткальский район от его южной границы до гор Каракус на севере и проследим изменение простирания варисских тектонических структур. В Чаткальском, Пскемском и Майдантальском хребтах указанные структуры имеют в целом северо-восточное простирание (СВ – 50–60°), в бассейне р. Аксу (хр. Угамский) – широтное, а в горах Каракус оно изменяется на восток – юго-восточное (ЮВ – 100°). Указанные простирания главных складчатых и разрывных структур выдерживаются вплоть до полосы, прилегающей к линии Таласо-Ферганского разлома.

Структурный план Нарынского района обладает аналогичными чертами. Простирание тектонических структур в южной и центральной частях территории – в горах Байбичетау и хр. Акшийряк – СВ – 60°. Севернее, в горах Кокиримтау и Кавактау, оно широтное. Таким образом, простирания главных складчатых и разрывных структур в Чаткальском и Нарынском районах Срединного Тянь-Шаня идентичны и закономерности изменения этих простираний в поперечном направлении аналогичны. Районы изменения простирания от северо-восточного к широтному в разных крыльях разлома (Тогуз-Торауская котловина и северная часть Угамского хребта) отстоят друг от друга примерно на 250 км вдоль линии разлома (см. рис. 8).

При приближении к разлому складчатые и разрывные структуры изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома, обрисовывая горизонтальные складки. В целом они очерчивают правую горизонтальную флексуру, которая сопровождает Таласо-Ферганский сдвиг и разорвана им. Вертикальные складки Да-2 по направлению к сдвигу сжимаются и иногда опрокидываются. их шарниры воздымаются. Разрывы, имеющие на удалении от Таласо-Ферганского слвига наклонную плоскость сместителя, в зоне сдвига становятся более крутыми. Полоса, в которой первоначальное простирание структур Да-2 изменено на субпараллельное Таласо-Ферганскому разлому (зона Таласо-Ферганского сдвига), на запад от его линии в Чаткальском секторе распространяется на 8-15 км. в противолежащем крыле сдвига — в Северном Тянь-Шане — развиты докембониские образования. В хребтах Тахталыкском, Кенколь и в северной части Ферганского хребта зона сдвига имеет ширину 15-20 км, распространяясь примерно на равное расстояние в обе стороны от линии разлома. Далее на юг, в восточном крыле разлома, она расширяется, включая в себя дугу, которую образуют структуры Да-2 в хр. Джаман-Даван.

Идентичность простирания складчатых и разрывных структур Да-2 в Чаткальском и Нарынском секторах и ее резкое нарушение вблизи разлома позволяют спелать вывод о том, что сдвиг и присдвиговые горизонтальные складки образовались после формирования указанных тектонических структур Да-2. Это позволяет видеть в структурных формах Да-2 Чаткальского и Нарынского районов непосредственные продолжения друг друга, разорванные и смещенные по сдвигу. Расстояние 250 км между структурами одинакового направления в Чаткальском и Нарынском районах — это величина полного смещения вдоль Таласо-Ферганского разлома. Оно включает в себя, помимо амплитуды сдвига, еще и перемещение материала в его крыльях в результате пластической деформации пород в связи с образованием горизонтальных складок. Величина перемещения материала в западном крыле сдвига в Чаткальском районе устанавливается из анализа изгибов как структурных форм, так и фациальных границ (Буртман, 1964). Она равна 45-50 км. Анализ структурного рисунка Нарынского крыла указывает на пластическое перемещение материала этого крыла в зоне сдвига на 20-25 км.

Указанная выше величина горизонтального смещения вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома включает амплитуду варисского смещения и более позднего перемещения, которое происходило в мезозое и кайнозое (Верзилин, 1968; Ранцман, Пшенин, 1963; Ранцман, 1968; Суворов, 1968; Буртман, 1962, 1963, 1964). Амплитуда сдвига вдоль зоны Таласо-Ферганского разлома нижнемеловых отложений может достигать 60 км (Верзилин, 1968; Суворов, 1968). Эта амплитуда определена по вероятному относительному смещению указанных отложений, развитых по обе стороны от Ферганского хребта – в Отузартской депрессии и у подножия хр. Акшийряка. Между тем полное горизонтальное смещение вдоль зоны сдвига палеозойских пород хр. Акшийряка достигает 250 км, пород, обрамляющих Отузарскую депрессию, – превышает 120 км. В юрское время движения по сдвигу были небольшими (Буртман, 1963, 1964). Таким образом, главное перемещение по Таласо-Ферганскому сдвигу произошло в конце варисской эпохи – в пермское или пермо-триасовое время.

Южное колено Ферганской горизонтальной флексуры

Ферганская горизонтальная флексура была описана Д.И. Мушкетовым (1919, 1934). В дальнейшем анализ складчатых деформаций Да-3 в разных частях этой горизонтальной флексуры проводили В.Н. Огнев (1939, 1959), Л.Б. Вонгаз (1958), В.Л. Клишевич и автор (Буртман, Клишевич, 1971; Буртман, 1964, 1974). Южное крыло Ферганской горизонтальной флексуры образовано широтными структурами Алайского района. Южное колено флексуры занимает часть Алайского района и Восточно-Алайский район. Это колено представляет собой большую восточную горизонтальную складку, которая была названа Тарской (Буртман, 1964).

Рассмотрим положение Киргизатинской синформной складки Да-2 в преде. лах Тарской горизонтальной складки Да-3. Отличительной особенностью Кирги. затинской синформной складки (7, см. рис. 8) является отсутствие почти на всей ее территории шарьяжа Абшир и залегание шарьяжа Талдык непосредственно на породах структурной единицы Исфайрам. В мульде складки лежат метамор. фические сланцы шарьяжа Шанкол (46, см. рис. 11) и позднепалеозойские модас. совые отложения. Крылья этой складки несимметричные: наклон северного крыла. замеренный по подошве позднепалеозойских отложений, пологий (10-30°); юж. ное крыло значительно более крутое (60-70°). Оба крыла Киргизатинской син. формной складки нарушены пермскими разломами. По южному из них породы структурных единиц Талдык и Исфайрам граничат с Абширским аллохтоном. В восточной части Алайского хребта этот разлом представляет собой взброс. местами переходящий в надвиг, по которому породы единицы Исфайрам взброшены или надвинуты в восточном направлении на аллохтонный комплекс Абшир. Аналогичные черты имеет разлом на северном крыле Киргизатинской синформной складки. Местами по этому разлому отмечено надвигание пород структурной едини. цы Исфайрам в северном направлении на единицу Абшир. Сместители пермских надвигов – секущие по отношению к слоистости соприкасающихся по ним толщ; это позволяет уверенно отличать указанные надвиги от наволоков стадии Да-1.

На участке от р. Чиле до гор Талдык Киргизатинская синформная складка имеет широтное простирание, восточнее она дугообразно изгибается: простирание складчатых структур в автохтоне, тектонических пластин и поздчепалеозойских разломов меняется от широтного к меридиональному, а на левобережье Гульчи оно приобретает северо-северо-западное направление, очерчивая Тарскую горизонтальную складку. Левое крыло горизонтальной складки находится в Алайском хребте, а часть правого крыла видна в горах Алдыяр. В этих горах отмечено налегание шарьяжа Талдык непосредственно на автохтон (25, 26, см. рис. 11). Широко распространены породы шарьяжа Шанкол и верхнепалеозойские отложения. Указанные черты сближают геологическое строение указанных гор со структурой Киргизатинской синформной складки Да-2. По-видимому, структуры гор Алдыяр являются продолжением этой синформной складки. Простирание позднепалеозойских складчатых форм в горах Алдыяр северо-западное. В западном Алдыяре оно ближе к широтному, а далее на запад, в горах Намаздек (23, см. рис. 11), начинается изгиб субширотных структур в северном направлении, навстречу субмеридиональному простиранию складок в горах Суганды.

Рассмотрим теперь строение изолированного массива палеозойских пород в Ошских горках. Здесь обнажены породы структурных единиц Исфайрам и Абшир. В горах Ортотау позднепалеозойские складки и разломы имеют северовосточное простирание. На юге они оборваны Ошским разломом (22, см рис. 11), простирающимся в северо-западном направлении. Южнее Ошского разлома, в Чильмайрамском тектоническом блоке, простирание складчатых структур запад — северо-западное. В западной части Чильмайрамского блока эти структурные формы дугообразно изгибаются в северном направлении (18, см. рис. 11). Чтобы увязать простирания позднепалеозойских структур в Цильмайрамском блоке со структурами в горах Ортотау, необходимо предположить смещение их друг относительно друга по правому сдвигу на расстояние не менее 15-20 км. Сопоставив структурные формы гор Ортотау и Чильмайрамского тектонического блока, легко увидеть, что изгиб структур в Ошских горках подобен изгибу структурных форм в районе гор Алдыяр и Намаздек. Цильмайрам. ский блок, по-видимому, также является фрагментом правого крыла Тарской горизонтальной складки.

На юге Чильмайрамский тектонический блок, структурные формы в котором имеют северо-западное простирание, граничит по Араванскому разлому (21, см. рис. 11) с северным крылом Араванской синформной складки Да-2, имеющей широтное простирание. Эта синформная складка (9, см. рис. 8) принадлежит левому крылу Тарской горизонтальной складки Да-3. По Араванской му разлому, таким образом, выпадает осевая часть этой горизонтальной складки.

Если горы Алдыяр и Намаздек являются продолжением Киргизатинской синформной складки, то в Ошских горках мы видим продолжение Каузанской антиформной складки (8, см. рис. 8), смещенное на запад по Араванскому левому сдвигу. Араванская синформная складка срезана Араванским сдвигом. Продолжение этой синформной складки на правом крыле Тарской горизонтальной складки должно в таком случае находиться северо-западнее Ошских горок, а пределами обнаженной территории. Следовательно, Чильмайрамский тектонический блок (11, см. рис. 8), ограниченный на севере Ошским правым сдвигом, а на юге Араванским левым сдвигом, во время формирования Тарской горизонтальной складки был отодвинут (выжат) в северо-западном направлении.

В более восточной части Тарской горизонтальной складки (в бассейне р. Тар-Ойтал) складчатые формы Да-2 образуют двойной изгиб, очерчивая структуры дисгармоничного смятия в ядерной части Тарской складки. Рассмотрим подробнее Акбогусскую горизонтальную складку второй категории, которая расположена в пределах указанного дисгармоничного смятия. Эта горизонтальная складка (10, см. рис. 8) занимает территорию размером 23х23 км, расположенную между реками: Тар на севере, Акбогус (6, рис. 31) — на юге, Буйга — на западе и Ойтал (3, см. рис. 31) — на востоке. В указанном междуречье находится горный массив Тонзоу. Большие относительные превышения (2-2,5 км) при хорошей обнаженности позволяют проследить слои пород, слагающих горизонтальную складку, на значительную глубину.

Акбогусская горизонтальная складка (рис. 45, 46) возникла в результате изгиба в горизонтальном направлении системы узких длинных тектонических блоков. Эти блоки разграничены вертикальными разломами. Разрез отложений, об-



Рис. 45. Стереограмма Акбогусской горизонтальной складки. Рельеф земной поверхности не показан

 1 – средний карбон;
2 – верхнемосковский подъярус;
3 – нижнемосковский подъярус;
4 – башкирский и намюрский ярусы;
5 – девонские известняки и туфо-песчаники;
6 – силу-Рийские и девонские терригенные отложения;
7 – разломы



Рис. 46. Структурная схема Акбогусской горизонтальной складки

1. — разломы вертикальные и крутые; 2 — пологие надвиги; 3 — оси горизонтальных складок; 4-6 — оси вертикальных изоклинальных складок (4 — синклинали прямые, 5 — антиклинали прямые, 6 — синклинали и антиклинали опрокинутые, зубцы показывают направление падения осевой поверхности складки); 7 — простирание слоев; 8-11 — залегание слоев (8 — вертикальное, 9 — круче 60°, 10 — положе 60°, 11 — опрокинутое крутое); 12 — направление горизонтальных смещений по разломам

Цифры I-XIII - номера тектонических блоков

разующих горизонтальную складку, начинается мощной толщей силурийских и девонских пород: аргиллитов и глинистых сланцев с монограптусами, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, содержащих прослои известняков, иногда с криноидеями. На указанную толщу налегает пачка кремней, которые чередуются с известняками, содержащими гониатиты намюра. Эта пачка является хорошим маркирующим горизонтом. Ее мощность меняется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Выше залегает толща ритмично чередующихся аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями известняков, в которых обнаружены фораминиферы, указывающие на раннемосковский возраст отложений. Этот разрез типичен для структурной единицы Акбогус. Трансгрессивно на раннемосковских породах залегают молассовые отложения. В основании их разреза находятся известняковые конгломераты, а выше - полимиктовые песчаники, гравелиты и пудинги с прослоями аргиллитов. В долине Акбогуса (6, см. рис. 31) верхняя часть толщи сложена чередующимися несортированными конгломератами и песчаниками. В цементе известня-86

кового конгломерата из основания разреза содержатся фораминиферы верхнемосковского подъяруса (Буртман, 1968б). Породы другой структурной единицы слагают IX и XIV (см. рис. 46) тектонические блоки. Здесь развиты туфопесчаники и известняки с амфипорами среднего-верхнего девона. Таким образом, в соседних тектонических блоках залегают: в одном (IX) — туфогенные песчаники и известняки, а в другом (VIII) блоке одновозрастные отложения отсутствуют либо представлены сланцевой толщей. В пределах рассматриваемой горизонтальной складки (в блоке XII) распространены также известняки московского яруса среднего карбона.

В структурном отношении Акбогусская горизонтальная складка разделяется на две зоны — внутреннюю и внешнюю. Внутреннюю зону образуют семь дугоизогнутых тектонических блоков (I-VII, см. рис. 46). Породы образно в этих блоках смяты в вертикальные прямые изоклинальные складки. Наряду с крупными вертикальными складками, показанными на рис. 45 и 46, в обнажениях видны многочисленные мелкие изоклинальные складки. Осевые поверхности вертикальных складок дугообразно изгибаются параллельно разломам, ограничивающим тектонические блоки. Дугообразный изгиб осевых поверхностей вертикальных складок и вертикально стоящих слоев наблюдается и в ядре Акбогусской горизонтальной складки – в блоках I и II. Следовательно, рассматриваемая структура не может быть интерпретирована как результат огибания складчатыми формами какого-либо жесткого массива. Указанное обстоятельство, а также тот факт, что совместно изогнуты как вертикальные складки, так и срезающие их разломы, свидетельствуют о вторичности горизонтального изгиба, т.е. о том, что рассматриваемая структурная форма является горизонтальной складкой.

Внешняя зона Акбогусской горизонатльной складки отделена от внутренней зоны Темирджанским разломом, проходящим по границе тектонических блоков VII и VIII. Интересно строение VIII тектонического блока. Здесь также развита система дугообразно изогнутых вертикальных изоклинальных складок. На крыльях Акбогусской горизонтальной складки вертикальные складки прямые. В осевом секторе горизонтальной складки эти вертикальные складки опрокинуты на юг под углом 60-70°. Изгиб вертикальных складок в блоке VIII более крутой, чем изгиб тектонических блоков и вертикальных складок, расположенных южнее, во внутренней зоне. В результате наблюдается утыкание осей вертикальных складок в Темирджанский разлом. Само срезание складок разломом можно объяснить надвиганием по нему. Однако это не снимает вопроса о причине несоответствия между изгибом внешней и внутренней структурных зон. Более крутой изгиб осевых поверхностей вертикальных складок в тектоническом блоке VIII по сравнению с изгибом блока VII объясняется горизонтальным смещением (проскальзыванием) по Темирджанскому разлому. На восточном и западном крыльях Акбогусской горизонтальной складки направление смещения противоположно. В результате произошло нагнетание материала в ту часть блока VIII, которая расположена в осевом секторе Акбогусской складки. При этом и возникла указанная дисгармония структуры.

Остальные тектонические блоки внешней зоны Акбогусской горизонтальной складки повторяют изгиб блока VIII. Соотношение тектонических блоков VIII, XI и XII с Темирджанским разломом свидетельствует о том, что нагнетание материала происходило главным образом с запада. На это указывают, в частности, и небольшие горизонтальные складки, расположенные в западных частях тектонических блоков VIII и XI. Следы продольного горизонтального сжатия отражены также в структуре блока XII, сложенного известняками среднего карбона: здесь видны горизонтальная флексура и несколько горизонтальных складок.

В целом при образовании Акбогусской горизонтальной складки ее внутренняя и внешняя зоны смещались друг относительно друга по Темирджанскому разлому. Подобные перемещения, вероятно, имели место и по другим разломам, разделяющим изогнутые тектонические блоки. При этом на западном крыле Акбогусской горизонтальной складки смещение по разломам происходило по системе правого сдвига, а на восточном крыле – сдвиги левые.



Рис. 47. Схема, поясняющая процесс формирования структуры Акбогусской горизонтальной складки

Объяснения см. в тексте

Проследим, каким путем сформирована современная структура Акбогусской горизонтальной складки. Так как горизонтальную складку очерчивают и осевые поверхности вертикальных складок и срезающие эти складки разломы, очевидно, изгиб в горизонтальной плоскости был наиболее поздней стадией формирования рассматриваемой структуры (Да-3). Снимаем результат деформации в эту стадию, г.е. развернем горизонтальную складку. Слои пород после разворачивания Акбогусской горизонтальной складки останутся вертикальными, а складки – изоклинальными. Что это так, видно на продолжении западного крыла горизонтальной складки. Там, за пределами рассматриваемой структуры, сохраняется вертикальное залегание слоев и видны изоклинальные складки. Таким образом, развернув Акбогусскую горизонтальную складку, мы получили систему узких длинных тектонических блоков, ограниченных вертикальными разломами. Одни блоки содержат вертикальные изоклинальные складки, другие представляют собой моноклинали с вертикально залегающими слоями. Принципиальная схема соотношений тектонических блоков изображена на рис. 47, *а*.

Попробуем восстановить, каким путем образовалась такая структура. Формирование изоклинальных складок в среднем блоке еще можно представить себе как результат поперечного сжатия блока. Но ни сжатием, ни внутриблоковыми преобразованиями и перемещениями нельзя получить из горизонтально лежавших 88 слоев моноклиналь, ограниченную разломами, которые параллельны этим слоям. Следует еще иметь в виду, что все блоки находятся на одном стратиграфическом уровне: это не обрывки структур, поднятые из неведомых глубин. Все сказанное позволяет высказать предположение, что разломы приведены в вертикальное положение вместе со слоями, т.е. что это складчатые наволоки. Вернув их в горизонтальное положение (см. рис. 47, 6), мы снимаем еще одну стадию (Да-2) развития структуры и получаем пакет тектонических покровов. При этом оказывается, что для образования изоклинальных складок в среднем блоке совсем не надо представлять себе, что этот блок был когда-то во много раз толще. Мы видим теперь в этом блоке лежачие изоклинальные складки, обычные для шарьяжей.

В пользу того, что Акбогусская горизонтальная складка представляет собой систему смятых тектонических покровов, свидетельствует и соотношение отложений в соседних тектонических блоках: в одних блоках залегают девонские известняки или туфогенные песчаники, а в соседних блоках одновозрастные отложения в разрезе отсутствуют или представлены сланцевой толщей. К этому следует добавить, что на продолжении западного крыла Акбогусской горизонтальной складки, по правым притокам р. Гульчи, в ядрах антиформных складок можно непосредственно видеть налегание силурийско-девонских терригенных отложений на известняки нижнекаменноугольного возраста (см. рис. 32, 34).

Изменения простирания складок на территории Восточно-Алайского района давно привлекают внимание исследователей, и вопрос о продолжении этих структур за пределы Восточного Алая неоднократно обсуждался. Петлевидный изгиб складчатых форм в междуречье Гульчи и Коксу (на месте Терекдаванской синформы) показан на тектонической карте Восточной Ферганы Д.И. Мушкетова (1935), Г.С. Поршняков (1973) и А.В. Яговкин (1974а) высказали предположение о том, что эта петля вторична и Терекдаванская складка (5, см. рис. 8) представляет собой сложенную вдвое (в результате горизонтального смятия) моноклиналь. Я также надеялся на подобное решение проблемы. Можно было думать, что Акбогусская горизонтальная складка и петлевидная структура в междуречье Гульчи и Коксу являются частями одной горизонтальной складки. Однако предпринятое исследование структуры этого района показало, что шарнир Терекдаванской складки залегает полого, погружаясь на юго-запад. Вместо ожидаемой горизонтальной складки была обнаружена синформа, сложенная пластинами шарьяжей (Буртман, 1968б). Стало также ясно, что осевая линия этой синформы отклоняется к северо-востоку и проходит значительно восточнее Акбогусской горизонтальной складки. Складки и разломы Да-2, изогнутые в Акбогусскую горизонтальную складку, продолжаются на юг в район гор Каратума, где они вновь изогнуты в горизонтальную складку, после чего приобретают северо-западное простирание. Известняковые массивы Каратума и Басага-Акташ, вероятно, маркируют эту южную горизонтальную складку.

В.М. Синицын (1945, 1957) и Н.М. Синицын (1960) предположили, что северовосточные структуры бассейнов Коксу и Алайку в направлении на север приобретают широтное простирание, огибая с севера Сулутерекский массив докембрийских пород. Н.М. Синицын предполагал продолжение этих структур в Кокшаале, а В.М. Синицын считает, что палеозойские складчатые структуры Восточного Алая и южной части Ферганского хребта продолжаются в Кунылуне. Полевые наблюдения не согласуются с предположением об огибании складками Сулутерекского массива. В долине р. Терек (5, см. рис. 31) складки Да-2 имеют югоюго-восточное простирание, которое в долине Кашкасу становится меридиональным (см. рис. 35). Южнее, в изолированном выходе силурийских или девонских отложений в долине Узун-Айрека, отмечено меридиональное простирание слоев. А далее на юг, по левым притокам Алайку (8, см. рис. 31), мы видим структуры гого же простирания, которое южнее становится юго-западным. Таким образом, складки Да-2 левобережья Алайку не поворачивают на восток в обход Сулутерекского массива. Они продолжаются на север, а затем в бассейне Терека меняют свое простирание на северо-западное, очерчивая южное колено Ферганской горизонтальной флексуры.

Л.Б. Вонгаз (1958а-в), Ю.Я. Кузнецов (1960) и Г.Л. Бельговский вслед за Н.М. Синицыным (1949) проводят по долине р. Тар границу между Алайскими и Ферганскими структурами в виде широтного глубинного разлома. "Ни ферганские, ни алайские палеозойские структуры и фации не переходят за этот разлом, они резко им ограничиваются", - пишет Л.Б. Вогназ (1958 в, стр. 36). Полевые наблюдения показали, что это не так. Севернее этого разлома (в междуречье Тасрыкай – Каракульджа и оз. Кулун – р. Каракульджа) и к югу от него (в междуречье Кулун – Ойтал – Тасрыкай) распространены идентичные отложения среднего палеозоя, которые принадлежат структурной единице Акбогус. Тарский разлом в долине Карабеля отклоняется к юго-востоку и простирается параллельно складчатым структурам Да-2. Подобное изменение простирания испытывают и складчатые формы. Складки Да-2, развитые в районе оз. Кулун (4, рис. 31), имеют северо-западное простирание. В верховьях р. Тасрыкая и в междуречье Тасрыкай – Каракульджа оно становится широтным. Западнее, на меридиане горы Ченбогуртау, начинается поворот этих структур на север. Итак, северо-восточные структуры Да-2 Восточно-Алтайского хребта, изги-

баясь в виде Тарской горизонтальной складки, переходят в широтные структу-



Рис. 48. План складчатых структур Да-2 Восточной Ферганы и диаграммы эффективной естественной остаточной намагниченности пород верхнего палеозоя (I) и девона (II) (Буртман, Гурарий, 1973)

1 – простирания складок Да-2; 2 – Таласо-Ферганский разлом; 3 – внешняя зона Памира;
4, 5 – направление горизонтальной проекции вектора эффективной естественной остаточной намагниченности в породах: 4 – верхнего карбона и нижней перми, 5 – девона. Обозначения на диаграммах: 6 – верхний карбон Алайского хребта; 7 – нижняя пермь Ферганского хребта;
8, 9 – направления перемагничивания (8 – Алай, 9 – Ферганский хребет); 10 – девон Алайского хребта; 11 – девон Восточно-Алайского хребта; 12, 13 – направления перемагничивания (12 – Алайский хребет, 13 – Восточно-Алайский хребет); 6a, 7a, 8, 9, 10a, 11, 12a, 13 – проекции на нижнюю полусферу; 66, 76, 106, 126 – проекции на верхнюю полусферу 1-4 – пункты отбора проб (см. табл. 4)

Таблица 4

Возраст пород	Номер пункта на рис. 48	Количество образцов		Направление (градусы)		Угол (в градусах)	
		исследо- вано	обладают оста- точной есте- ственной на- магниченно- стью	варис- ских струк- тур	горизонталь- ной проекции векторов эф- фективной остаточной естественной намагничен- ности	между простира- ниями ва- рисских струк- тур	между гори- зонтальными проекциями векторов эф- фективной остаточной естественной намагничен- ности
C ₃ -P ₁	1 2	32 19	15 9	80 10	0 290	. 70	70
D	3 4	23 21	10 4	95 30	85 0	65	85

Результаты палеомагнитного исследования южного колена Ферганской горизонтальной флексуры (Буртман, Гурарий, 1973)

ры южной части Ферганского хребта (междуречья Тар – Каракульджа), а затем вновь в пределах этого хребта изгибаются к северу (см. рис. 8). Акбогусская и предполагаемая Каратуминская горизонтальные складки II категории возникли в результате дисгармоничного смятия в ядре Тарской горизонтальной складки I категории. Тарский разлом служил на стадии Да-3 поверхностью дисгармоничного срыва, ограничивавшего формирующуюся Акбогусскую горизонтальную складку. Горизонтальное дисгармоничное смятие пород можно видеть и севернее линии Тарского разлома в долине р. Тара (между реками Караой и Кендысу).

При исследовании южного колена Ферганской горизонтальной флексуры был применен палеомагнитный метод (Буртман, Гурарий, 1973). Изученные образцы были отобраны из южного и смыкающего крыльев горизонтальной флексуры. Эффективная естественная остаточная намагниченность была обнаружена в следующих породах девонского, верхнекаменноугольного и нижнепермского возраста (рис. 48):

пункт 1 — аргиллиты, алевролиты и песчаники верхнего карбона, отобранные на северном склоне Алайского хребта в долине р. Киргизата в районе пос. Будайлык;

пункт 2 — песчаники нижнепермского возраста (швагериновый горизонт, балыкская свита), отобранные на западном склоне Ферганского хребта в правом борту долины р. Яссы против устья р. Солямалик;

пункт 3 – а) песчаники нижнего-среднего девона (джидалинская свита), отобранные на северном склоне Алайского хребта в долине р. Абшир севернее пос. Айтанга и около устья ручья Айликсу; б) основные эффузивы и туфопесчаники ящской свиты нижнедевонского возраста, отобранные в долине р. Киргизата между поселками Калдай и Будайлык и севернее пос. Будайлык;

пункт 4 — песчаники верхнедевонского возраста, отобранные на западном склоне Восточно-Алайского хребта в бассейне р. Терексу — правого притока р. Гульчи. Образцы взяты в долине р. Туюксу вблизи устья ручья Кольтор и в истоках р. Сарыкучун.

Результаты изучения остаточной естественной намагниченности указанных пород представлены в табл. 4 и на рис. 48. Эти исследования показали, что направление эффективной естественной остаточной намагниченности в девонских и верхнепалеозойских отложениях на территории Восточной Ферганы изменяется параллельно изменению простирания складчатых структур Да-2. Результаты исследования являются доводом в пользу представлений о вторичном происхождении дугообразных в плане варисских структур рассматриваемого региона в результате деформации на стадии Да-3.

Северное колено Ферганской горизонтальной флексуры

Большую часть Северо-Ферганского района занимает тектонический блок, который отделен от более южных частей горизонтальной флексуры Караункюрским разломом (13, см. рис. 8). Этот разлом в Ферганском хребте маркирован полосой метаморфических сланцев. Далее на юго-запад линия разлома предположительно проведена под мезо-кайнозойскими отложениями, развитыми в Отузартской впадине и в долине правых притоков р. Караункюра. На востоке границей Северо-Ферганского блока служит Таласо-Ферганский разлом, на севере – Атойнокский разлом, а на западе – Западно-Карасуйский надвиг (19, см. рис. 8).

Крупная антиформная структура Да-2 занимает восточную часть Северо-Ферганского блока. Вероятно, эта антиформа была разделена на несколько складок второй категории, которые ныне представлены Баубашатинской антиформной (15, см. рис. 8), Керейской синформной (16, см. рис. 8) и Кызкурганской антиформной складками (18, см. рис. 8). С указанной антиформной структурой I категории сопряжена Майлисуйская синформная складка (14, см. рис. 8), осевая часть которой сложена выходами метаморфических пород структурной единицы Шайдан. Ось этой синформы простирается вдоль западного края блока в северо-западном направлении. Затем эта ось изгибается в виде горизонтальной складки Да-3, очерчивая северное колено Ферганской горизонтальной флексуры, и срезается Таласо-Ферганским сдвигом.

Северо-Ферганский блок, вероятно, обособился на раннем этапе движения по Таласо-Ферганскому разлому. В дальнейшем он отодвигался и надвигался в северозападном направлении, деформируясь автономно. Эта интерпретация основана на следующих соображениях. В Алайском районе прослежены две полосы выходов основных вулканитов и метаморфических сланцев (структурные единицы Талдык и Шанкол), которые залегают в мульдах синформных складок Да-2. Южная полоса представлена Охнинской цепью синформных складок. Восточное звено этой цепи – Киргизатинская синформа (7, см. рис. 8). Северная полоса – Араванская цепь синформных складок (9, см. рис. 8). Эти вертикальные складки изогнуты в виде Тарской горизонтальной складки Да-3. Ось Киргизатинской синформы через возвышенности Алдыяр и Намаздек прослеживается в Ферганский хребет. В бассейне р. Сарыташа происходит изгиб этой складки Да-2 в противоположном направлении: она очерчивает северное колено Ферганской горизонтальной флексуры и срезается Таласо-Ферганским сдвигом. Продолжение Араванской цепи синформных складок, вероятно, находится в Северо-Ферганском блоке. Оно представлено Майлисуйской синформой (14, см. рис. 8). Ось этой синформы также дугообразно изгибается, очерчивая северное колено горизонтальной флексуры. В Алайском районе оси Киргизатинской и Араванской складок простираются на расстоянии 35 км одна от другой. В Северо-Ферганском районе расстояние между продолжениями этих складок возрастает более чем в 2 раза. Амплитуда Таласо-Ферганского сдвига в пределах Северо-Ферганского района изменяется примерно на 50 км: увеличение амплитуды сдвига происходит в северо-западном направлении. Эти данные, хорошо согласующиеся между собой, свидетельствуют о том, что на стадии Да-3 Северо-Ферганский блок испытывал удлинение в северном или северо-западном направлении.

В Северо-Ферганском блоке развита еще одна система вертикальных складок, которая наложена на ранее существовавший план дугообразных структур Да-3 (см. рис. 8). Эти вертикальные складки Д-4? обладают широтным и близким к широтному простиранием. Там, где Майлисуйская синформа Да-2 имеет северо-западное направление, складки Д-4? (Келематинская – 17, см. рис. 8; Манубалдинская и др.) пересекают эту синформу почти вкрест ее простирания. Севернее, где простирание Майлисуйской синформы Да-2 становится широтным, направления складок Да-2 и Д-4? совпадают. Такие соотношения между структурами Да-2, Да-3 и Д-4? в Северо-Ферганском блоке позволяют представить историю формирования складчатой структуры этого блока в следующем виде. Синформные и антиформные складки стадии Да-2 были здесь вначале изогнуты в большую горизонтальную складку Да-3, входящую в систему Ферганской горизонтальной флексуры. В дальнейшем происходило формирование субширотных вертикальных складок Д-4?, сопряженных с Таласо-Ферганским сдвигом. В таких условиях продолжалось сжатие лиць тех частей вертикальных складок Да-2, которые на стадии Да-3 сохранили или приобрели указанное выше простирание. Иначе ориентированные части складок Да-2 отмерли и были пересечены новообразованными вертикальными складками стадии Д-4?

Широтная система вертикальных складок Д-4? в Северо-Ферганском блоке по своим соотношениям с Таласо-Ферганским сдвигом подобна системе складок, описанной в блоках V и VI на Атойнокском участке. Лишь масштаб деформации в Северо-Ферганском блоке значительно более крупный. Для складок Атойнокского участка мы пришли к выводу о генетической связи их формирования со сдвиговыми перемещениями. Я думаю, что подобный вывод правомочен и для широтной системы вертикальных складок в Северо-Ферганском блоке.

Из изложенного вытекает важное следствие: Ферганская левая горизонтальная флексура была сформирована ранее главных сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому. Обособление Северо-Ферганского блока, его деформация и надвигание в северо-западном направлении имели место во время сдвиговых перемещений на стадии Д-4?

Возможны два варианта формирования структуры Ферганского сектора.

Первый вариант предусматривает две стадии деформации, которые отличаются одна от другой режимом деформации. Смыкающее крыло Ферганской левой горизонтальной флексуры и сместитель Таласо-Ферганского правого сдвига имеют северо-западное простирание. Если принять, что флексура возникла с таким простиранием смыкающего крыла, то развитие сдвига и флексуры происходило в разных режимах деформации. Формирование горизонтальной флексуры при yX-режиме: имело бы место удлинение Ферганского сектора в меридиональном направлении. А для образования сложных смятий в коленах горизонтальной флексуры режим деформации должен был быть иным -xY: происходило бы сокращение Ферганского сектора в меридиональном направлении. Движения по Таласо-Ферганскому сдвигу также свидетельствуют о xY-режиме деформации.

В соответствии с рассматриваемым вариантом первоначально, на стадии, Да-3, Ферганская горизонтальная флексура должна была иметь простую форму. Ее теперешний сложный рисунок с дополнительными смятиями и сдвигами был бы сформирован на стадии Д-4? во время и в связи со сдвиговыми перемещениями по Таласо-Ферганскому разлому. О такой связи свидетельствует зависимость между изменением амплитуды сдвига и деформациями в пределах этой горизонтальной флексуры. Такая зависимость была частично показана выше, а также обсуждена ранее (Буртман, 1964). В рассмотренном варианте особенности структуры Ферганского сектора обусловлены изменением режима деформации от стадии Да-3 к стадии Д-4?

В торой вариант — формирование структуры Ферганского сектора в одном режиме деформаций. В этом случае необходимо предположить, что смыкающее крыло горизонтальной флексуры первоначально было ориентировано иначе, его простирание было северо-восточным (I, рис. 49). В таком случае формирование горизонтальной флексуры и сдвиговые перемещения по Таласо-Ферганскому разлому происходили в одном режиме деформации (xY). Указанные выше структурные соотношения свидетельствуют в пользу того, что вначале сдвиговых смещений не было или они играли малую роль. Затем одновременно с движениями по сдвигу произошло сжатие горизонтальной флексуры (т.е. сближение ее колен), следствием которого являются дисгармоничные смятия в коленях флексуры и новое направление ее смыкающего крыла (II, см. рис. 49). Эти деформации развивались в том же режиме и стиле, поэтому будет правиль-



Рис. 49. Схема формирования структуры Восточной Ферганы на стадии Да-3 I-II – результаты деформации: I – во время эпизода Да-3а, II – во время эпизода Да-3б I – ось Охнинской цепи синформных складок; 2 – ось Араванско-Майлисуйской цепи синформных складок; 3 – Таласо-Ферганский разлом; 4 – Караункюрский разлом; 5 – Ошский и Араванский разломы; 6 – Западно-Карасуйский надвиг

нее говорить о цвух лилоцах цеформации (Да-За и Да-Зб) в пределах одной стадии¹.

Второй вариант формирования структуры Ферганского сектора более вероятен, чем первый. Можно привести следующие доводы в пользу этого варианта. 1. В других частях Тянь-Шаня не известны структуры первой категории, которые свидетельствовали бы о деформациях в режиме уХ. 2. Северо-восточное простирание структур Чаткальского района хорошо согласуется с предположением о северо-восточном простирании смыкающего крыла Ферганской горизонтальной флексуры после деформаций Да-За. В этом случае в Чаткальском районе мы видим часть этой флексуры, слабо затронутую более поздними пликативными дислокациями Да-Зб. 3. Эволюция системы по второму пути более логична и проста в динамическом отношении.

Деформации стадии Да-3 развиты на всей территории Варисского Тянь-Шаня. Наиболее крупномасштабны они в Ферганском секторе, а также на территории Кызылкума (Буртман, 1973). Широко распространены и хорошо изучены сдвиги Да-3 в районе Карамазара (Арапов, 1965; Вольфсон, 1947; Невский, 1959; Недзвецкий, Лихачев, 1959; Парфенов, Кондратов, 1965; Садыков, 1964; Шихин, 1960; Шихин и др., 1972; и др.). Описаны они и в Гиссарском районе (Портнягин и др., 1973).

Важной особенностью плана деформаций Да-З Варисского Тянь-Шаня является его идентичность на всей территории складчатой области. Почти повсеместно горизонтальные флексуры северо-западного направления являются правыми, а такие структуры северо-западного направления — левыми. Это свидетельствует о том, что режим деформации и главные черты стиля заключительных деформаций не зависели от состава и строения деформируемых образований.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Историю геосинклинальной системы удобно разделить на три главные эпохи: геосинклинального прогибания, шарьирования и горообразования. Для эвгеосинклинальной зоны эти эпохи соответствуют океанической, переходной и континентальной стадиям развития эвгеосинклинали (Пейве и др., 1971, 1972). Особенности

¹ Северо-восточное простирание структур Да-2 на рис. 49, I могло бы быть первичным, т.е. эпизода Да-За могло не быть. Однако приведенные выше палеомагнитные материалы свидетельствуют о том, что первоначальное простирание пород Алайского и Ферганского хребтов было одинаковым. Следовательно, северо-восточное простирание структур на рис. 49, I вторично.

шарьированной складчатой системы затрудняют рассмотрение ее тектонической истории в прямом порядке, так как без учета шарьирования нельзя понять строение и развитие региона в предшествующую эпоху. Поэтому вначале будут рассмотрены процессы, имевшие место в эпоху шарьирования, и лишь затем — главные тектонические события в исторической последовательности.

ШАРЬИРОВАНИЕ

Направление шарыирования. Под направлением шарыирования понимается направление движения аллохтонной пластины относительно подстилающих пород (другой пластины или автохтона). При этом не рассматривается вопрос о том, какой из указанных элементов шарьяжа был активным, а какой – пассивным. О направлении движения шарьяжей можно судить по вергентности складок Да-1, возникших в результате процессов волочения и течения в зоне наволоков и в теле аллохтонных комплексов в процессе движения тектонических пластин. Эти складкииндикаторы дисгармоничны, они затухают в пределах одной тектонической пластины. Другим индикатором, указывающим на направление течения масс, служат каплевидные или пулевидные будины в тектонитах, возникших во время движения шарьяжа.

Для решения вопроса о направлении шарьирования было предпринято исследование складок Да-1, развитых в Тегермачском аллохтонном массиве на территории Алайского района (Буртман, Шмидт, 1970). Эти материалы изложены в описании Алайского района. Результаты проведенного исследования хорошо согласуются с выводами других геологов, изучавших вергентность складок в Алайском районе (Биличева, 1973; Болгарь, Резвой, 1971; Бочкарев, 1966). Данные о южном направлении шарьирования получены также на территории Кызылкума (Буртман, 1973). Следует заметить, что исследования вергентности складок Да-1, указывающей на направление движения шарьяжей, проводились на участках, тяготеющих к северной части пояса тяньшаньских варисцид. В отнощении южной части пояса такой вывод является экстраполяцией, которую желательно заменить обоснованными заключениями. Здесь уместно напомнить, что при проведении такой работы необходимо быть уверенным, что исследуется вергентность именно складок Да-1. Для этого необходимо либо видеть соотношения складчатых форм с наволоком, либо убедиться, что исследуемые складки возникли раньше структур Да-2, генетически не связаны с формированием таких структур.

Сведения о направлении относительного перемещения аллохтонных пластин могут быть получены и в результате фациального анализа. Обратимся к Алайскому району. В северо-западной части района эвгеосинклинальный разрез девонских отложений (единица Талдык) сложен главным образом лавами. Юговосточнее в этом разрезе наряду с лавами широко развиты туфы и кремнистые сланцы (рис. 50). В указанном случае происходит увеличение эвгеосинклинальных черт разреза в северо-западном направлении. Это вполне согласуется с южным направлением шарьирования, если учесть последующую деформацию участка при образовании Ферганской горизонтальной флексуры на стадии Да-3. В Северо-Ферганском районе первоначальное южное направление шарьирования после деформаций Да-3 должно выглядеть как движение на восток или север, в зависимости от того, в какой части горизонтальной флексуры находится анализируемый участок. Такое "северо-восточное" направление шарьирования было установлено здесь Ю.С. Биске по вергентности складок в кровле автохтона в окне Оялма.

На территории Центрального Кызылкума в направлении на север в разрезе среднепалеозойских миогеосинклинальных отложений автохтонной единицы Мурун появляются многочисленные перерывы, которые приближают этот разрез к лептогеосинклинальному разрезу, характерному для вышележащей единицы Букан. Такие соотношения позволяют считать, что область лептогеосинкли-



Рис. 50. Схема распространения литофаций девонских отложений структурной единицы Талдык, Алайский район (Буртман, Клишевич, 1971)

1 – вулканогенные отложения основного и среднего состава; 2 – туфогенно-кремнистые отложения; 3 – площади современного распространения пород структурной единицы Талдык

нального осадконакопления пород находилась непосредственно севернее миогеосинклинального бассейна. В варисских лептогеосинклинальных образованиях единицы Букан в том же направлении происходит усиление эвгеосинклинальных черт разреза. Это можно рассматривать как указание на то, что севернее лептогеосинклинальной зоны первоначально располагалась эвгеосинклинальная зона (Буртман, 1973). Таким образом, имеющиеся материалы структурного и фациального анализов свидетельствуют о южном направлении варисского шарьирования в Тянь-Шане и Кызылкуме на стадии Да-1.

Время шарьирования. Флишевые толщи эпохи шарьирования венчают стратиграфические разрезы южного миогеосинклинального, южного лептогеосинклинального, Туркестанского и Гиссарского эвгеосинклинальных комплексов. Олистостромовые отложения обнаружены в кровле южного миогеосинклинального и южного лептогеосинклинального комплексов на территории Алайского, Восточно-Алайского, Гиссарского районов и в Кызылкуме (Буртман, 1973). Олистостромовые толщи, в которых известны глыбы пород из вышележащих пластин, имеют московский возраст. Наиболее молодые отложения, на которых залегают шарьяжи Да-1, – позднемосковского возраста. В то же время позднемосковские герригенные молассовые отложения трансгрессивно лежат на разных структурных единицах, включая автохтон. Такие соотношения позволяют считать, что эпоха шарьирования окончилась в позднемосковское время. Лишь для отдельных участков имеющиеся материалы не позволяют исключить возможность шарьирования в позднем карбоне. Начало эпохи шарьирования определить труднее. Следующие факты освещают эту проблему.

1. Возраст флишевых толщ, венчающих стратиграфические разрезы структурных единиц и, вероятно, синхронных шарьированию, не опускается ниже среднего карбона.

2. Андезито-базальтовые отложения островодужного типа, развитые в югозападной части Чаткальского района (на окраине северного континента), имеют намюр-башкирский возраст. Формирование таких вулканитов, по-видимому, связано с надвиганием северного континента на Туркестанскую океаническую структуру. Свидетелями аналогичного процесса в Гиссарской океанической структуре являются визейско-московские островодужные (андезитовые) вулканиты Гиссара

Последовательность движения шарьяжей. Исследование отложений, непосредственно подстилающих аллохтонные пластины, показало, что более молодые породы залегают под нижними, а более древние — под верхними шарьяжами. Например, в Алайском районе в кровле Туркестанского эвгеосинклинального комплекса залегают отложения нижнего карбона или башкирского яруса, а шарьирован 96 этот эвгеосинклинальный комплекс на породы московского яруса. В рассматриваемом отношении представляют интерес данные о возрасте отложений эпохи шарьирования в разных структурных единицах. Нижняя возрастная граница указанных отложений в нижних структурных единицах имеет более молодой возраст, чем в верхних структурных единицах. Возрастное скольжение указанной границы можно заметить и в пределах одного структурно-формационного комплекса. В южном лептогеосинклинальном комплексе отложение терригенного флиша в северной части Алайского района началось в начале московского яруса, а на более южных участках – в середине московского яруса. Такие данные позволили Г.С. Поршнякову (1968а, 1973) сделать вывод о том, что формирование верхних тектонических пластин произошло раньше, чем нижних пластин. Доводы в пользу такой последовательности формирования шарьяжей были получены также на кызылкумском материале (Буртман, 1973).

Этот вывод, по-видимому, верен в отношении начала движения шарьяжей. В дальнейшем первичная последовательность формирования шарьяжей могла быть нарушена. Об этом свидетельствуют соотношения между пластинами, наблюдаемые на некоторых участках. Обратимся, например, к соотношению Туркестанского эвгеосинклинального комплекса с подстилающими тектоническими единицами, которое можно видеть на северном склоне Алайского хребта. На территории предгорий этот эвгеосинклинальный комплекс шарьирован на южный лептогеосинклинальный комплекс. Южнее Туркестанский эвгеосинклинальный комплекс налегает на более низкую структурную единицу, сложенную породами южного миогеосинклинального комплекса. А еще далее на юг Туркестанский эвгеосинклинальный комплекс вновь залегает на южном лептогеосинклинальном комплексе. Такие соотношения свидетельствуют о том, что под тектонической пластиной пород эвгеосинклинального комплекса находится окно в подстилающей пластине, сложенной породами южного лептогеосинклинального комплекса. Подобные погребенные окна известны и на других участках в Алайском и Баубашатинском районах и на территории Кызылкума. Такие окна могли возникнуть либо вследствие разрыва той или иной пластины в процессе дифференцированного движения пластин уже готового пакета, либо вследствие перекрытия верхней пластиной тектонического окна в ранее сформированной пластине.

ПЕРВИЧНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВАРИССКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Зная направление шарьирования и последовательность аллохтонных структурноформационных комплексов в геологическом разрезе, можно реконструировать тектоническую зональность, существовавшую до эпохи шарьирования. Сопоставление последовательностей структурно-формационных комплексов в геологических разрезах разных участков региона и изучение структурных соотношений наволоков со слоистостью подстилающих отложений и со слоистостью в аллохтоне позволяют определить нормальные (полные и неполные) и аномальные ряды аллохтонных комплексов в геологическом разрезе региона. В нормальных рядах аллохтонные комплексы разделены первичными наволоками, а в аномальных – первичными и вторичными наволоками. Полный нормальный ряд аллохтонных комплексов в геологическом разрезе варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума получился следующим, снизу вверх.

1. Южный миогеосинклинальный комплекс.

2. Южный лептогеосинклинальный комплекс. Строение этого комплекса различно на разных участках. Наиболее широко распространены лептогеосинклинальные образования карбонатно-терригенного типа. Там, где комплекс сложен несколькими тектоническими пластинами, указанные отложения слагают нижнюю пластину, а образования карбонатного и вулканогенно-терригенного типов залегают выше по геологическому разрезу.


- 3. Туркестанский эвгеосинклинальный комплекс.
- 4. Северный лептогеосинклинальный комплекс.
- 5. Северный миогеосинклинальный комплекс.

Этот ряд, развернутый в северном направлении, представлен в виде палинспастического профиля, на котором показана последовательность и ширина структурно-формационных зон, существовавших до образования шарьяжей (рис. 51). На профиле видны три континентальных блока и разделяющие их океанические структуры.

Северный (Киргизский) континент (1–3, см. рис. 51) имеет каледонский и докембрийский фундаменты. На южной периферии континента, начиная со среднего девона, существовало мелкое море. В живетско-франское время на прибрежной равнине и в море происходило накопление терригенных и карбонатнотерригенных отложений. Обломочный материал поступал с континента. В конце девонского периода поступление терригенного материала прекратилось, и в раннем карбоне на территории рассматриваемой зоны (2, см. рис. 51) происходило карбонатное осадконакопление. Эта зона сохранилась целиком или почти целиком. Ее ширина в Чаткальском районе достигает 350 км.

Южнее расположена зона (3, см. рис. 51), в которой в позднем силуре, девоне и раннем карбоне на метаморфическом основании формировались породы северного лептогеосинклинального комплекса. Эти отложения изучены слабо. Имеющиеся материалы позволяют предполагать, что они формировались в более глубокой части моря на краю континента. Рассматриваемая зона, вероятно, имела небольшую ширину.

Туркестанская океаническая структура (4, см. рис. 51)¹ разделяла северный и южный континентальные блоки. В девонских эвгеосинклинальных отложениях Туркестанского комплекса имеются определенные признаки их фациального перехода к отложениям, формировавшимся на южном континенте. Следовательно, наблюдению доступны отложения, формировавшиеся в южной части Туркестанской зоны. Ширина этой видимой части зоны превышает 100 км.

Время образования Туркестанской океанической структуры не выяснено, грабеновые формации не обнаружены. Несомненно, что в силурийское время эта структура уже существовала. Кембрийские основные вулканиты, установленные в Центральном Кызылкуме и, возможно, присутствующие в Алае (Тесленко, Журавлева, 1974), могли бы быть свидетелями существования указанной океанической структуры с начала палеозоя. Однако структурное положение кембрийских вулканитов изучено недостаточно, их принадлежность к Туркестанской зоне не обоснована.

¹ Говоря об океанической структуре, автор повсеместно имеет в виду зону с океаническим типом земной коры, а не водный бассейн в морфоструктурном смысле. Такой бассейн, включающий зоны континентального склона и шельфа, занимал значительно более общирную территорию.



Р и с. 51. Схема первичной тектонической зональности варисской геосинклинальной системы Тянь-Шаня

1-5 – отложения: 1 – карбонатные, 2 – терригенные, 3 – кремнистые, 4 – вулканогенные кислого сотава; 5 – вулканогенные основного и среднего состава; 6 – породы океанического фундамента

Цифры 1-9 на схеме пояснены в тексте

Южный (Алайский) континент имеет докембрийский фундамент. В периферической части этого континента (5-6, см. рис. 51) происходило формирование пород южного лептогеосинклинального комплекса. Девонские и каменноугольные отложения, принадлежащие карбонатно-терригенному и вулканогенно-терригенному типам разрезов этого комплекса, вероятно, формировались в глубоководной обстановке. Об этом свидетельствуют литологические и палеонтологические данные (Поярков, 1969, 1973; Пучков, 1974; Христов, 1970). Кремнистые породы, широко развитые среди этих отложений, скорее всего, накапливались ниже критической глубины карбонатонакопления, которая в девоне, по расчетам Б.В. Пояркова (1969), находилась на глубине 1000 м или немного выше. Отдельные участки (5, см. рис. 51) краевой части континента занимали относительно более высокое положение. Об этом свидетельствуют отложения, которые слагают ныне карбонатный тип лептогеосинклинального разреза. Рассмотренная зона (5, 6, см. рис. 51) имела в ширину более 150 км.

Значительную территорию Алайского континента в течение большей части девонского периода, раннего и среднего карбона занимало мелкое море — область формирования южного миогеосинклинального комплекса. Ширина этой зоны (7, см. рис. 51) превышает 100 км. В юго-восточной части региона этот морской бассейн был ограничен относительно приподнятым Таримским массивом.

В юго-западной части региона расположена Гиссарская океаническая структура (8, см. рис. 51). Несомненно, что она существовала в раннем карбоне. Вполне возможно, что она и возникла в это время (Портнягин, 1974) как рифт, который разделил единый континентальный блок на Алайскую и Таджикскую части. Гиссарский рифт либо слепо заканчивался в теле южного континента, либо сочленялся с Северо-Памирской океанической структурой.

ФОРМИРОВАНИЕ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Эпоха шарыпрования. Шарыпрование началось, вероятно, в раннем карбоне и развивалось в течение всего среднего карбона, достигнув максимума в московское время. Шарыпрование испытали нескладчатые толщи. Складки, возникшие в процессе шарыпрования, формировались в каждой пластине автономно в результате процессов течения, коробления и волочения. Структурные формы, возникшие в рассматриваемую эпоху, имели южную вергентность. Шарыпрование сопровождалось формированием флишевых и олистостромовых отложений.

Формирование шарьяжей отмечает революционный рубеж в геосинклинальной истории, связанный с процессом закрытия океанической структуры (рис. 52). В намюр-башкирское время началось надвигание Киргизского континента на Туркестанскую океаническую структуру. Об этом свидетельствуют: а) вулканиты ^{ост}роводужного типа, развитые вдоль южной периферии Киргизского континента



в Чаткальском районе; б) шарьяжи пород северного лептогеосинклинального комплекса, лежащие на туркестанских офиолитах.

Процесс закрытия океанической структуры сопровождался шарьированием пород океанической коры на Алайский континент. Эти офиолитовые шарьяжи налегают на глубоководные отложения: движение шарьяжей происходило на континентальном склоне. В дальнейшем породы алайского континентального склона были вовлечены в процесс шарьирования: возникли парааллохтонные шарьяжи, сложенные породами этого континентального блока. В московское время, когда абдуктивный процесс приблизился к шельфовой зоне, произошло опускание Алайского континента: мелководное карбонатонакопление сменилось формированием флиша. Это опускание охватило часть континента, расположенную севернее и западнее Таримского района. Подошва парааллохтонных шарьяжей во время их движения находилась в глубоководной зоне.

В результате пакет шарьяжей, сложенный породами Алайского континентального склона, Туркестанской океанической коры и края Киргизского конетинента, оказался лежащим на породах бывшей шельфовой зоны Алайского континента. Общее поперечное сокращение варисской геосинклинальной системы в эпоху шарьирования может быть примерно определено в разных районах от 150 до 300 км. При определении этого сокращения не учтена субдукция океанической коры под Киргизский континент, величина которой может быть оценена из следующих соображений. Судя по возрасту андезитовых вулканитов на краю Киргизского континента, зона субдукции функционировала в намюр-башкирское время примерно в течение 10 млн. лет. Прекращение указанного вулканизма хорошо коррелируется с моментом закрытия Туркестанской океанической структуры, отмеченным началом шарьирования пород континентальной коры друг на друга. Если принять, что скорость субдукции более 1 см в год, то структура с океанической корой имела ширину более 100 км.

Амплитуды шарьяжей на большей части региона находятся в пределах 100 км. В Восточной Фергане амплитуда шарьирования южного лептогеосинклинального комплекса может быть более 100 км. Этот последний вывод верен, если верно предположение о том, что корни всех тяньшаньских шарьяжей находятся в Южно-Ферганской корневой зоне. Выше были приведены данные, указывающие на вероятность такого решения. Нельзя, однако, полностью исключить возможность альтернативного решения, согласно которому шарьяжи Восточного Алая, южного склона Алайского хребта и Зеравшанского хребта имеют иную корневую зону. Г.С. Поршняков (1973) считает возможным шарьирование с юга из Южно-Гиссарской корневой зоны, а А.В. Яговкин (1974 а) предполагает, что корневая зона восточноалайских шарьяжей находится в пределах Восточного Алая. Решение этой проблемы затрудняется недостаточной структурно-геологической изученностью южных районов тяньшаньских варисцид.

Закрытие Гиссарской океанической структуры, вероятно, явилось следствием надвигания на нее Алайского континента. Судя по возрасту островодужных вулканитов, развитых в Гиссарском районе на краю указанного континента, закрытие Гиссарского рифта происходило одновременно с закрытием Туркестанской океанической структуры. При описании Гиссарского района приведены соображения, позволяющие предполагать, что этот процесс завершился надвиганием края Алайского континента на Таджикский континентальный блок. Вполне вероятно, что Киргизский и Алайский континенты были ограничены с юга зонами Беньоффа (Южно-Ферганской и Южно-Гиссарской), с активностью которых связан андезитовый вулканизм на краях этих континентов. Следы этой активности известны в западной части региона и отсутствуют в восточной его части.

Эпоха горообразования. Уже во время шарыирования в тыльных частях надвигавшихся тектонических комплексов началось осадконакопление, связанное с образованием расчлененного рельефа. В дальнейшем это осадконакопление продолжалось на фоне формирования складчатых структур стадии Да-2. Горообразовательные движения проявились на общирной территории, в которую, кроме варисцид, входят Киргизские каледониды и Таджикский платформенный



массив. Этот платформенный массив, вероятно, также является эпикаледонским (Безуглов и др., 1972; Покровский, Карасева, 1974).

В киргизских каледонидах красноцветные грубообломочные молассы начали формироваться в раннем намюре. В южной части Чаткальского района в среднем карбоне, перми и раннем триасе происходило накопление мощной толщи континентальных вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Такие же вулканиты отлагались в верхнем палеозое на Таджикском платформенном массиве и на территории Гиссарского хребта. В большей части Варисского Тянь-Шаня в это время происходило формирование мелководных и континентальных отложений молассового типа (рис. 53). В стратиграфическом разрезе отложений рассматриваемой эпохи могут быть выделены три серии пород, залегающие одна на другой или непосредственно на более древних отложениях (Буртман и др., 1970). Нижняя сложена обломочными породами верхней части московского яруса и нижней части верхнего карбона. Сердняя серия имеет карбонатный и терригенный состав отложений. Она охватывает часть верхнего карбона и нижней перми. Верхняя серия сложена грубообломочными, преимущественно красноцветными, отложениями пермского возраста. Величина углового несогласия в основании серий во многом зависит от длительности предшествующего стратиграфического перерыва. Нижняя серия залегает на подстилающих отложениях часто без углового несогласия.

На стадии Да-2 тектонические пластины шарьяжей были смяты совместно с автохтоном и молассовыми отложениями в систему преимущественно вертикальных складок, которые сопровождаются продольными взбросами и надвигами. Вергентность складок Да-2 различна на разных участках. В Алайском районе отчетливо выражена дивергентная система: на северном склоне Алайского хребта вергентность северная, на южном склоне – южная. Обычно вергентность выражена наклоном осевых поверхностей складок и разломов Да-2. На отдельных участках развиты опрокинутые и лежачие складок и разломов Да-2. На отдельных участках развиты опрокинутые и лежачие складки Да-2, осложненные надвигами. Крупные складки Да-2, опрокинутые на север, можно видеть на северном склоне Алайского хребта к югу от гор Хайдаркана, а опрокинутые на юг – на южном склоне этого хребта в районе пос. Дараут-Кургана.

Переход от стадии Да-1 к стадии Да-2 сопровождался сменой стиля деформации, режим деформации остался прежним (xZ). В эпоху горообразования на стадии Да-2 продолжается тот же процесс поперечного сокращения площади геосинклинальной системы, лишь выраженный иными средствами. Поэтому процессы шарьирования и вертикального складкообразования, сменяющие друг друга во времени, могли сосуществовать в пространстве, протекая одновременно в разных частях геосинклинальной системы.

Во внутренних областях Киргизского континента, где варисское шарьирование отсутствовало, орогенные процессы начались в нижнем намюре и продолжались в башкирское время — одновременно с шарьированием в Туркестанской океанической структуре. На Алайском континенте горообразование началось позднее, после закрытия Туркестанской океанической структуры и формирования парааллохтонных шарьяжей. Здесь смена эпох произошла в позднемосковское время.

На всей территории, охваченной позднепалеозойским горообразованием, формировались плутоны гранитоидов (см. рис. 53). Эти плутоны секут все тектонические комплексы, включая породы океанической коры, которые к этому времени уже аллохтонно залегали на континентальных образованиях. Гранитные плутоны секут шарьяжи, возникшие на стадии Да-1, и складчатые структуры ста-

.

Рис. 53. Схема распространения пород, сформированных в эпоху варисского горообразования l – кайнозойские и мезозойские отложения; 2, 3 – отложения эпохи варисского горообразования вания (2 – терригенные, 3 – вулканогенные); 4 – плутонические породы; 5 – варисские доорогенные образования; 6 – каледониды; 7 – древние массивы

дии Да-2. В Киргизском континенте формирование варисских гранитоидов нача. лось ранее, чем в Алайском континенте.

В конце перми или триасе все ранее возникшие образования (включая вертикальные складки орогенной эпохи, орогенные отложения и гранитоиды) были смяты в большие горизонтальные складки, горизонтальные флексуры и разбиты сдвигами. Кроме главных структурных форм, определивших стиль деформации, на стадии Да-3 формировались также надвиги и вертикальные складки. Движение по крупным надвигам Да-3 происходило в северном направлении (в отличие от шарьяжей Да-1, двигавшихся на юг). Таковы надвиги на границе Кокшаальского и Нарынского районов, на границе Нарынского района с киргизскими каледонидами, движение в северном направлении Северо-Ферганского блока и др.

На этой последней стадии деформации возникли структурные формы, секущие по отношению к простиранию складчатой системы. При переходе от стадии Да-2 к стадии Да-3 произошла смена стиля и режима деформации. На стадии Да-3 перераспределение материала происходило преимущественно в горизонтальной плоскости при незначительном изменении площади складчатой системы (*xY*-режим). Нейтральная ось деформации была ориентирована вертикально. При такой ориентировке главных осей деформации могут не сопровождаться орогенезом и продолжаются на фоне платформенного развития территории. Начало стадии горизонтальных складок и сдвигов можно рассматривать в качестве индикатора того, что регион вступил на платформенный путь развития.

Развитие тектонической зональности

В эпоху шарьирования первичная тектоническая зональность геосинклинальной системы была разрушена. Возникшие шарьяжи сложены породами какой-либо одной первичной зоны. В результате геосинклинальные комплексы, формировавшиеся в соседних зонах, оказались лежащими один на другом. В эпоху горообразования вертикальные складки стадии Да-2 формировались в том же режиме деформации xZ, что и шарьяжи предыдушей стадии. Эти складки также ориентированы вдоль простирания складчатой системы. Тем самым они согласованы с новым положением первичных структурно-формационных комплексов, которое эти комплексы заняли в результате шарьирования. В результате процессов шарьирования и вертикального складкообразования после орогенного осадконакопления была сформирована вторичная зональность варисской складчатой системы Тянь-Шаня. Вторичная зональность, как и первичная, является продольной по отношению к простиранию складчатой системы. Эта новая зональность обусловлена различным набором аллохтонных структурно-формационных комплексов в геологических разрезах и составом орогенных отложений.

Сдвиги и горизонтальные складки стадии Да-3, формировавшиеся в конце эпохи горообразования, не считались ни с первичной, ни с вторичной зональностью складчатой системы, они являются секущими по отношенкю к ее простиранию. Этими деформациями была охвачена общирная часть Азии. Молодая в то время складчатая система варисцид была нарушена в значительно большей мере, чем прилежащие каледониды и Таримский платформенный массив.

Тектонические схемы, составленные с учетом анализа последовательности деформаций, могут быть использованы для металлогенических построений. Реконструкция первичной тектонической зональности может служить для выяснения закономерностей ранней рудной минерализации, имеющей источником океаническую кору, и установления ареалов распространения осадочных руд, формировавшихся в эпоху геосинклинального прогибания. Исследование шарьяжной структуры складчатой области позволяет выяснить новое положение первичных структурно-формационных комплексов и тем самым определить участки, на которых возможно нахождение таких полезных ископаемых. Вторичная тектоническая зональность определяет локализацию рудных компонентов, обусловленных гранитоидным магматизмом, и осадочных полезных ископаемых эпохи горообразования. В результате заключительных деформаций металлогенические зоны оказались нарушенными, разорванными, и их части удаленными друг от друга (Буртман, 1964). Учет этого явления позволяет намечать перспективные площади на продолжении зоны с известной минерализацией, смещенном относительно этой зоны во время заключительных деформаций.

Проведенные в варисцидах Тянь-Шаня региональные металлогенические исследования (Волочкович и др., 1973; Проблемы металлогении Тянь-Шаня, 1970; и др.) опираются на тектонические схемы, которые не учитывают существование шарьяжей и тем самым отражают лишь некоторые черты вторичной зональности складчатой системы. Раздельное рассмотрение первичной и вторичной зональности поможет лучше понять генетические связи металлогенического и тектонического процессов.

ЭВОЛЮЦИЯ СТИЛЯ ДЕФОРМАЦИИ В ВАРИСЦИДАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Эволюция стиля деформации протекала единообразно на всей территории варисской геосинклинальной системы, и последовательность стадий деформации одинакова для всего региона. На большей его части эта последовательность полная (Алайский ряд), на меньшей – неполная (Киргизский ряд).

Алайский ряд характерен для всей территории варисцид, исключая район развития структурных единиц Чаткал и Нарын (рис. 54).

На І этапе деформации, в раннем-среднем карбоне, происходило формирование шарьяжей (стадия Да-1). Для внутренних деформаций в тектонических пластинах характерны лежачие складки. Эти складки небольшого размера. Даже наиболее крупные из них, описанные в Алайском и Восточно-Алайском районах, имеют видимую амплитуду лишь в несколько километров – значительно меньше амплитуды движения шарьяжей. Поэтому шарьяжи Тянь-Шаня относятся к категории шарьяжей-пластин (шарьяжи II рода, по П. Термье). Однако низкая степень структурной изученности тектонических пластин не позволяет исключить существования в регионе шарьяжей I рода в виде больших лежачих складок. Поиски таких складок возможны: а) путем изучения положения кровли и подошвы пластов по литологическим критериям; б) детальными биостратиграфическими исследованиями.



Рис. 54. Ряды варисских деформаций Тянь-Шаня

 2 – структурные комплексы, деформацию которых характеризуют следующие ряды дефор-Маций: 1 – Алайский, 2 – Киргизский; 3 – каледониды; 4 – древние массивы; 5 – область альпийских деформаций Памира На II этапе деформации, в позднем карбоне и перми, происходило формирование вертикальных складок и разломов, ориентированных продольно к простиранию складчатой системы (стадия Да-2). Эти деформации равномерно распределены в пределах ареала их развития. На некоторых участках удается выделить несколько эпизодов деформации в пределах рассматриваемой стадии.

На III этапе деформации, в поздней перми или триасе, формировались горизонтальные складки, горизонтальные флексуры, сдвиги и сопряженные с ними надвиги. Эти структурные формы ориентированы косо по отношению к простиранию складчатой системы. Последовательность режимов деформации в Алайском ряду: xZ - xZ - xY.

Примечательно, что в ходе эволюции деформаций складкообразовательные процессы распространялись сверху вниз внутрь континентальной коры. На каждом следующем этапе эти процессы охватывают толщу большей мощности, чем на предыдущем этапе. Одновременно с каждым новым этапом возрастали размеры складчатых форм первой категории. Складки І этапа деформаций формировались автономно в каждой из тектонических пластин и не распространялись в автохтон за пределы постели нижней пластины. Вертикальные складки II этапа деформации сложены породами и автохтона и аллохтонных пластин. Значительное распространение концентрических складок указывает на относительно небольшую глубину проникновения этих структур, их вероятную дисгармоничную природу и на наличие базального срыва. На III этапе складчатые деформации достигли наибольшей глубины. Об этом свидетельствуют: а) участие в горизонтальных складках очень разных структурных комплексов, включая платформенные, и огромные амплитуды таких складок; б) большая глубина заложения сдвигов, сопряженных с горизонтальными складками, о чем можно судить по результатам исследования современных сейсмогенных сдвиговых структур.

Киргизский ряд характеризует деформации в пределах бывшего Киргизского континента (включая и территорию каледонид), исключая окраинную зону этого континента, породы которой участвуют в строении шарьяжей. Киргизский ряд неполный. В нем отсутствует этап шарьирования. Деформации в Киргизском и Алайском рядах начались примерно в одно время. Но в Киргизском ряду эти деформации начались с этапа вертикальных складок, образование которых происходило здесь одновременно с шарьированием в более южных зонах варисцид. После прекращения шарьирования на Алайский континент, начиная с позднего карбона, этот континент и миогеосинклинальная окраина Киргизского континента испытывали совместные деформации. Последовательность режимов деформации в Киргизском ряду: xZ - xY.



Рис. 42. Схема соотношений варисских структурно-формационных комплексов Тянь-Шаня и Кызылкума. Отложения эпохи горообразования и плутонические породы на схему не нанесены

 1-10 -- структурно-формационные комплексы: 1 - Гиссарский эвгеосинклиналыный, 2, 3 - Туркестанский внеосинклинальный (2 породы океанического чехла, 3 - породы океанического фундамента),
 4 - северный лептогеосинклинальный, 5-8 -- южный лептогеосинклинальный (5 - вулканогенно-терригенный тип, 6 -- карбонатно-терригенный тип, 7 - карбонатный тип, 8 пе расчлененный на типы),
 9 - южный многеосинклинальный, 10 - северный многеоспиклинальный; 11 -- Киргизские каледопиды: 12 - Таджикский эшкаледонский платформенный массив; 13 - древние платформенные массивы;
 14 -- области распространения карбоновых вулкашитов андечитового состава; 15 -- первичные паволоки Да-1; 16 -- надвиги Да-2 и вторичные наволоки; 17 - взбросы Да-2; 18 - сдвиги Да-3; 19 -- падвиги Да-3; 20 - алынийские структуры Памира Рис. 57. Тектоническая карта центральной части скандинавских каледонид (Asklund, 1961) 1 – шарьяжи Севе и Йотун; 2 – шарьяжи Серв и Квитвола; 3 – шарьяж милонитизированных гранитов; 4 – аллохтонный кембро-силур Швеции и спарагмиты Вальдресс (показаны точками) в Норвегии; 5 – шарьяжи кварцитов (варяжская серия и ее аналоги); 6 – докембрийские породы в тектонических окнах; 7 – шарьяжи Емтланд (кембро-силур); 8 – автохтонный кембро-силур; 9 – кварциты варяжской серии (зокембрий) и ее аналогов в автохтонный кембро-силур; 9 – кварциты варяжской серии (зокембрий) и ее аналогов в автохтонном залетании; 10 – спарагмитовая серия; 11 – граниты, залетающие под спарагмитами; 12 – докембрий платформы; 13–15 – наволоки в подошве следующих шарьяжей: 13 – кварцитов и спарагмитов, 14 – милопитизированных гранитов, 15 – Севе и Серв; 16 – прочие разломы

Положение карты см. на рис. 55





V V 9

11

10

1

3

С





Каледониды Северной Европы давно привлекают к себе внимание исследователей и интенсивно изучаются. Они занимают значительную часть Британских островов и протягиваются на 1700 км вдоль Скандинавского полуострова. Это складчатое сооружение сложено главным образом сильно метаморфизованными породами, структурные исследования которых весьма трудоемки. Поэтому многие вопросы тектоники этого региона еще ждут решения. Вместе с тем Северная Европа изучена в структурном отношении значительно лучше любого другого складчатого сооружения каледонского возраста. Это обстоятельство заставило автора рассмотреть каледонские деформации на примере Северной Европы, несмотря на то, что у него нет собственных наблюдений в пределах этого региона.

В скандинавской части каледонид хорошо выражены шарьяжи. Они были обнаружены в Южной Норвегии в конце прошлого века (Törnebohm, 1896) и к настоящему времени прослежены на всем протяжении складчатой системы. Изучение складчатой структуры толщ проведено здесь на отдельных участках. В британских каледонидах надвиговые структуры были впервые выявлены на территории Северных нагорий Шотландии (Nicol, 1861; Callowey, 1883; Lapworth, 1883; Peach, Horne, 1884). Большие лежачие складки описаны в Шотландии также еще в прошлом веке (Clough, 1897). В то же время было начато изучение повторных складчатых деформаций, наложенных одна на другую (Clough, 1897; Peach et al., 1907; Ванеу, 1910; и др.). В начале века в Шотландии были описаны сдвиги (Anderson, 1905). В результате интенсивного последующего исследования Шотландия представляет собой в настоящее время один из наиболее подробно изученных в структурном отношении районов Земли. В приводимом ниже очерке структуры каледонид Северной Европы, в соответствии с имеющимися данными, большее внимание будет уделено в Скандинавии шарьяжам, а в Британии складчатым структурам.

СКАНДИНАВИЯ

КАЛЕДОНСКИЕ ШАРЬЯЖИ

Каледонские шарьяжи Скандинавии надвинуты на край Восточно-Европейской платформы (рис. 55, 56). Автохтон сложен древними породами Балтийского щита и отложениями нижнего палеозоя, которые образуют платформенный чехол. В районе Хардаргервидда эти отложения под подошвой шарьяжей имеют следующее строение (Strand, 1960a). На кристаллических породах фундамента с базальными конгломератами в основании залегают глинистые сланцы с фауной нижнего кембрия (50 м). Выше следуют кварциты и известняки (50 м), сопоставляемые с нижнеордовикскими фаунистически охарактеризованными отложениями, развитыми в



Рис. 55. Карта Скандинавии

1 – п-ов Варангер; 2 – Лаксе-фьорд; 3 – о-в Магерё; 4 – о-в Сёрё: 5 - о-ва Вестеролен; 6 – Лофотенские острова; 7 – Уфут-фьорд; 8 – Тюз-фьорд; 9 – г. Буде; 10 – г. Сулихьсльма; 11 – г. Гронг; 12 – о-в Хитра; 13 – Тронхеймс-фьорд; 14 – г. Хаммердаль; 15 – оз. Стуршён; 16 – р. Оркла; 17 – р. Сундаль; 18 – р. Рёума; 19 – оз. Фемунн; 20 – Согне-фьорд; 21 – г. Бюгдин; 22 – г. Берген; 23 – оз. Мьёса; 24 Вальдресс: 25 – Хардангервидда 26 – Хардангер-фьорд; 27 – г. Осло

Показано расположение рис. 57 и 60

грабене Осло. Верхняя часть разреза сложена филлитами (250 м), которые принято считать верхнеордовикскими. В большинстве районов под подошвой шарьяжей сохранились лишь породы нижнего кембрия. Их мощность в районе Тромс достигает 100 м, а в Финмарке – 240 м.

I аллохтонный комплекс

Нижний аллохтонный комплекс сложен миогеосинклинальными породами венда и нижнего палеозоя. Венд представлен спарагмитовой серией. В районе Вальдресс на кварцитах венда стратиграфически залегают (Strand, 1960a):

 песчаники, алевролиты, глинистые и квасцовые сланцы с фауной среднего и верхнего кембрия в верхней части пачки – 200 м; филлиты с граптолитами лландейло и карадока в верхней части пачки – 300 м.

Нижний аллохтонный комплекс образован несколькими тектоническими пластинами. В некоторых районах встречены тонкочешуйчатые шарьяжные комплексы. На территории Швеции нижние пластины сложены кембро-силурийскими породами (покровы Емтланд), а более высокие пластины – кварцитами венда. В других районах кварцитовые шарьяжи залегают непосредственно на кембрийских



Рис. 56. Тектоническая схема каледонид Скандинавии. Составлена по геологическим и структурно-геологическим картам и схемам (Asklund, 1961; Gustavson, 1972; Holtedahl, Dons, 1960; Kvale, 1960; Magnusson, 1958; Nicholson, Rutland, 1969; Oftedahl, 1966; A. Siedlecka, S. Siedlecka, 1967; Strand, 1961; Strand, Kulling, 1972; Wolff, 1967)

I – автохтон: породы Балтийского щита; 2 – І аллохтонный комплекс; 3 – ІІ аллохтонный комплекс; 4 – ІІІ аллохтонный комплекс; 5 – ІV аллохтонный комплекс; 6 – девонская моласса; 7 – наволоки

Цифрами на схеме обозначены: 1 — шарьяж Колвик; 2 — шарьяж Гейса; 3 — окно Райпас; 4 — синформа Офотен; 5 — окно Ромбак; 6 — кульминация Тюз-фьорд; 7 — окно Назафьель; 8 — шарьяж Редингфьель; 9 — шарьяж Севе; 10 — кульминация Гронг; 11 — шарьяж Сноса; 12 — антиформа Теммерас; 13 — антиформа Олден; 14 — шарьяж Оффердаль; 15 — шарьяжи Емтланд; 16 — шарьяж Тронхейм; 17 — шарьяж Серв-Квитвола; 18 — "базальные гнейсы" Южной Норвегии; 19 — шарьяж Нижний Йотун (Отта); 20 — шарьяж Верхний Йотун; 21 — шарьяжи Бергсдален; 22 — Бергенские дуги; 23 — клиппен Хардангерекемен породах автохтона. Слоистое строение этого аллохтонного комплекса хорощо видно на карте Б. Асклунда (Asklund, 1961), охватывающей Западную Швецию и часть Южной Норвегии (рис. 57). Среди нижних шарьяжей присутствуют пластины, сложенные древними породами фундамента Балтийского щита. В Северной Швеции у фронта каледонид на кембрийские отложения автохтона шарьированы кристаллические породы (аналогичные породам Балтийского щита), на которых стратиграфически залегают кембрийские отложения, аналогичные развитым в автохтонном комплексе. Таким образом, в рассмотренный комплекс также включены параавтохтонные образования.

Подошва I аллохтонного комплекса залегает согласно с подстилающими кембрийскими отложениями автохтона и деформирована совместно с ними. Залегание поверхности шарьирования на фронте каледонских шарьяжей обычно пологое.

II аллохтонный комплекс

Этот аплохтонный комплекс имеет двучленное строение. Внизу залегает пластина, сложенная милонитизированными гранитами, сиенитами и очковыми гнейсами, — шарьяж Оффердаль в Швеции и его аналоги на территории Норвегии. К этому комплексу, вслед за О. Куллингом (Strand, Kulling, 1972), отнесены также гранито-гнейсы, развитые севернее Тронхеймс-фьорда и на побережье Нурланна и Тромса. Возраст гранито-гнейсов определен в Южном Тромсе рубидий-стронциевым методом в 1550 млн. лет. Не исключено, что эти породы находятся здесь в автохтонном положении. М. Густавсон (Gustavson, 1972) указывает на большое сходство химического и минералогического состава и структурного положения гнейсов, развитых на побережье Тромса с породами автохтона в окне Ромбак. Несомненно, однако, что древние породы участвуют в шарьяжной структуре и тот же исследователь описал тектонические пластины, сложенные гнейсами.

Верхнюю пластину рассматриваемого аллохтонного комплекса в Швеции называют шарьяжем Серв, а в Южной Норвегии — шарьяжем Квитвола. Фронт шарьяжа Серв-Квитвола прослежен на интервале, превышающем 500 км. Шарьяж сложен кварцевыми и аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами и мраморами. Обычно эти породы считают метаморфизованными отложениями спарагмитовой формации (Strand, 1961; и др.). Б. Асклунд указал на значительные отличия пород шарьяжа Серв-Квитвола от типичных спарагмитов. Он высказал предположение, что этот шарьяж сложен значительно более древними образованиями протерозойского иши архейского возраста (Askiund, 1961).

В Северной Норвегии в Финмарке на значительной территории распространены метаморфизованные полевошпатовые песчаники с горизонтами тиллитов. Вероятно, это метаморфизованные аналоги спарагмитовой серии. Выше залегают пелитовые породы. На островах Сёрё и Магерё в горизонтах мраморов среди этих отложений содержатся остатки кембрийской и силурийской фауны (Foyn, 1967; Holland, Sturt, 1970). Степень метаморфизма отложений увеличивается в направлении с юго-востока на северо-запад. Она достигает верхов зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций (Gayer, Roberts, 1971). В южной части Финмарка метаморфизованные спарагмиты (шарьяж Колвик) шарьированы на автохтонный кембрий. Северо-восточнее, между рассматриваемыми аллохтонным комплексом и автохтоном, появляется тектоническая пластина, сложенная неметаморфизованными спарагмитами (шарьяж Гейса). По периферии тектонического окна Райпас описано несколько тектонических пластин метаморфизованных спарагмитов, лежащих одна на другой.

III аллохтонный комплекс

Третий аллохтонный комплекс сложен эвгеосинклинальными отложениями кембросилурийского возраста (фации Тронхейма) и подстилающими их породами, которые представлены спарагмитовой серией или "базальными гнейсами". На разных участках рассматриваемую структурную единицу называют по-разному. Это шарьяжи Нижний Йотун (Отта) и Тронхейм в Южной Норвегии, шарьяж Севе в Швеции и др. Южнее Тронхеймс-фьорда разрез палеозойских отложений имеет следуюпее строение (Strand, 1960a; Wolff, 1967; Roberts et al., 1970).

1. Серия сланцев гюла (рёрус): слюдяные сланцы с прослоями известняков, конгломератов и амфиболитов. Вероятный кембрий.

2. Серия стёрен: зеленокаменные основчые эффузивы с шаровой отдельностью, с горизонтами яшм и прослоями известняков и осадочных пород. Мощность 2500 м.

3. Серия ховин: граувакковые песчаники и глинистые сланцы с горизонтами конгломератов. Отмечена флишевая ритмичность и текстуры турбидитов. Найдена фауна всех ярусов ордовика. Мощность 4000 м.

4. Серия хорг: конгломераты, песчаники и глинистые сланцы с граптолитами пландовери.

Палеозойские отложения налегают на спарагмиты или на базальные гнейсы.

Породы рассматриваемого района Тронхейм обладают разной степенью метаморфизма. Наиболее метаморфизованные породы (до амфиболитовой стадии) залегают в центральной части района. Согласно традиционной точке зрения, в центральной части района Тронхейм лежат наиболее молодые породы и он представляет собой большой синклинорий. Такие представления ведут начало от Т. Кьерулфа, работавшего в прошлом столетии. Они отражены на международной тектонической карте Европы 1962 г. Некоторые исследователи (Wolff, 1967) придерживаются мнения, что центральная часть района — это ядро антиклинория, в котором обнажены более древние породы. Вегманн (Wegmann, 1925) высказал предположение о том, что метаморфические породы, залегающие в центральной части района Тронхейм, образуют самостоятельный тектонический покров.

Северная и западная части района Тронхейм — это главная область развития фаунистически охарактеризованных эвгеосинклинальных отложений. Фауна нижнеордовикских трилобитов и граптолитов из этих отложений принадлежит американскому типу, в то время как триболиты и граптолиты из нижнепалеозойских отложений Балтийского щита относятся к Балтийской провинции (Dewey et al., 1970).

Западнее района Тронхейм находится обширная территория, на которой распространены "базальные гнейсы". Базальные гнейсы связаны постепенным переходом с породами венда или непосредственно с кембро-силурийскими отложениями Тронхейма. При этом граница метаморфизма несогласна по отношению к слоистости пород. Пласты кварцитов прослежены из района развития гнейсов в толщу вендских отложений. Горизонты мраморов среди гнейсов и известняков среди отложений Тронхейма находятся на простирании друг друга. Таким образом, среди базальных гнейсов присутствуют метаморфизованные аналоги вендского комплекса пород Тронхейма.

Т. Странд (Strand, 1960b) и другие исследователи считают, что в состав базальных гнейсов входят также метаморфизованные эвгеосинклинальные отложения нижнего палеозоя, подобные развитым в районе Тронхейм. Предполагается, что крупнозернистые гнейсы возникли в результате метаморфизма спарагмитов венда, а слюдяные сланцы и амфиболиты — за счет более молодых пелитовых и основных вулканогенных пород. Кроме метаморфизованных осадочных пород и вулканитов, среди гнейсов описаны альпинотипные гипербазиты (дуниты, пироксениты) и анортозиты. Предполагают также, что среди гнейсов находятся породы древнего кристаллического основания. Тела гипербазитов залегают конформно среди метаморфизованных венд-палеозойских отложений и совместно с ними смяты в складки. В породах кристаллического основания гипербазиты не известны. По предположению Г. Брюкнера (Brueckner, 1969), метаморфизованные вендкембрийские отложения совместно с гипербазитами представляют собой тектонический покров, который был шарьирован с севера на породы кристаллического основания. Не исключено, что это кристаллическое основание автохтонно или параав-TOXTOHHO.

Соотношения между фациями Тронхейм и базальными гнейсами в западной части района Тронхейм исследованы недостаточно. В северо-восточной части этого района эвгеосинклинальный нижний палеозой отделен от подстилающих метаморфических пород поверхностью шарьирования (шарьяж Тронхейм – Wolff, 1967). В юго-западном направлении породы района Тронхейм переходят (?) в шарьяж Нижний Йотун. В строении этого шарьяжа принимают участие древние кристаллические породы и перекрывающие их нижнепалеозойские отложения, которые залегают в следующей последовательности (Strand, 1960a):

1) конгломераты с галькой подстилающих чарнокитов;

- 2) слюдяные сланцы и песчаники;
- 3) зеленокаменные основные вулканиты;
- 4) конгломераты с галькой подстилающих вулканитов;
- 5) серпентинитовые конгломераты, содержащие фауну нижнего ордовика;
- 6) слюдяные сланцы.

Мощность этого разреза 2000 м. Шарьяж Нижний Йотун налегает на кемброордовикские миогеосинклинальные отложения и на спарагмиты венда, которые принадлежат I аллохтонному комплексу.

На западе Норвегии в районе между Согне-фьордом и Хардангер-фьордом находятся шарьяжи Бергсдален. Структурное положение этих шарьяжей подобно позиции шарьяжа Нижний Йотун, т.е. под шарьяжем Верхний Йотун. А. Квале (Kvale, 1960) описал в Бергедалене шесть тектонических пластин, залегающих одна на другой. Пластины сложены метаморфизованными базальтами, дацитами, риолитами, кварцевыми диоритами, гранитами, кварцитами, гнейсами, амфиболитами. Мощность тектонических пластин шарьяжей Бергсдалена: I (нижней) - 1 км, II – 3 км, III – 5 км, IV – 3 км, V – 1 км, VI – 2 км. Пластины разделены тектоническими зонами, сложенными филлитами или слюдяными сланцами, мощностью от нескольких метров до 100 м. Три нижних пластины А. Квале объединил в шарьяж Нижний Бергсдален. Породы этих пластин метаморфизованы до амфиболитовой фации. Верхние пластины образуют шарьяж Верхний Бергсдален. Для него характерен метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. На севере шарьяж Нижний Бергсдален налегает на базальные гнейсы. В южном направлении тектонические пластины этого шарьяжа выклиниваются и непосредственно на породы автохтона ложится шарьяж Верхний Бергсдален. На юго-западе шарьяжи Бергсдален по крутому разлому граничат с нижнепалеозойскими отложениями фации Тронхейм, развитыми в Бергенских дугах. Т. Странд (Strand, 1960b) считает, что шарьяжи Бергсдален залегают в геологическом разрезе выше этих отложений, а А. Квале (Kvale, 1960) интерпретирует наблюдаемые соотношения как результат надвигания пород Бергенских дуг на шарьяжи Бергсдален.

Северо-восточнее района Тронхейм эвгеосинклинальные палеозойские отложения распространены на значительной территории в пределах Норвегии и Швеции. Эти породы слагают обширный шарьяж Севе. Нижняя часть этого шарьяжа образована метаморфическими слюдяными сланцами, гранатовыми гнейсами и амфиболитами. Б. Асклунд (Acklund, 1960) сопоставляет их с архейскими породами Балтийского щита. На этих породах лежат менее метаморфизованные отложения (серия кёли), представленные вулканитами, известняками, кварцитами и конгломератами. Эти отложения соответствуют нижнепалеозойским образованиям Тронхейма. Севернее кульминации Гронг в них обнаружена фауна ордовика и силура.

Подошва шарьяжа Севе прослежена вдоль всей шведской части каледонид. В кульминациях Гронг и Тюз-фьорд, которые представляют собой тектонические полуокна, этот наволок заходит далеко в глубь каледонид на территорию Норвегии. Наволок Севе обнажен также в тектонических окнах Ромбак, Назафьель и др. В этих тектонических окнах и полуокнах обнажены докембрийские граниты и перекрывающие их породы платформенного чехла, относимые к нижнему палеозою.

По данным Ф. Волффа (Wolff, 1967), к подошве шарьяха Тронхейм приурочены тела серпентинизированных перидотитов. О. Куллинг (Strand, Kulling, 1972) сообщает о наличии горизонта перидотитов и горнблендитов в основании эвгеосинклинального разреза шарьяжа Севе на территории Швеции. На севере Норвегии в Тромсе и Восточном Финмарке развит комплекс перидотитов и габброидов, структурное положение которого не изучено. Скорее всего, это фундамент эвгеосинклинального разреза. Подобные образования также широко развиты в Северо-Западной Швеции. На схеме (см. рис. 56) эти образования включены в состав III аллохтонного комплекса.

IV аллохтонный комплекс

Верхний (IV) аллохтонный комплекс сложен метаморфическими породами. Шарьяж Рёднигфьелль в Нурланне и вероятные аналоги этого шарьяжа в более северных частях Норвегии образованы отложениями, метаморфизованными до амфиболитовой фации. В районе Уфут-фьорда эти породы (фации Нурланн) залегают в следующей последовательности, снизу вверх (Strand, 1960а).

1. Серия рамбак: метаморфические слюдные сланцы с горизонтами мраморов – 1000 м.

2. Серия нарвик: метаморфические слюдяные сланцы – 1100 м.

3. Серия ивенис: мраморы с прослоями кварцитов. В основании серии залегают метаморфизованные конгломераты с галькой кварцитов и трондьемитов. Мощность 1200 м.

4. Серия бутен: метаморфические сланцы, кварциты и мраморы с прослоями осадочных железных руд – 2800 м.

Эти породы предположительно относят к нижнему палеозою. Отмечается выдержанность отдельных горизонтов мраморов и осадочных руд. Некоторые горизонты прослежены на десятки и даже сотни километров. Метаморфические сланцы в фациях Нурланн возникли за счет пелитовых отложений. Упоминают о присутствии прослоев зеленокаменных пород, возникших, вероятно, за счет туфов; состав этих пород и их количество в разрезе не исследованы (Strand, 1960a,b). В цёлом разрез скорее относится к миогеосинклинальному типу.

В Южной Норвегии верхний аллохтонный комплекс представлен шарьяжем Верхний Йотун. Этот шарьяж сложен кристаллическими породами: габбро, норитами, мангеритами, сиенитами, гранитами, а также анортозитами и ультрабазитами. Породы метаморфизованы до гранулитовой фации. Они содержат минералы, характерные для чарнокитов (Strand, Holmsen, 1960). Радиометрический возраст этих пород определен в тектоническом останце Хордангерёкемен, расположенном южнее основного массива шарьяжа. По стронцию была получена цифра 1550 ± 100 млн. лет (Smithson, Ramberg, 1970).

Шарьяж Верхний Йотун занимает территорию 85 х 180 км. Эта тектоническая пластина залегает на разных структурных единицах: на западе – на шарьяжах Бергсдален, на юге – на I аллохтонном комплексе и на автохтоне, на востоке – на шарьяже Нижний Йотун. В последнем случае под кристаллическими породами шарьяжа Верхний Йотун залегают породы серии вальдресс.

Серия вальдресс состоит из аркозовых и граувакковых песчаников. Среди песчаников находятся прослои конгломератов с галькой кварцитов и габброидов. Состав граувакк также указывает на то, что источником материала были габброидные породы. Песчаники и конгломераты содержат обломки полевых ишатов с пертитовой текстурой, источником которых являются чарнокитовые породы шарьяжей Йотун. От вышележащих чарнокитов шарьяжа Верхний Йотун серия вальдресс отделена тектоническим контактом. Т. Странд (Strand, 1960b, 1961) описал трансгрессивное налегание серии вальдресс на шарьяжи Нижний Йотун и на породы I аллохтонного комплекса. Он сопоставил эту серию с нижнесилурийскими отложениями района г. Осло. Р. Никельсен (Nikelsen, 1967) пришел к выводу о том, что серия вальдресс находится в опрокинутом залегании. Конгломераты серии вальдресс имеют облик тиллитов, и эта серия, вероятно, имеет вендский возраст. Вниз по геологическому разрезу (т.е. вверх по стратиграфическому разрезу) серия вальдресс сменяется песчано-сланцевой толщей с граптолитами среднего ордовика. Никельсен считает, что серия вальдресс первоначально стратиграфически залегала на кристаллических породах шарьяжа Верхний Йотун, а ныне она слагает нижнее крыло большой лежачей складки.



Рис. 58. Типовые стратиграфические разрезы (1-7) нижнепалеозойских и верхнедокембрийских отложений Скандинавии (Stormer, 1967)

St – серия стерен, ордовик; Но – серия ховин, ордовик; Sp – спарагмиты, докембрий

Наблюдения над небольшими опрокинутыми складками указывают на южное или юго-западное направление течения масс в этом районе. На подошве шарьяжа Верхний Йотун в ряде пунктов отмечена милонитизация пород и ретроградный метаморфизм. Южнее основного массива шарьяжа Верхний Йотун расположены тектонические останцы кристаллических пород. Судя по нарастанию степени их метаморфизма вверх по разрезу, породы в этих останцах находятся в опрокинутом залегании (Рамберг, 1970).

В западной части Норвегии в районе г. Бергена на отложениях фации Тронхейм залегают породы анортозит-чарнокитового ряда (габбро, нориты, анортозиты, мангериты и др.), подобные породам, слагающим шарьяж Верхний Йотун. Вероятно, это останец упомянутого шарьяжа.

* * *

В целом I и II аллохтонные комплексы сложены миогеосинклинальными отложениями венда, кембрия, ордовика и силура (3, рис. 58) и породами кристаллического фундамента миогеосинклинали. Эта миогеосинклиналь располагалась в юго-восточной части каледонской системы у края Балтийского щита. Возможное продолжение этой миогеосинклинали можно видеть в западной части ар-114 хипелага Шпицберген. Здесь она имеет меридиональное простирание. Необходимо отметить, однако, что традиционное представление о принадлежности каледонид Скандинавии и Шпицбергена к одному складчатому поясу в последнее время стало подвергаться сомнению (Harland, Gayer, 1972).

В состав III аллохтонного комплекса несомненно входят эвгеосинклинальные отложения нижнего палеозоя (2, см. рис. 58) и, вероятно, породы океанического фундамента эвгеосинклинали. Верхний (IV) аллохтонный комплекс сложен породами другой каледонской миогеосинклинали (1, см. рис. 58), которая была расположена к северо-западу от эвгеосинклинальной зоны. Следует заметить, что III и IV описанные комплексы не везде однородны, что связано со слабой изученностью многих участков скандинавских каледонид. В ряде районов не разделены миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные отложения или не выяснены соотношения между ними; неясна структурная принадлежность кристаллических пород, развитых вдоль побережья Норвежского моря и т.д.

Минимальную амплитуду перемещения шарьяжей можно определить исходя из положения тектонических окон, весьма многочисленных среди шарьяжей Скандинавии (см. рис. 55). В тектонических окнах обнажены докембрийские граниты Балтийского щита и стратиграфически залегающий на них чехол кембрийских отложений. Отдельные окна расположены на расстоянии в 70-100 км от фронта шарьяжей. Перемещение верхних шарьяжей на такое расстояние не вызывает сомнений. Лишь в отношении I аллохтонного комплекса в принципе возможны два решения. Одна трактовка: спарагмитовая серия накапливалась на Балтийском щите в бассейне, изолированном от эвгеосинклинали выступом фундамента. В таком случае породы фундамента в окнах среди более высоких шарьяжей принадлежат именно этому выступу фундамента. Тогда описанный комплекс находится в параавтохтонном залегании и его перемещение могло быть минимальным. Другая трактовка: спарагмиты, слагающие I аллохтонный комплекс, формировались в одном бассейне со спарагмитами, развитыми в III аллохтонном комплексе. В этом случае амплитуда перемещения I аллохтонного комплекса не менее расстояния от фронта шарьяжей до упомянутых выше окон, т.е. не менее 100 км.

Исследование магнитных аномалий позволило сделать вывод о том, что северо-западная граница Балтийского щита погребена под шарьяжами и находится на расстоянии 100–150 км от фронта шарьяжей (Гафаров, 1972). Корневую зону каледонских шарьяжей Скандинавии большинство исследователей помещает в Норвежском море (Gustavson, 1972; Oftedahl, 1966; Strand, 1961; и др.). Амплитуда перемещения шарьяжей в этом случае превышает 200 км. Иную интерпретацию строения каледонид предложили Р. Нихольсон и Р. Рутланд (Nichoison, Rutland, 1969). Они обращают внимание на то, что шарьяж Севе на юго-востоке, в Швеции, имеет большую мощность и метаморфизованные породы этого шарьяжа залегают на неметаморфизованных отложениях. Западнее, в Норвегии, указанный шарьяж становится значительно тоньше и лежит он на архейском фундаменте; это вид-





I – вллохтонное залегание, 2 – псевдовллохтонное звлегание, 3 – внутренняя структура тектонических единиц

Цифрами на профиле обозначены: 1 – фундамент, I и II аллохтонные комплексы; 2 – III аллохтон – шарьяж Севе; 3, 4 – IV аллохтон – шарьяж Рёдингфьелль (3 – нижняя пластина, 4 – верхняя пластина)

Б – меридиан г. Буде, С – г. Сулихьельма

но в окне Назафьель. Указанные исследователи предполагают, что шарьяж Севе здесь находится в "псевдоаллохтонном залегании", т.е. он представляет собой чехол, сорванный с подстилающего фундамента, а не перемещенный издалека (рис. 59). Фундамент шарьяжа Рёдингфьель, по мысли указанных авторов, выступает западнее, на побережье Нурланна.

По отношению к району Тронхейма, к шарьяжу Верхний Йотун и к другим объектам обсуждается также схема веерообразных шарьяжей. Приверженцы этой схемы опираются на эксперименты Х. Рамберга (1970), моделировавшего развитие складчатой системы на эквивалентных материалах с применением центрифуги. М. Густавсон (Gustavson, 1972) приводит доводы против схемы веерообразных шарьяжей. Эти доводы основаны на наблюдениях в восточной части кульминации Тюз-фьорд. Здесь, в поперечном пересечении каледонской складчатой системы, можно наблюдать подошву шарьяжа Севе и убедиться в отсутствии корневой зоны под этим шарьяжем. Интересна тонкая тектоническая пластина докембрийских гранитов, которая подстилает шарьяж Севе. Она прослежена вдоль всего пересечения складчатой системы по кульминации Тюз-фьорд.

последовательность деформаций

В Южной Норвегии в районе г. Бюгдин расположен смятый в складки шарьяж Верхний Йотун (Hossack, 1967). Этот шарьяж состоит здесь из двух тектонических пластин. Нижняя пластина сложена метаморфизованными габброидами, а верхняя — гранитами. Шарьирование этих тектонических пластин на подстилающие отложения относится к первой стадии деформации (Д-1). Приведенные выше материалы Р. Никельсена (Nickelsen, 1967) об опрокинутом залегании пород свидетельствуют о формировании лежачих складок на стадии Д-1. С шарьированием связан ретроградный метаморфизм, приведший к преобразованию пород амфиболитовой и гранулитовой фаций в зеленосланцевую. На следующей стадии (Д-2) тектонические пластины и автохтон были смяты в вертикальные складки северо-западного простирания. Наиболее крупная из исследованных складок (антиформа Бюгдин) простирается на 5 км. Ее форма меняется про простиранию от открытой складки с крыльями, падающими под углами 15-30°, до сжатой складки. Более поздние деформации выражены мелкими складками и секущими трещинами.

В районе Тронхейм привлекает внимание строение северо-восточного окончания этого района (рис. 60). Внутреннее строение шарьяжа Тронхейм представляется здесь в виде синформной складки, образованной в результате смятия лежачей антиклинали (рис. 61). История формирования складчатой структуры рисуется так.

Стадия Д-1: образование лежачей антиклинали, опрокинутой в восточном (Peacey, 1964) или северо-восточном (Roberts, 1967) направлении.

Стадия Д-2: образование больших синформных складок северо-восточного простирания (синформы Вердал, Сноса, антиформа Теммерас – см. рис. 60).

Стадия Д-3: формирование вертикальных складок северо-западного простирания. Складки Д-3, описанные Д. Писеем (Peacey, 1964), имеют относительно небольшие размеры (до 5–7 км). Вероятно, к этой же стадии относится формирование поперечной антиформной структуры кульминации Гронг. Движение шарьяжа Тронхейм Д. Писей отнес к стадии Д-1. Д. Робертs (Roberts, 1967) отмечает существование структурной несогласованности между наволоком Тронхейм и складками Д-1. Он считает, что движение шарьяжа Тронхейм происходило или, во всяком случае, продолжалось в стадию Д-2.

С северо-западной части района Тронхейм на участке, расположенном западнее устья р. Оркла, Д. Писей (Реасеу, 1963) выявил следующую последовательность деформаций. В наиболее раннюю стадию (Д-1) здесь возникли лежачие изоклинальные складки и наволок Книпфьелль, имеющие северо-восточное простирание. Ось наиболее крупной из складок прослежена на 20 км. На второй стадии



Рис. 60. Тектоническая схема северо-восточной части района Тронхейм (Roberts, 1967) l, 2 – серия хорг, силур: l – алевролиты, филлиты, 2 – кварцевые конгломераты; 3-8 – серия ховин, ордовик: 3, 4 – верхний ховин (3 – песчаники, граувакки, 4 – полимиктовые конгломераты); 5-8 – нижний ховин (5 – амфиболиты, сланцы, 6 – песчаники, 7 – известняки, 8 – брекчии и конгломераты из зеленокаменных пород); 9 – серия стерен, ранний ордовик: метаморфические зеленые сланцы, амфиболиты, кварцевые кератофиры; l0-l2 – серия сланцев гула, кембрий: l0 – кварцевые конгломераты, l1 – известняки, l2 – слюдяные сланцы, трондьемиты; l3 – каледонские нориты; l4 – породы шарьяжа Севе; l5 – шарьяж Олден (главным образом граниты и лептиты); l6 – антиклиналь стадии Д-1; l7, l8 – складки стадии Д-2: l7 – антиформа Теммерас, l8 – синформа Вердал; l9 – наволок Севе; 20, 2l – подошва верхней аллохтонной пластины (наволок Тронхейм): 20 – прослеженная, 2l – предполагаемая

Положение схемы см. на рис. 55



Рис. 61. Центриклиналь синформной складки Вердал, показанной на рис. 60 (Roberts, 1967)

(Д-2) происходило формирование синформных и антиформных складок, которые также имеют северо-восточное простирание осей. Отдельные складки прослежены вдоль их простирания на расстояние до 15 км. На третьей стадии деформации (Д-3) имело место образование открытых вертикальных складок и возникли система секущих разломов. Складки Д-3 также имеют северо-восточное простирание, амплитуда наиболее крупных складок – около 1 км. Система разломов состоит из правых сдвигов северо-

западного простирания и левых сдвигов северо-северо-восточного простирания. Амплитуда перемещения по некоторым сдвигам равна нескольким километрам. Эта система сдвигов и складчатые формы свидетельствуют о том, что на стадии Д-3 продолжалось поперечное сокращение площади складчатой системы. История деформации в рассматриваемом районе показывает, как в пределах одного режима деформации (xZ) происходила смена стилей деформации. При этом от стадии к стадии уменьшалась пластичность деформируемого геологического тела.

В западной части района Тронхейм, в бассейне р. Сундаль, описаны лежачие складки, в которые совместно смяты осадочные породы палеозоя и базальные гнейсы (Holtedahl, 1950). Т. Странд (Strand, 1960b) сравнивает структуру этого района со строением Пеннинской зоны Альп. Далее на запад в долине р. Рёума в Ромсдале также описаны лежачие складки, в ядрах которых залегают базальные гнейсы, а крылья сложены породами, сопоставляемыми с венд-нижнепалеозойскими отложениями Тронхейма. Складки имеют здесь широтное и восток-юговосточное простирание.

В Нурланне в районе г. Сулихьельма соотношение между III и IV аллохтоном и их внутренняя структура описаны К. Хенлейем (Henley, 1971). В этом районе выявлены четыре стадии каледонских деформаций.

Стадия Д-1: изоклинальные складки северо-восточного и меридионального простирания в III аллохтонном комплексе.

Стадия Д-2: возникновение сланцеватости широтного простирания в обеих аллохтонных комплексах.

Стадии Д-3 и Д-4: формирование открытых синформных и антиформных складок, в которые смяты оба комплекса.

Западнее и севернее этого участка, в породах IV аллохтонного комплекса, по данным Р. Рутланда, Р. Нихольсона и других исследователей (Bennett, 1970; Holmes, 1966; Rutiand, Nicholson, 1965; Wells, Brandshew, 1970), имели место два эпизода формирования лежачих изоклинальных складок и движения аллохтонных пластин (Д-1а и Д-16). М. Уэллс и Р. Брандшев (Welis, Brandshew, 1970) сообщают, что в изученном ими районе с первым эпизодом шарьирования связано образование мелких изоклинальных складок. Они отмечают параллельность залегания наволоков со слоистостью пород. Во время второго эпизода шарьирования были сформированы крупные изоклинальные лежачие складки. Некоторые из них прослежены вдоль простирания на 30 км. Оси этих складок имеют запад-северо-западное простирание. На следующей стадии деформации породы IV аллохтонного комплекса и подстилающие породы были совместно смяты в большие открытые синформные и антиформные складки северо-восточного простирания.

В Южном Тромсе также установлены два эпизода шарьирования. К эпизоду Д-1а относится образование изоклинальных складок (преимущественно лежачих), движение шарьяжей и метаморфизм пород. Перемещение по наволокам продолжалось во время следующего эпизода деформации (Д-16), который имел место после метаморфизма пород (Gustavson, 1972). М. Густавсон предполагает, что перемещение шарьяжа Севе (III аллохтонный комплекс) происходило во время эшизо-

да Д-1а, а 1 аллохтонный комплекс был сформирован во время эпизода Д-16. На следующей стадии возникла общирная синформная складка Офотен и сопряженная с ней антиформная складка; эти структуры имеют северо-восточное простирание. Мелкие складки, возникшие на стадии Д-2, представляют собой сжатые вертикальные складки. В описываемом районе наблюдается также система антиформных и синформных складок северо-западного простирания, наложенная на складку Офотен. Вероятно, эти складки, а возможно, и кульминация Тюз-фьорд относятся к следующей стадии деформации (Д-3). Наволоки деформированы в стадии Д-2 и Д-3. К более поздней стадии деформации (Д-4) относятся движения по правому сдвигу север-северо-восточного простирания, амплитуда которого оценена в 10 км (Gustavson, 1972).

В северо-восточном Тромсе развиты I и IV аллохтонные комплексы. В породах обоих комплексов выявлены лежачие изоклинальные складки Д-1. Эти складки имеют небольшие размеры. Их образование, вероятно, связано с шарьированием. На следующей стадии (Д-2) оба аллохтонных комплекса были совместно смяты в открытые вертикальные складки, которые имеют северо-западное простирание осей. В складках Д-2 участвует и главный каледонский наволок – подошва I аллохтона (Binns, 1967).

В Финмарке на о-ве Сёрё Д. Рамсей (Ramsay, 1971) описал дваждыскладчатый комплекс пород. В стадию Д-1 возникли лежачие складки, имеющие амплитуду в несколько километров. На стадии Д-2 эти структуры были повторно смяты в серию вертикальных складок. Вертикальные складки на территории Финмарка имеют северо-восточное простирание, которое в северном направлении изменяется на меридиональное. В районе Лаксе-фьорда складки опрокинуты на юго-восток. Они нарушены более поздними надвигами, в результате которых произошло надвигание антиклиналей на соседние синклинали (Strand, 1960b). На п-ове Варангер известны вторичные наволоки (D.Roberts, 1972), которые срезают складчатые структуры стадии Д-2.

На Шпицбергене (Barbaroux, 1968; Gayer, 1969; Harland, 1959) наиболее ранними деформациями были шарьяжи и лежачие изоклинальные складки, описанные в протерозойских и раннепалеозойских породах серии Гекла-Хук. Сокрашение площадки геосинклинальной системы происходило в поперечном (широтном) направлении. На стадии Д-2 возникли вертикальные складки, имеющие меридиональное простирание, т.е. продолжалось поперечное сокращение складчатого пояса. На третьей стадии развивались диагональные сдвиги. В. Харленд (Harland, 1959) отмечает также развитие на этой стадии будинажа – следствие удлинения в меридинальном направлении. Движения по сдвигам, вероятно, происходили после накопления девонской молассы. Перемещения по сдвигам, надвиги и сбросы продолжали функционировать на платформенном этапе развития этого региона, они смещают верхнепалеозойские и третичные отложения (Соколов и др., 1968; Barbaroux, 1968).

В Западном Шпицбергене хорошо видна смена режимов и стилей деформации. На стадиях Д-1 и Д-2 здесь имел место xZ-режим, но стили деформации резко различны. При персходе к стадии Д-3 произошла смена режима (на xY-режим) и стиля деформации. На примере этого района были разработаны представления о тектонических фациях и режимах (Harland, 1956, 1959; Harland, Bayley, 1958).

Суммируя приведенные данные о развитии структуры скандинавских каледонид, можно сделать следующие заключения об эволюции стиля деформации. Отчетливо устанавливается, что наиболее ранним процессом, общим для всего региона, было шарьирование. Тектонические пластины надвигались на недислоцированные отложения окраины Балтийского щита. Для пород эвгеосинклинали и южной миогеосинклинали это были первые дислокации, т.е. шарьированию был подвергнут недислоцированный комплекс отложений. Породы северной миогеосинклинали к этому времени уже претерпели несколько стадий деформации: тектонические пластины IV аллохтонного комплекса сложены предварительно дислоцированными отложениями. В процессе шарьирования тектонические пластины деформировались, образуя лежачие складки как крупные, так и мелкие. На II этапе деформации пакеты тектонических пластин были смяты в вертикальные складки. На некоторых участках установлены две стадии формирования синформных и антиформных складок в пределах этого этапа, а также обнаружены вторичные наволоки. К III этапу деформации относятся горизонтальные движения по секущим разломам и возникновение структуры Бергенских дуг на западном побережье Норвегии. Строение района г. Бергена интерпретируется как синформная складка, сложенная пластинами шарьяжей. Эта синформная складка после своего образования была дугообразно изогнута в горизонтальном направлении. В результате возникла структура Бергенских дуг (Strand, 1960b). Складчатые дуги, очерченные осями синформных и антиформных складок, известны также на территории Нурланна и Финмарка, однако доказательства их вторичной или первичной природы отсутствуют.

Время деформаций определяется из следующих соображений. Движение шарьяжа Севе (III аллохтонный комплекс) произошло не раньше позднего силура, так как силурийские породы залегают в теле аллохтона и подстилают этот шарьяж. На западном и северо-западном побережьях Норвегии песчаники и конгломераты нижнего и среднего девона несогласно залегают на верхних шарьяжах, а в районе оз. Фемунн в Южной Норвегии они налегают на породы нижнего аллохтонного комплекса. На о-ве Хитра возраст этого несогласия определен более точно, так как в подстилающих отложениях содержится фауна лудлова-даунтона. Таким образом, формирование шарьяжей и смятие их в вертикальные складки произошло в конце силура. Интересно, что эти деформации были локализованы строго в пределах каледонской геосинклинальной системы, а в грабене Осло континентальные песчаники девона залегают согласно с подстилающими отложениями.

На западном побережье Норвегии девонские отложения смяты в вертикальные складки и нарушены надвигами, которые секут также и подстилающие кристаллические породы. Т. Странд (Strand, 1960b) пишет о том, что в девонских отложениях известны и дугообразные структуры, подобные Бергенским дугам. Т. Вогт (Vogt, 1955) считает, что изгибы в горизонтальной плоскости и сдвиговые смещения имели место в среднем или верхнем девоне. Они могут быть и более поздними.

БРИТАНИЯ

Каледониды Британии граничат на севере с платформой Эриа, а на юге – с выступом Балтийского щита (?) и с варисцидами. Стратиграфия и геологическая история британских каледонид весьма подробно освещены в литературе, изданной на русском языке (Андерсон, 1968; Беннинсон, Райт, 1972; Павловский, 1958а, б; и др.). В предлагаемом ниже очерке деформации каледонид сведения о стратиграфии будут приведены в минимальном объеме, необходимом для понимания текста.

Породы, слагающие платформу Эриа, обнажены в Северо-Западном нагорье Шотландии и на Гебридских островах (рис. 62, 63). Фундамент платформы сложен кристаллическими сланцами и гнейсами (серия льюис), радиометрический возраст которых находится в интервале 1300–2600 млн. лет (Беннинсон, Райт, 1972). На этих образованиях несогласно залегают неметаморфизованные породы чехла, представленные протерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями. Породы серии торридон накапливались главным образом на краю платформы, их мощность достигает здесь 6 км. Это аллювиальные и прибрежно-морские отложения, обломочный материал которых поступил с северо-запада, со стороны платформы. Радиометрический возраст нижней части серии торридон 965 ± 24 млн. лет, а верхней части этой серии – 785 ± 17 млн. лет (Dewey, Pankhurst, 1970). Трансгрессивно на торридонских и льюисских породах залегают кварциты и глинистые сланцы (200 м) с трилобитами раннего кембрия, а на них – толща известняков (750 м) с ископаемыми остатками фауны кембрия и нижнего ордовика.



Рис. 62. Карта Британских островов, на которой показаны главные тектонические подразделения, по Ф. Даннингу (1964)

1 – варисциды; 2 – каледониды; 3 – древние платформенные массивы; 4 – тектонические границы главных подразделений; 5 – другие важнейшие разломы

Районы Шотландии: I – Северные нагорья: II – Грампианские нагорья: III – Срединная долина; IV – Южные возвышенности

Цифрами на схеме обозначены: 1 – разлом Грейт-Глен; 2 – горы Моналия; 3 – окраинный разлом Грампианских нагорий; 4 – оз. Лох-Ливен; 5 – оз. Лох-Раннох; 6 – Пертшир; 7 – разлом Южных возвышенностей Шотландии; 8 – Эршир; 9 – о-в Арран; 10 – зал. Лох-Фойл; 11 – горы Донегол; 12 – Тирон; 13 – горы Окс; 14 – горы Мейо; 15 – зал. Клу; 16 – горы Коннемара; 17 – о-в Мэн; 18 – Камберлендские горы; 19 – о-в Англси; 20 – Шропшир. Другие пункты, упомянутые в тексте, см. на рис. 63

Показано расположение рис. 63, 64, 69, 71



Зона наволока Мойн отделяет платформу Эриа от каледонид, которые шарыированы на эту платформу. В каледонидах выделены эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная зоны. Граница между ними находится в зоне окраинного разлома Грампианских нагорий. Она не вполне совпадает с линией этого разлома, главные смещения по которому происходили в позднедевонское и последевонское время. В Грампианских нагорьях Шотландии севернее окраинного разлома развиты офиолиты: вероятно, граница эв- и миогеосинклинальной зон находится здесь севернее окраинного разлома. А в Ирландии в горах Коннемара рассматриваемая граница, вероятно, переходит на южное крыло окраинного разлома. На значительной территории эв- и миогеосинклинальная зоны каледонид разделены полосой выходов девонских отложений.

МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Миогеосинклинальная зона охватывает Северные и Грампианские нагорья Шотландии и северную часть о-ва Ирландии. Сдвиг Грейт-Глен делит эту зону на два сектора — Северный и Грампианский, которые отличаются полнотой разрезов. В Северном секторе развиты метаморфические породы серий льюис и мойн и девонские молассовые отложения. На территории Грампианского сектора распространены метаморфические породы серий мойн и дальред, ордовикские отложения и девонская моласса.

Гнейсы серии льюис распространены на небольших участках и нередко ограничены наволоками. В районе г. Гленелга сохранились ненарушенные стратиграфические соотношения: трансгрессивное налегание пород серии мойн на серию льюис (Андерсон, 1968).

Метаморфические породы серии мойн образовались за счет кварц-полевошпатовых песчаников и глинистых отложений. В основании серии залегают конгломераты. Мощность мойнских отложений превышает 5 км. Радиометрический возраст пород, полученный рубидий-стронциевым методом, 800–1000 млн. лет (Dewey, Pankhurst, 1970). Несмотря на метаморфизм, который на отдельных участках достигает силлиманитовой зоны, в породах серии мойн сохранились первично-осадочные текстуры: косая слоистость, следы волнения, взмучивания и оползания осадка. Эти текстуры и градационная слоистость отложений позволяют определять кровлю и подошву пластов, что придает определенность структурному анализу. Серию мойн сопоставляют с нижней частью разреза спарагмитов Скандинавии (Hoitedahi, 1939; 1952; и др.).

Считается, что породы серии дальред согласно залегают на серии мойн (Андерсон, 1968 и др.). Д. Беннинсон и А. Райт (1972) пишут о том, что контакты между этими сериями тектонические или неясные. Среди пород серии дальред различают (Bailey, 1922, 1934; Rast, 1963; и др.) два типа разрезов — Илтей (или Пертшир) и Баллапель (или Баллахулиш). Нижняя часть серии дальред в разрезе Илтей сложена известняками, типлитами и кварцитами. Эти отложения хорошо коррелируются с вендскими породами Скандинавии. Верхняя часть разреза серии дальред также сложена главным образом породами осадочного происхождения.

Рис. 63. Схематическая геологическая карта северной части Шотландии (Андерсон, 1968) l, 2 – изверженные породы (1 - третичные, 2 - дотретичные); 3 - кайнозойские и мезозойские отложения; 4 – девонские отложения; 5-8 – платформа Эриа: 5 – кембро-ордовик,6 – серия торридон, 7, 8 – серия льюис (7 – в автохтонном залегании, 8 – милонитизированные породы в вероятном параавтохтонном залегании); 9 – параавтохтонные шарьяжи в зоненаволока Мойн; 10, 11 – миогеосинклинальные образования: 10 – в Северных нагорьях,11 – в Грампианских нагорьях

Цифрами на карте обозначены: 1 — зал. Лох-Кишори, 2 — зал. Лох-Алш, 3 — мыс Слит, 4 — оз. Лох-Морар: н.М. — линия наволока Мойн

Положение карты см. на рис. 62

В западной части Грампианского сектора в строении синклинали Лох-О в разрезе верхнего дельреда содержатся мощные горизонты метабазитов, в которых сохранились следы шаровой отдельности. Определения радиометрического возраста пород серии адльред рубидий-стронциевым методом дают средний результат около 700 млн. лет (Dewey, Pankhurst, 1970). В породах верхнего дальреда найдены трилобиты среднего кембрия. Выше горизонта с трилобитами залегает еще мощная толща пород, и некоторые исследователи предполагают, что верхняя часть серии дальред принадлежит тремадоку или раннему аренигу (Dewey et all., 1970) Мощность серии дальред в разрезе Илтей достигает 11,5 км (Rast, 1963).

Баллапельский тип разреза серии дальред сложен карбонатными и терригенными породами (до 4000 м), последовательность которых значительно отличается от разреза Илтей. Эти два типа разрезов характеризуют разные структурные единицы, и их считали фациями серии дальред. Было предложено несколько вариантов корреляции этих разрезов до тех пор, пока Н. Раст и М. Лизерленд (Rast, Litherland, 1970) не описали на о-ве Айлей стратиграфические соотношения между породами разрезов Илтей и Баллапель. По данным этих исследователей, баллапельские отложения подстилают породы разреза Илтей, слагая самую нижнюю часть серии дальред.

Ордовикские отложения развиты в тектонических блоках в зоне окраинного разлома Грампианских нагорий. Лишь на о-ве Арран контакт ордовикских отложений с серией дальред интерпретируют как стратиграфический, предполагая наличие между ними несогласия. Разрез ордовика (300 м) сложен глинистыми и кремнистыми сланцами и спилитами, на которые несогласно лежат конгломераты и известняки. Вдоль южной границы Грампианских нагорий вблизи и вдоль окраинного разлома развиты также серпентиниты и габброиды (Anderson, 1947; Garson, Plant, 1973). Эта полоса развития офиолитов, расположенная непосредственно к северу от окраинного разлома, относится к эвгеосинклинальной зоне.

Орогенное осадконакопление началось в Грампианских нагорьях, вероятно, в конце силура: 600-метровая толща песчаников даунтона несогласно залегает на ордовикских отложениях у южной границы Грампианских нагорий. Мощные терригенные и терригенно-вулканогенные молассовые отложения девонского возраста несогласно перекрывают породы серий дальред и мойн.

Таким образом, доорогенные отложения миогеосинклинальной зоны на территории Северных и Грампианских нагорий Шотландии и о-ва Ирландии образуют единый разрез. Двигаясь от границы платформы Эриа в юго-восточном направлении, мы продвигаемся вверх по стратиграфическому разрезу. Эта последовательность нарушена наволоками и лежачими складками. Протяженные наволоки разграничивают четыре главные структурные единицы, которые образуют следующую последовательность снизу вверх по геологическому разрезу:

- 1) единица Гленелг,
- 2) единица Россшир,
- 3) единица Баллапель,
- 4) единица Илтей.

Две первые структурные единицы занимают территорию Северных нагорий, а две последующие – Грампианские нагорья. Следует отметить некоторые особенности структурных единиц, выделенных в Шотландии: 1) они сложены неодновозрастными отложениями, и, двигаясь вверх по геологическому разрезу, мы постепенно продвигаемся вверх по стратиграфическому разрезу; 2) одновозрастные отложения, присутствующие в разных структурных единицах, – однотипны; 3) пограничные наволоки имеют относительно небольшие амплитуды, а там, где они затухают, границы между структурными единицами теряются. Иными словами, перечисленные структурные единицы принадлежат более низкой категории по сравнению со структурными единицами Скандинавии. Последним соответствует по своему рангу миогосинклинальная и эвгеосинклинальная зоны Британии.

Структурные единицы Гленелг и Россшир

Эти структурные единицы расположены на территории Северных нагорий Шотландии. Структурные единицы Гленелг и Россшир разделены недавно (Tanner et al., 1970), и граница между ними прослежена не на всей территории нагорий (рис. 64). Породы структурной единицы Гленелг, которые находятся в аллохтонном залегании, будучи шарьированными на платформу Эриа, издавна называют шарьяжем Мойн. Подошва этого шарьяжа – наволок Мойн.

Начиная со второй стадии деформации структурные единицы Гленелг и Россшир деформировались совместно. На участках, подвергшихся детальному исследованию, было выявлено несколько стадий деформации. Один из таких участков распложен в районе оз. Лох-Морар в юго-западной части Северных нагорий. Здесь, в разрезе антиформной складки Морар (рис. 65), можно видеть смятую поверхность наволока, по которой породы серии льюис шарьированы на породы серии мойн (Kennedy, 1955). В юго-восточной части антиформы Морар Д. Повелл (Powell, 1966) выявил по меньшей мере три стадии деформации. На стадии Д-1 здесь возникла крупная лежачая складка. На стадии Д-2 она была смята в систему больших сжатых вертикальных складок. На стадии Д-3 формировались горизонтальные складки, как крупные, так и мелкис.

Северо-восточнее, в районе Гленелга, установлена следующай последовательность деформаций (Ramsay, 1958a; Sutton, Watson, 1958). На первой стадии были сформированы изоклинальные складки, опрокинутые на запад и, вероятно, сопровождаемые надвигами. В результате этой стадии деформации возникла структура, в разрезе которой чередуются породы серий льюис и мойн. На следующей стадии возникли вертикальные складки меридионального простирания и разломы того же направления. К более поздней стадии деформации этого района относится движение по наволоку Мойн.

Северо-восточнее Гленелга Т. Клиффорд (Clifford, 1957) описал смятый в вертикальные складки аллохтонный массив Кинтаил, сложенный породами серий льюис и мойн (см. рис. 64). Последовательность деформаций здесь следующая.

Стадия Д-1: шарьирование.

Стадия Д-2: смятие аллохтонного массива Кинтаил и пород автохтона в изоклинальные складки северо-восточного простирания. Эти складки опрокинуты в северо-западном направлении.

Стадия Д-3: образование открытых вертикальных складок широтного и северозападного простирания и разломов того же направления.

Стадия Д.4: движение по сдвигу Стратканон и присдвиговые деформации. Аналогичные деформации на другом крыле этого сдвига описаны тем же автором на участке, расположенном северо-восточнее (Clifford, 1960).

Аллохтонный массив Кинтаил представляет собой тектонический останец обцирного шарьяжа Россшир, а подстилающие породы относятся к структурной единице Гленелг (Tanner et al., 1970). Наволок Россшир погружается в восточном направлении. Тектонические останцы и полуостанцы этого шарьяжа сохранились в мульдах синформных складок северо-западнее фронта шарьяжа (см. рис. 64). Упомянутый выше складчатый наволок, участвующий в строении антиформы Морар, вероятно, также представляет собой часть наволока Россшир. Шарьирование единицы Россшир относительно подстилающих пород единицы Гленелг происходило в запад-северо-западном направлении.

Деформации шарьяжа Россшир рассмотрим на материалах В. Таннера (Tanner, 1971) по району восточного окончания залива Лох-Хоурн (см. рис. 66, 67). Здесь могут быть выделены пять стадий деформации. Складки первой стадии деформации обладают следующими особенностями. Они изоклинальные, их осевые поверхности параллельны наволоку Россшир и деформированы вместе с ним. Следовательно, первоначально это были лежачие изоклинальные складки. Эти складки развиты в породах структурной единицы Россшир и отсутствуют в подстилающих отложениях. Параллельность осевых поверхностей складок Д-1 и наволока Россшир позволяет говорить о принадлежности этих структурных форм к одной стадии деформации и



Рис. 64. Карта шарьяжа Россшир, Северные нагорья Шотландии (Tanner et al., 1970) а – схема расположения структурной единицы Россшир (показана крапом). б – схематическая геологическая карта Центрального Россшира: 1, 2 – единица Россшир (1 – серия мойн, 2 – серия льюис); 3 – линия наволока Россшир; 4, 5 – единица Гленелг (4 – серия мойн, 5 – серия льюис); 6 – линия наволока Мойн; 7 – платформа Эриа; 8 – сдвиги; 9 – направление вверх по стратиграфическому разрезу, определенное в результате изучения первичных осадочных текстур отложений; К – аллохтонный массив Кинтаил

Показано расположение рис. 66

Положение карты см. на рис. 62



Рис. 65. Геологический разрез антиформной складки Морар (Kennedy, 1955) A – серия "льюис; $m^{1'} - m^{2'}$, $m^1 - m^3$ – серия мойн

предполагать, что складки Д-1 были сформированы в процессе шарьирования.

На второй стадии деформации возникли складки, в которые смяты породы обеих структурных единиц и разделяющий их наволок. На рис. 66 показаны три крупные складки Д-2. Их осевые поверхности имеют северо-восточное простирание, шарниры складок залегают круто (см. рис. 67).

На третьей стадии деформации, вероятно, были сформированы большие вертикальные синформные и антиформные складки, подобные синформе, в которой залегает аллохтонный массив Кинтаил. Рассматриваемый участок (см. рис. 66) находится на крыле такой большой антиформной складки. В результате деформации Д-3 наволок Россшир и осевые поверхности складок Д-1 и Д-2 приобрели крутое залегание. Следует отметить, что последовательность формирования складок, отнесенных к стадиям Д-2 и Д-3, на рассматриваемом участке выяснить не удается. В варианте, который принят в описании, складки Д-2 возникли как лежачие складки, а затем были приведены в их теперешнее положение. В ином варианте эти складки формировались как горизонтальные складки. Залегание осевых поверхностей складок, отнесенных к Д-2, почти параллельно залеганию осевых поверхностей складок Д-1. Это довод в пользу принятого варианта.

На следующей стадии деформации произошло коробление ранее возникшей структуры с формированием открытых горизонтальных складок, осевые поверхности которых имеют северо-западное простирание. К еще более поздней стадии деформации относятся движения по правому сдвигу Кинлох, имеющему северозападное простирание.

Многократно складчатые комплексы в породах серии мойн описаны также севернее и восточнее рассмотренных участков (Bamsay 19586; Sutton, Watson, 1954; и др.). М. Фленти (Fieuty, 1961) описал в долине Оррин (см. рис. 64) деформированный наволок, который, вероятно, является частью наволока Россшир. На этом участке имела место следующая последовательность деформаций. На первой стадии произошли движения по наволоку Россшир и формирование мелких складок. В породах структурной единицы Россшир оси этих складок параллельны линии наволока или подходят под углом, но не пересекают эту линию. В породах единицы Гленелг складки Д-1 обнаружены лишь около наволока и их оси параллельны этой линии. Такие соотношения свидетельствуют о том, что указанные складки, вероятно, образовались во время движения по наволоку.

На следующей стадии произошло образование вертикальных складок, имеющих северо-восточное простирание. Эти деформации захватывают и наволок Россшир. К третьей стадии деформации относится формирование крупной горизонтальной складки с осью запад-северо-западного простирания. На четвертой стадии возникли небольшие горизонтальные складки с осями северо-восточного



Рис. 66. Структурная схема участка у восточного окончания зал. Лох-Хоурн, Северные нагорья Шотландии (Tanner, 1971)

1-3 - следы осевых поверхностей складок: 1 - стадии Д-1, 2 - стадии Д-2, 3 - стадии Д-4;
 4 - наволок Россшир; 5 - правый сдвиг Кинлох; 6-8 - породы: 6 - пелитовые, 7 - алевритовые, 8 - псаммитовые; 9 - элементы залегания шарниров складок Д-2 и Д-4

Положение участка показано на рис. 64

простирания. Несколько иная интерпретация строения и развития деформаций на этом и соседнем к югу участках была проведена Д. Рамсеем (Ramsay, 1958b, 1963). В его интерпретации из описанной последовательности выпадает третья стадия.

В результате проведенных на территории Северных нагорий исследований на разных участках этого района была установлена несколько различная последовательность стадий деформации. Так как ключевые структуры прослежены на территории нескольких таких участков, можно выявить общую последовательность деформаций (табл. 5) и отделить стадии деформации, имеющие узко локальное распространение. Для пород, слагающих структурные единицы Гленелг и Россшир, получается следующая общая последовательность деформаций.

Стадия Дс¹-1: движение по наволоку Россшир и формирование лежачих изоклинальных складок. Движение шарьяжа и опрокидывание складок происходило в северо-западном направлении. Следует заметить, что такая интерпретация деформаций Дс-1 не единственная. Предложены и другие объяснения наблюдаемого чередования пород серий льюис и мойн. Некоторые исследователи придают главное значение лежачим изоклинальным складкам. Однако опрокинутые залегания обнаружены в Северных нагорьях лишь на ограниченных участках и больших структур такого типа в пределах единиц Гленелг и Россшир не установлено.

¹ Дс - деформации в Северных нагорьях.



Рис. 67. Стереограмма участка, изображенного на рис. 66 (Tanner, 1971)

Д. Саттон и Д. Уотсон (Sutton, Watson, 1962) предположили, что породы серии льюис не образуют подошву шарьяжей, а представляют собой тектонические клинья (протрузии), согласно внедрившиеся между слоев серии мойн. По предположению Д. Рамсея (Ramsay, 1963), шарьяжи Дс-1 в Северных нагорьях двигались в юго-восточном направлении и их предполагаемая корневая зона маркирована полосой выходов серии льюис между заливами Лох-Каррон и Лох-Хоурн. П. Симони (Simony, 1973), картировавший участок севернее зал. Лох-Хоурн, пришел к выводу, что здесь имели место два эпизода формирования лежачих изоклинальных складок и наволоков. Более ранние изоклинальные складки содержат в ядрах антиклиналей породы серии льюис. По П. Симони, эти складки опрокинуты на юго-восток. Во время следующего эпизода допускается возможность шарьирования в противоположном (северо-западном) направлении по наволоку Россшир. Все перечисленные интерпретации соответствуют одному режиму деформации (xZ).

Стадия Дс-2: образование сжатых вертикальных складок северо-западного простирания. Такие складки описаны в районе Гленелга (Ramsay, 1958a), в Ассинтском районе (Christie, 1963) и на некоторых других участках. Складки Дс-2 имеют небольшие размеры. Породы структурных единиц Россшир и Гленелг метаморфизовачы в одинаковой степени, и изограды пересекают линию наволока Россшир без смещения (Tanner et al., 1970). Этот метаморфизм, который достигает ставролитовой зоны, имел место госле формирования складок Дс-2.

Стадия Дс-3: формирование вертикальных складок северо-восточного простирания. Система вертикальных складок этой стадии деформации прослежена на всей территории Северных кагорий. В юго-западной части нагорий северо-восточное простирание складок Дс-3 постепенно меняется на меридиональное. Деформации Дс-3 синхронны с ретроградным метаморфизмом в породах серии мойн.

Стадия Дс-4: движение по сдвигам и образование горизонтальных складок. Система сдвигов состоит из левых сдвигов северо-восточного простирания

Время дефор- мации	Стиль деформации			
	Зона наволока Мойн	Северные нагорья Шотландии	Грампианские на- горья	Горы Коннемара
Поздний девон или позднее	Сдвиги	Сдвиги, горизон- тальные складки	Сдвиги	Сдвиги
Средний – поздний девон	Верти кальные складки	_	-	-
Средний девон	-		-	Вертикальные складки
Ранний девон	_	?	Трещины, грабены, депрессии	
Поэдний силур	Шарья жи	-	-	_
	Верти кальные складки	Всрти кальные складки	Вертикальные складки	Верти кальные складки
Ранний ордо- вик	Верти кальные складки	Вертикальные складки	Вертикальные складки	-
	Шарьяжи, лежачи складки	е Шарьяжи, лежачие складки	Шарьяжи, лежачие складки	Шарья жи

(преобладают) и правых сдвигов северо-западного простирания. Крупными левыми сдвигами являются Грейт-Глен (амплитуда 100 км), Стратканон (амплитуда 10 км); правые сдвиги – Лох-Мари (амплитуда 6 км), Кинлох (амплитуад 1 км) и др. Сдвиги сопровождаются горизонтальными складками, которые формировались в том же режиме деформации.

Наволок Мойн

Образование наволока Мойн, по которому породы структурной единицы Гленелг шарьи ованы на платформу Эриа, произошло после того, как породы единицы Гленелг претерпели несколько стадий деформации. Наволок Мойн в свою очередь деформирован во время более поздних стадий деформации. Рассмотрим строение зоны этого наволока. Оно представляет значительный интерес в связи с исследуемым вопросом о последовательности деформации в британских каледонидах.

Восточнее зал. Лох-Эррибол по наволоку Мойн шарьированы породы серии мойн, среди которых находятся листы льюисских отложений. Под наволоком залегают параавтохтонные шарьяжи. Они образованы кембрийскими шельфовыми отложениями, которые залегают на породах серии льюис. В 16 км западнее фронта шарьяжа Мойн в одностороннем грабене сохранился тектонический останец этого шарьяжа. Останец сложен породами серий мойн и льюис. Они тектонически налегают на кембрийские известняки автохтона. Следовательно, шарьяж Мойн в этом районе полностью перекрывал зону параавтохтонных шарьяжей и достигал автохтона.

Параавтохтонные шарьяжи широко развиты и детально изучены в Ассинтском районе. Здесь была выявлена система мелких складок, имеющих северо-северозападное простирание, поперечное к направлению зоны наволока (Christie, 1963). Эти складки опрокинуты на юго-запад. Они развиты как в теле параавтохтонных шарьяжей, так и в мойнских породах структурной единицы Гленелг. Складки возникли до движения по наволоку Мойн.

Южнее оз. Лох-Мари под наволоком Мойн залегает параавтохтонный шарьяж Кинлохью-Кишорн, сложенный породами серий торридон и льюис. Эти породы 130

в британских каледонидах

Стиль деформаций			
Камберлендские горы и о-в Мэн	Уэльс	Режим де- формации	Стадии де- формации
Сдвиги	Сдвиги	x'Y'	Дб- 8
Верти кальные складки	Вертикальные складки	уΖ	Д6-7
Верти кальные складки	Вертикальные складки	xZ	Дб-6
депрессии	-	z X	Дб-5
Вертикальные складки	Вертикальные склад- ки, шарьяжи	хZ	Д6-4
	Вертикальные склад- ки (?)	хZ	Д б-3
-		уZ	Дб-2
-	-	хZ	Дб-1
	иль деформаций Камберлендские горы и о-в Мэн Сдвиги Вертикальные складки Вертикальные складки депрессии Вертикальные складки	иль деформаций Камберлендские горы и о-в Мэн Уэльс Сдвиги Сдвиги Вертикальные складки Вертикальные складки Вертикальные складки депрессии – Вертикальные складки депрессии – Вертикальные складки Вертикальные складки Вертикальные складки	иль деформаций Камберлендские горы и о-в Мэн Сдвиги Ссладки Вертикальные складки Вертикальные складки Депрессии Складки Вертикальные складки Вертикальные складки Складки Ссладки Ссла

тектонически налегают на кембрийские отложения автохтона. В 5 км западнее фронта шарьяжа Кинлохью-Кишорн на кембрийских породах залегает тектонический останец этого шарьяжа, сложенный породами торридона. Останец смят в синформную складку.

Далее к югу шарьяж Кинлохью-Кишорн представляет собой большую синклиналь, опрокинутую в западном направлении. Висячее крыло этой синклинали (с перевернутым разрезом отложений серий торридон и льюис) доступно для наблюдений в интервале от района зал. Лох-Кишорн до зал. Лох-Алш. Опрокинутое залегание пород торридона подтверждено изучением косой слоистости отложений. В районе зал. Лох-Алш на опрокинутое крыло синклинали налегает шарьяж Мойн. который не участвует в строении этой складки: указанная опрокинутая синклиналь образовалась ранее наволока Мойн. Об этом свидетельствуют и результаты изучения кливажа (врайоне горы Кайл): кливаж осевой поверхности лежачей складки пересечен кливажем, параллельным наволоку Мойн (Anderson, Owen, 1968). На участке между зал. Лох-Мери и зал. Лох-Каррон М. Джонсон (1963; Johnson, 1960) выделил четыре стадии деформации, предшествующие движениям по наволокам Мойн и Кинлохью-Кишорн. Указанная выше опрокинутая синклиналь отнесена к первой стадии деформации. На последующих стадиях формировались мелкие складки, имеющие северо-восточное ("каледонское") и поперечное простирания. Эти деформации сопровождались метаморфизмом пород, который произошел до движения шарьяжа Мойн.

На о-ве Скай обнажено нижнее крыло описанной выше опрокинутой синклинальной складки. Наволок Кинлохью-Кишорн отделяет здесь торридонские породы от подстилающих кембрийских известняков. Поверхность шарьирования смята в вертикальные складки. В ядре одной из таких складок находится тектоническое окно Орд, в котором обнажены кембрийские отложения. На п-ове Слит между шарьяжами Кинлохью-Кишорн и Мойн залегает тектоническая пластина Терскейвейг, сложенная отложениями, которые рассматривают как переходные фации между сериями торридон и мойн (рис. 68).

В теле шарьяжа Кинлохью-Кишорн, как и в Ассинтском районе, развиты милониты. Интересна история изучения этих милонитов. Когда в зоне наволока Мойн обнаружили милониты, было высказано предположение. что образование


Рис. 68. Геологический разрез зоны наволока Мойн через мыс Слит на о-ве Скай (George, 1965) 1, 2 – серия мойн (1 – фация Северных нагорий, 2 – фации, рассматриваемые как переходные к фациям серии торридон); 3 – кембро-ордовик; 4 – серия торридон; 5 – серия льюис

милонитов связано с движением этого шарьяжа (Lapworth, 1885; Peach et al., 1907). Позднее было выяснено, что милониты в зоне наволока брекчированы. Это рассматривали как результат повторных подвижек по наволоку (McInture, 1954). Затем установили, что милониты были смяты в складки до надвигания на них мойнских пород (Barber, 1965; Christie, 1963; Johnson, 1960). Возможно, милониты возникли при надвиговых движениях, которые могли иметь место на первой стадии деформации, во время формирования опрокинутой складки. А. Барбер (Barber, 1965) считает, что милониты являются свидетелями наиболее ранних (доскладчатых) деформаций горных пород в рассматриваемом районе.

Линия наволока Мойн протягивается далее на юго-запад между островами Малл и Айона, а затем, вероятно смещенная по сдвигу Грейт-Глен, эта линия продолжается на острове Айлей (Кеннеди, 1963).

Структурные формы, образованные в единице Гленелг на стадии Дс-3, срезаются наволоком Мойн. Складчатые деформации, происходившие после формирования наволока Мойн, захватывают гленелгский аллохтон, параавтохтон и автохтон. Они представлены (по М. Джонсону) открытыми синформными и антиформными складками, имеющими северо-западное простирание. Еще более поздними были движения по сдвигам северо-западного и северо-восточного простирания. Сдвиг Лох-Мари и другие сдвиги секут структурную единицу Гленелг, наволок Мойн и продолжаются в пределы платформы Эриа.

Структурные единицы Баллапель и Илтей

Структурные единицы Баллапель и Илтей расположены на территории Грампианских нагорий Шотландии и о-ва Ирландии. Здесь имела место следующая последовательность деформаций (см. табл. 5).

Стадия Дг¹-1. Стиль тектоники Грампианского сектора определяется развитием больших лежачих складок, образующих систему тектонических покровов. Формирование этих структур относится к наиболее ранней стадии деформации. Структурная единица Баллапель состоит из двух главных тектонических пластин — шарьяжей Аппин и Баллахулиш. Эти шарьяжи представляют собой лежачие складки, имеющие северо-восточное простирание осевых поверхностей и опрокинутые на северо-запад (рис. 69, 70). Складки осложнены наволоками. Наиболее крупными являются наволоки Баллахулиш и Форт-Вильям. Наволок Баллахулиш осложняет нижнее крыло одноименной лежачей складки. Амплитуда смещения по нему несомненно более 13 км и может превышать 38 км (Johnson, 1965). Наволок Форт-Вильям представляет собой подошву шарьяжа Аппин. В северо-восточном направлении эти наволоки затухают в горах Моналия. Юго-западное продолжение структурной единицы Баллапель расположено в горах Донегол на северном побережье о-ва Ирландии. Здесь описаны складки Дг-1 северо-восточного простирания, опро-

¹ Дг – деформации в Грампианских нагорьях.



Рис. 69. Схематическая геологическая карта юго-западной части Грампианских нагорий Шотландии (George, 1965)

 1 – граниты; 2 – третичные базальты; 3 – девонские отложения; 4–6 – серия дальред:
4 – шарьяж Илтей, 5 – шарьяж Баллахулиш, 6 – шарьяж Аппин; 7 – серия мойн Положение карты см. на рис. 62

кинутые на северо-запад: антиклиналь Гунбарра, синклиналь Крислох и др. (Anderson, Owen, 1968).

Структурная единица Илтей также состоит из двух шарьяжей - собственно Илтей и Бойн¹. Шарьяж Илтей имеет дивергентное строение. Он образован лежачими складками, имеющими северо-восточное простирание осевых поверхностей и опрокинутых на северо-запад и юго-восток. Лежачие складки осложнены наволоками (рис. 71; см. рис. 69, 70). Наиболее крупная лежачая складка – синклиналь Бен-Луи. Она прослежена вдоль простирания почти на 300 км. Эта складка опрокинута на юго-восток. На общирной территории на земную поверхность выведено верхнее (опрокинутое) крыло синклинали Бен-Луи, которое одновременно является нижним крылом лежачей антиклинали Аберфоил. Сохранилась главным образом замковая часть антиклинали Аберфоил, где складка становится ныряющей, т.е. по форме замок этой складки представляет собой синформу, в ядре которой залегают более древние породы, чем на крыльях. В Грампианских нагорьях закартированы корни этих лежачих складок, где юго-восточная вергентность складок меняется на противоположную. В зоне корней складки прямые вертикальные (Sturt, 1961; Borradaile, 1972). В породах серии дальред описаны также многочисленные мелкие складки, возникшие на стадии Дг-1. Это главным

¹ Шарьяж Илтей вслед за Р. Шеклетоном (Shacleton, 1958) часто называют шарьяжем Тей. Шарьяж Бойн также имеет второе название – Банф.

образом лежачие изоклинальные складки, шарниры которых простираются в северо-восточном направлении.

Юго-западное продолжение шарьяжа Илтей находится в северной части о-ва Ирландии. Складки Дг-1 в горах Донегол опрокинуты в северо-западном направлении. Здесь же описаны наволоки, по которым происходило движение в том же направлении В горах Окс также закартирована зона тектонических чешуй, двигавшихся в северо-западном направлении. Амплитуда перемещения по этим наволокам составляет несколько километров. В зоне тектонических чешуй развиты мелкие изоклинальные лежачие складки, опрокинутые на северо-запад.



Рис. 70. Схематический геологический разрез Грампианских нагорий (Rast, 1963) 1 – наволок Форт-Вильям; 2 – шарьяж Аппин: 3 – наволок Баллахулиш; 4 – шарьяж Баллахулиш; 5 – наволок Илтей; 6 – шарьяж Илтей; 7 – антиклиналь Аберфоил; 8 – синклиналь Бен-Луи

А. Карролл (Currall, 1963) показал, что в пределах рассматриваемой толщи в горах Окс можно выделить три-четыре эпизода движений, разделенных интервалами. В горах Мейо большие складки Дг-1 сжатые и изоклинальные. Они прямые или имеют южную вергентность (Dewey, 1967). Южнее зал. Клу около окраинного разлома нагорий обнаружены лежачие складки Дr-1 (Anderson, Owen, 1968).

Шарьяж Бойн (см. рис. 71) расположен в северо-восточной части Грампианских нагорий Шотландии. Его видимая часть занимает территорию 50х75 км. Шарьяж сложен породами, относимыми к верхнему дальреду. Эти породы тектонически налегают на отложения нижнего дальреда, которые смяты в лежачую антиклинальную складку. Эта антиклиналь опрокинута на юго-восток, а ее верхнее крыло срезано наволоком Бойн (Read, 1955, 1956).

В целом система деформаций Дг-1 дивергента как в Шотландии, так и на территории о-ва Ирландии.

Стадия Дг-2. В теле шарьяжа Илтей на стадии Дг-2 формировались большие открытые вертикальные складки северо-западного (до почти меридионального) простирания, осевые поверхности которых ориентирозаны под прямым углом по отношению к осевым поверхностям складок Дг-1 (см. рис. 71). Такие складки были изучены в Пертшире (Rast, 1958; Sturt, 1961). В эти складки смят также наволок Илтей и подстилающие породы структурной единицы Баллапель. Было показано (King, Rast, 1955), что система складок Дг-2 продолжается в породах серии мойн, которые слагают структурную единицу Россшир. Мелкие складки Дг-2, развитые в Пертшире, преимущественно представлены сжатыми структурами, встречены и изоклинальные складки. Подобные складки Дг-2 описаны в структурной единице Баллапель в районе оз. Лох-Ливен (Weisš, McInture, 1957). В Ирландии складки Дг-2 описаны в юго западной части гор Донегол. Как и в Шотландии, эти складки простираются на северо-запад (Anderson, Owen, 1968).

Для шарьяжа Бойн характерны сжатые складки северо-западного простирания, возникшие на рассматриваемой стадии деформации (Johnson, 1962).

Стадия Дг-3. Деформации Дг-3, изученные в Шотландии в теле шарьяжей Илтей и Бойн, представлены большими вертикальными складками северо-восточного (вплоть до широтного) простирания, которые деформируют лежачие складки Дг-1 и складки Дг-2 (см. рис. 71). Синклиналь Лох-О прослежена из Шотландии на территорию Ирландии, в район залива Лох-Фоил (Anderson, Owen, 1968). Далее на запад вертикальные складки Дг-3 описаны в горах Мейо (Dewey, 1967). Осевые поверхности складок Дг-3 меняют здесь свое юго-западное простирание на широтное. В структурной единице Баллапель складки Дг-3 имеют восток-северо-восточное простирание (Weiss, McInture, 1957).

Стадия Дг-4. Во время всех рассмотренных выше стадий деформации происходило либо сокращение площади складчатой системы (за счет утолщения системы), либо перераспределение масс без изменения площади системы. Такие стадии деформации разделены интервалами, во время которых деформаций не было, либо могло иметь место увеличение площади складчатой системы. Такое увеличение площади можно фиксировать по формированию грабенов, депрессий, систем даек и других структур растяжения. В каленидах Северной Европы в большинстве случаев ответить на вопрос о том, что же происходило во время указанных интервалов, не удается. Исключение составляет раннедевонское время, для которого имеются определенные данные об удлинении складчатой системы в поперечном (северо-западном) направлении. В это время на территории Шотландии и о-ва Ирландии возникла Каледонская впадина, имевшая северо-восточное простирание, а на территории Грампианских нагорий и Южных возвышенностей образовалась система трещин того же простирания. По этим трещинам произошло внедрение даек. Указанные структурные формы маркируют стадию деформашии Дг-4.

Стадия Дг-5. Система протяженных левых сдвигов северо-восточного простирания сечет Грампианские нагорья Шотландии. Это сдвиги Эрихт-Лейден (амплитуда 7 км), Лох-Тей (амплитуда 6 км), Лагган, Тиндрам и др. (Кеннеди, 1963). Наиболее крупный левый сдвиг в Ирландии – Леннен имеет вероятную амплитуду 25-40 км (Dickinson 1973; Pitcher et al., 1964). Описаны здесь и другие левые сдвиги северо-восточного простирания. С ними сопряжены правые сдвиги, имеющие северо-западное простирания. С ними сопряжены правые сдвиги, имеющие северо-западное простирание. Система правых сдвигов развита значительно слабее. К числу крупных относится сдвиг Маам в горах Мейо, имеющий амплитуду 5 км (Dewey, 1967). Со сдвиговыми деформациями связаны многочисленные мелкие складки, описанные в Ирландии (Dewey, 1967; Roberts, 1972; Simpson, 1968; и др.) и на территории Грампианских нагорий Шотландии. Сдвиги





1 – территория, на которой обнажено верхнее (опрокинутое) крыло лежачей синклинали Бен-Луи (Д-1); 2 – территория, на которой обнажен ныряющий замок лежачей антиклинали Аберфоил (Д-1); 3 – оси складок Д-1; 4 – оси складок Д-2; 5 – оси складок Д-3; 6 – синклинальные и синформные складки; 7 – антиклинальные и антиформные складки; 8 – наволоки Илтей и Бойн; 9 – более молодые разломы

Цифрами на схеме обозначены: І — разлом Грейт-Глен; ІІ — наволок Илтей; ІІІ — наволок Бойн; ІV — окраинный разлом Грампианских нагорий; 1 — синклиналь Лох-О; 2 — антиклиналь Аберфоил

Положение схемы см. на рис. 62

Северных и Грампианских нагорий несомненно представляют собой единую систему. Они наложены на все ранее созданные дислокации. Преобладание в этой системе левых сдвигов над правыми В. Кеннеди (1963) логично объясняет тем, что сдвиговые трещины легче возникали вдоль простирания уже существовавших структур северо-восточного направления, чем поперек по отношению к ним. В целом последовательность деформаций в Грампианском секторе подобна описанной для Северного сектора (см. табл. 5).

Возраст деформаций

Для определения возраста описанных стадий деформации были использованы радиометрические данные (Brown et al., 1965; Johnson, 1963; и др.) и соотношения структурных форм с фаунистически охарактеризованными отложениями. Ревизия радиометрических материалов была проведена Д. Дьюи и Р. Панкхарстом (Dewey, Pankhurst, 1970). Ниже цифры радиометрических определений приведены по данным этих исследователей.

Три первые стадии деформации, выделенные в Грампианских и Северных нагорьях, несомненно синхронны в обоих районах. Возраст этих деформаций определяется из следующих соотношений. Деформации захватывают всю серию дальред, следовательно, они начались не ранее среднего кембрия. Радиометрический возраст пород серии дальред, слагающих лежачую складку Аберфоил, определен калий-аргоновым методом в 495-508 млн. лет – нижний ордовик. Граниты Бен-Вурох образовались после первой стадии деформации и до метаморфизма, синхронного деформациям второй стадии. Радиометрический возраст этих гранитов, определенный рубидий-стронциевым методом, - 494±36 млн. лет - нижний ордовик. Прогрессивный метаморфизм в породах серии мойн происходил во время второй стадии деформации и закончился до начала третьей стадии. Радиометрический возраст синметаморфических габбро о-ва Ирландии определен уран-свинцовым методом 510±15 млн. лет, а в Шотландии аналогичные габброиды имеют радиометрический возраст 486±17 млн. лет (рубидий-стронциевый метод). Определение возраста этого метаморфизма калий-аргоновым методом по слюде дало результат 480 млн. лет.

Ретроградный метаморфизм, одновременный третьей стадии деформации, был датирован 420 млн. лет — нижний силур (Андерсон, 1968; Беннисон, Райт, 1972; и др.). Этот возраст ставится под сомнение. Граниты Донегал-Мойн в Ирландии образовались позднее деформаций третьей стадии. Радиометрический возраст указанных гранитов, определенный рубидий-стронциевым методом, — 483±1 млн. лет. Западнее, в горах Мейо, в отложениях с граптолитами среднего аренига содержится галька таких гранитов, которые возникли после третьей стадии деформации. Радиометрические данные свидетельствуют о том, что три первые стадии деформации имели место между 510 и 480 млн. лет. Д. Дьюи и Р. Панкхарст предполагают, что возрастной интервал этих деформаций еще уже и находится в пределах аренига.

Движения по наволоку Мойн произошли после упомянутого выше ретроградного метаморфизма пород серии мойн. Движение шарьяжей Скандинавии происходило в конце силура. Вполне вероятно, что чаволок Мойн также является позднесилурийским.

Стадия Дг-4 имеет раннедевонский возраст. Он определен по возрасту отложений в Каледонской впадине и по времени внедрения каледонских даек. Эти дайки синхронны с гранитами, которые прорывают породы нижнего девона и содержатся в базальных конгломератах среднего девона (Mercy, 1965).

Сдвиги, возникшие в Грампианских и Северных нагорьях на последней стадии деформации, образуют единую систему. Сдвиг Грейт-Глен смещают плутонические массивы раннедевонского возраста. Интенсивным деформациям в зоне сдвига подвергнуты также среднедевонские отложения. По В. Кеннеди (1963), главное смещение по этому разлому произошло в верхнем девоне или нижнем карбоне. Оно может быть и более поздним. Эвгеосинклинальная зона охватывает Южные возвышенности Шотландии, значительную часть Англии, Уэльса и о-ва Ирландии. Докембрийские отложения имеют на этой территории небольшое распространение. Кристаллические сланцы, развитые в горах Коннемара на западе о-ва Ирландии, сопоставляют с серией дальред. Выше уже говорилось о том, что этот участок может принадлежать миогеосинклинальной зоне. Среди докембрийских отложений, обнаженных на о-ве Мен и на побережье Ирландского моря, присутствуют спилиты и гипербазиты, а в юго-восточной части зоны (в Уэльсе и Шропшире) — вулканогенные породы кислого состава. Нижний палеозой представлен мощными вулканогенно-терригенными отложениями со спилитами, которые характерны главным образом для ордовикской части разреза. Нижнепалеозойские отложения слабометаморфизованы.

Трилобиты кембрия и нижнего ордовика и граптолиты нижнего ордовика, найденные в эв- и миогеосинклинальной зонах, принадлежат к различным фаунистическим провинциям: ископаемая фауна миогеосинклинальной зоны относится к Американской, а авгеосинклинальной зоны – к Балтийской провинциям.

В пределах эвгеосинклинальной зоны выделяют два прогиба — Моффатский и Уэльский, разделенные горстом Ирландского моря.

Породы, образовавшиеся в Моффатском прогибе, занимают территорию Южных возвышенностей Шотландии, Озерный район (Кемберлендские горы, Англия) и значительные участки о-ва Ирландии. Ось прогиба имеет северо-восточное простирание. В этом прогибе достоверные кембрийские отложения не известны, а суммарная мощность пород ордовика и силура оценивается разными исследователями в интервале от 3 до 10 км (Данниниг 1964; Walton, 1960; и др.). Основание эвгеосинклинального разреза обнажено в Эршире севернее разлома Южных возвышенностей. Здесь, в нижней части видимого разреза, залегают интенсивно деформированные основные вулканиты, метаморфические зеленые сланцы, глаукофановые сланцы, эклогиты и серпентиниты. На эти породы несогласно налегают слабодеформированные шаровые лавы, кремни и сланцы с граптолитами аренига. Описанные породы (они слагают комплекс Боллантре) трансгрессивно перекрыты каменноугольными отложениями. Продолжение офиолитов Боллантре прослежено по аэромагнитным данным в Северную Ирландию (Gunn, 1973). Предполагают, что этому офиолитовому комплексу принадлежат и вулканиты, развитые в Тироне (о-в Ирланлия).

• В Уэльском прогибе мощность кембрийских отложений, вероятно, достигает 5 км, а суммарная мощность кембрия, ордовика и силура может превышать 15 км.

Моффатский прогиб

Горы Коннемара. Рассмотрение деформаций эвгеосинклинальной зоны начнем с района гор Коннемара, в котором наряду с более молодыми нижнепалеозойскими отложениями присутствуют метаморфические породы серии дальред. Ордовикские (начиная с аренига) и силурийские отложения слагают более высокую часть стратиграфического разреза. Эти отложения разделены несогласием. При этом на одних участках на породы ордовика несогласно налегают отложения позднего лландовери, а на других – отложения венлока.

В породах серии дальред выявлены две стадии деформации, предшествующие прогрессивному метаморфизму, для которого рубидий-стронциевым методом был определен возраст 505 млн. лет (Dewey, Panghurst, 1970). На первой стадии происходило шарьирование, а на второй была сформирована большая антиформная складка широтного простирания. Следующая стадия складкообразования имела место после метаморфизма пород серии дальред. На этой стадии были сформированы большие синформные и антиформные складки. Они обладают широтным простиранием, которое в восточной части района постепенно становится северо-восточным. В складки смяты породы до силурийских включительно. Верхний возрастной предел формирования этих складок ограничен лишь ниж. ним карбоном, девонские отложения в рассматриваемом районе отсутствуют. На последней стадии деформации в районе Коннемары возникла система сдвигов северо-восточного и северо-западного простирания, которая свидетельствует о меридиональном сокращении региона. Здесь трудно разделить докаменноугольные и послекаменноутольные движения по сдвигам, однако наличие перемещений в докарбоновое время для некоторых разломов считается установленным (Anderson, Owen, 1968).

Район Коннемары привлекает внимание возможностью корреляции ранних стадий деформации, проявившихся в миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной зонах (см. табл. 5). Действительно, в пределах этого района присутствуют метаморфические породы серии дальред и можно было бы воспользоваться возрастом метаморфизма при сопоставлениях. Однако на надежности такого сопоставления отрицательно сказывается несколько обстоятельств. Во-первых, в районе Коннемары отсутствуют стратиграфические контакты между породами серии дальред и фаунистически охарактеризованными нижнепалеозойскими отложениями. Поэтому нет уверенности в цельности разреза: породы серии дальред могут принадлежать миогеосинклинальной зоне, а палеозойские отложения — эвгеосинклинальной зоне. Во-вторых, в этом районе имело место проявление относительно молодого регионального метаморфизма (до биотитовой зоны), которому подвергнуты все породы вплоть до силурийских.

Южные возвышенности Шотландии и о-ва Иэландии. На Южных возвышенностях распространены отложения ордовика, силура, девона, карбона, перми и мезокайнозойские отложения. Перерывы в стратиграфическом разрезе имеются между аренигом и лландейло, перед девоном, между ранним и поздним девоном, в каменноугольное время, перед пермью.

Складчатая структура района начала формироваться в верхнем силуре. На первой стадии возникли вертикальные складки, осложненные продольными разломами. Структура Южных возвышенностей, возникшая на стадии Д-1, интерпретируется как система тектонических блоков, имеющих северс-восточное простирание (Walton, 1965). Блоки разграничены надвигами и взбросами, поверхности которых погружаются на юго-восток. Складки, развитые в пределах блоков, наклонены или опрокинуты на северо-запад. Нередки изоклинальные складки, на некоторых участках описаны и лежачие складки. Складкообразование Д-1 является главным для территории Южных возвышенностей. На этой стадии возникли крупные формы, которые определяют облик каледонской структуры региона. Деформации Д-1 происходили до накопления раннедевонских отложений.

В раннем девоне на месте Срединной долины Шотландии располагалась упоминавшаяся ранее Каледонская впадина, вытянутая в северо-восточном направлении, а на территории Южных возвышенностей произошло внедрение даек по трещинам, имеющим то же направление. Это вторая стадия деформаций в рассматриваемом районе.

Нижнедевонские породы, развитые в Срединной долине Шотландии, были: смяты в среднем девоне в вертикальные складки (стадия Д-3). Деформации Д-1 и Д-3 происходили в одинаковом режиме, оси возникщих структурных форм параллельны.

На следующей стадии формировались небольшие горизонтальные складки и возникла система сдвигов (Walton, 1965). Правые сдвиги в Южных возвышенностях Шотландии имеют запад-северо-западное простирание, левые сдвиги – северо-северо-восточное. Движения по этой системе сдвигов возобновлялись неоднократно. Имеются определенные данные о смещении нижнедевонских отложений, а также о движениях в более позднее время, в том числе – в кайнозое. Движения по некоторым разломам, возникшим на стадии Д-1, также возобновлялись в верхнем палеозое и мезо-кайнозое. При этом перемещения их крыльев подчинялись новой динамической обстановке и не всегда совпадали с движением на ранних стадиях. К таким структурам относится и разлом Южных возвышенностей, пересекающий всю Шотландию и о-в Ирландию. Камберлендские горы (Озерный район) и о-в Мэн. В этой части эвгеосинклинальной зоны распространены породы, условно относимые к кембрию (на о-ве Мэн), и отложения ордовика, силура, предполагаемого нижнего девона, карбона, перми и более молодые. Перерывы в стратиграфическом разрезе отмечены в ордовике (перед карадоком), перед нижним девоном, карбоном и пермью. Предполагают, что слабые деформации могли иметь место в предкарадокское время, однако они затушеваны интенсивными складкообразовательными процессами, происходившими в среднем палеозое (см. табл. 5). В это время вначале возникла система крупных вертикальных складок, осевые поверхности которых имеют северо-восточное простирание. На некоторых участках установлены два эпизода формирования таких складок (Anderson, Owen, 1968; Simpson, 1963). На следующей стадии возникли открытые вертикальные складки северо-северо-западного простирания. Более поздними были движения по правым сдвигам северозападного простирания.

Уэльский прогиб

В пределах Уэльса известны докембрийские, кембрийские, силурийские, девонские, каменноугольные и более молодые отложения. В стратиграфическом разрезе все перечисленные подразделения разделены перерывами (предсилурийский и преддевонский перерывы распространены на отдельных участках). Самая северная часть Уэльса (о-в Англси) входит в состав поднятия Ирландского моря. Здесь широко развиты эвгеосинклинальные докембрийские породы, деформированные и метаморфизованные в докембрии.

Южнее, в пределах Уэльского каледонского прогиба, описаны вертикальные складки и разломы, формирование которых относят к аренигу-лландейло (Anderson, Owen, 1968). Позднее формировались большие вертикальные складки и происходили перемещения по наволокам. Амплитуда наиболее крупного шарьяжа Кармел-Хед (о-в Англси) достигает 30 км, наволок погружается в северном направлении. Вертикальные складки обладают северо-восточным простиранием, которое в Юго-Западном Уэльсе становится широтным. В Северном Уэльсе складки наклонены на северо-запад, в Юго-Восточном Уэльсе – на юго-восток. В Северном Уэльсе выявлено два эпизода формирования таких складок (Helm et al., 1963). Результатом следующей стадии деформации было формирование поперечных складок, осевые поверхности которых имеют северо-западное простирание. В результате наложения этих складчатых деформаций на более ранние складки северо-восточного простирания шарниры последних сильно ундулируют вплоть до разделения линейных складок на серию брахиформных.

Время описанных деформаций не выяснено с достаточной определенностью. Было показано (Helm et al., 1963), что системы деформаций и их последовательность в Северном Уэльсе аналогичны наблюдаемым на о-ве Мэн и в Озерном округе. На этом основании считают, что деформации в обоих районах одновременны, т.е. происходили в позднем силуре или после силура (Беннисон, Райт, 1972). Имеются указания (Jones, 1956) на участие в рассматриваемых деформациях и пород нижнего девона.

В Уэльсе установлены также сдвиги, движения по которым, как и в других случаях, являются более поздними по отношению к описанным выше структурным формам (см. табл. 5).

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ДЕФОРМАЦИЙ В БРИТАНСКИХ КАЛЕДОНИДАХ

Из приведенных материалов о стадийности деформации в различных районах вырисовываются общие закономерности складкообразовательного процесса, имевшего место в британских каледонидах. Суммируем данные о значении отдельных стадий деформации в формировании складчатой структуры региона (см. табл. 5). Стадия Дб¹-1. В северном секторе Шотландии возник шарьяж Россшир, движение по которому происходило в северо-западном направлении. В том же направлении опрокинуты и лежачие складки, известные в этом районе. Такая же вергентность складок и шарьяжей характерна для северо-западной части Грампианского сектора Шотландии и о-ва Ирландии. Юго-восточнее вергентность складок и шарьяжей противоположная (юго-восточная). В целом структура миогеосинклинальной зоны, сформированная на стадии Дб-1, имеет в поперечном разрезе веерообразную форму. Этот веер несимметричный, его северо-западная ветвь значительно длиннее юго-восточной. Деформации Дб-1 не вышли за пределы миогеосинклинальной зоны. Время деформаций: ранний ордовик. Режим деформации – xZ, Ось x ориентирована в Шотландии в северо-западном направлении, которое в северо-западной части о-ва Ирландии постепенно меняется на почти меридиональное.

Стадия Дб-2. Формирование вертикальных складок северо-западного простирания имело место на территории миогеосинклинальной зоны и не известно за ее пределами. Время деформаций: ранний ордовик. Режим деформации – vZ.

Стадия Дб-3. На всей территории миогеосинклинали возникли вертикальные складки "каледонского" простирания. Оси этих складок имеют северо-восточное направление в Шотландии и северо-восточной части о-ва Ирландии. Западнее простирание складок меняется на почти широтное. Время деформаций: ранний ордовик. Режим деформации – xZ. В более южных районах деформации Дб-3 достоверно не установлены.

Стадия Дб-4. На стадии Дб-4 в породах эвгеосинклинальной зоны возникла система вертикальных складок каледонского простирания и сопровождающие их надвиги и взбросы. Простирание структурных форм северо-восточное, в Юго-Западном Уэльсе оно становится почти широтным. Миогеосинклинальная зона во время этой стадии деформации была шарьирована на платформу Эриа. Внутри миогеосинклинальной зоны деформации Дб-4 не происходили. Время деформаций: поздний силур. Режим деформации – xZ.

Стадия Дб-5. На значительной части территории каледонид возникли трещины, линейные депрессии и другие структуры растяжения, имеющие северо-восточное простирание. Время деформации: ранний девон. Режим деформации – 2X.

Стадия Дб-6. На этой стадии деформации в эвгеосинклинальной зоне возобновилось формирование вертикальных складок северо-восточного (каледонского) простирания. Время деформации: средний девон. Режим деформации – xZ.

Стадия Дб-7. Формирование вертикальных складок поперечного (северо-западного) направления происходило на отдельных участках эвгеосинклинальной зоны и в зоне наволока Мойн, отделяющего Шотландскую миогеосинклиналь от платформы Эриа. Время деформации: средний или поздний девон. Режим деформации – уZ.

Стадия Дб-8. Движение по системе сдвигов. Левые сдвиги имеют северо-восточное простирание (они преобладают), правые сдвиги — северо-западное простирание. Время деформаций: верхний девон — нижний карбон или позднее. Режим деформации — x'Y'.

Таким образом, складкообразовательные процессы в раннем ордовике происходили в Шотландской миогеосинклинали. В позднем силуре и девоне имело место тектоническое скучивание пород эвгеосинклинальной зоны. К этому времени миогеосинклинальная зона, претерпевшая метаморфизм, в значительной мере потеряла способность к пластическим деформациям. На тектонические напряжения указанная зона реагировала как монолитный блок, этот блок был шарьирован на край платформы Эриа.

Тектоническое скучивание пород эвгеосинклинальной зоны явилось следствием закрытия каледонской океанической структуры. В дальнейшем каледониды Британии реагировали на тектонические напряжения как единый континентальный

¹ Дб – деформации в британских каледонидах.

блок. В конце девона или позднее этот блок был расколот по системе сдвигов. Сдвиговые деформации генетически независимы от более ранних, они, вероятно, обусловлены тектоническими процессами, происходивщими в европейских варисцидах.

КОРРЕЛЯЦИЯ СТАДИЙ ДЕФОРМАЦИИ В КАЛЕДОНИДАХ БРИТАНИИ И СКАНДИНАВИИ

Шотландская миогеосинклинальная зона, вероятно, продолжалась в Северной миогеосинклинали Скандинавии, породы которой ныне слагают IV аллохтонный комплекс. Аналогом эвгеосинклинальной зоны Британии является эвгеосинклинальная зона Скандинавии, породы которой представлены в III аллохтонным комплексе. При этом надо иметь в виду, что фауна Тронхейма в Скандинавии принадлежит американскому типу, а фауна эвгеосинклинальной зоны Британии и Скандинавии принадлежит американскому типу, а фауна эвгеосинклинальной зоны Британии и Скандинавии представлены породы из разных бортов эвгеосинклинальной океанической структуры. В Британии – породы европейского борта, а в шарьяже Тронхейм – породы американского борта. Эвгеосинклинальный аллохтон Скандинавии слабо охарактеризован ископаемой фауной. Не исключено, что под шарьяжем Тронхейм в пределах III аллохтонного комплекса залегают также тектонические пластины, сложенные породами европейского борта этой Протоатлантической океанической структуры.

Далее к югу в Британии и Скандинавии располагались южная миогеосинклинальная зона и Восточно-Европейская платформа. Очертить границы южной миогеосинклинальной зоны на территории Британии затруднительно, здесь широко развиты молодые отложения.

Корреляцию стадий деформации между Скандинавией и Британией удобнее начать с наиболее поздних деформаций. Движение по сдвигам в Шотландии в позднем девоне или позднее (Дб-8) хорошо коррелируется с самой последней (позднедевонской или последевонской) стадией деформации Скандинавии, когда там возникли горизонтальные складки и сдвиги.

Продольная (северо-восточная) и поперечная системы вертикальных складок, формировавшиеся в позднем силуре и девоне в эвгеосинклинальной зоне Британии, обнаружены также в эвгеосинклинальных породах Скандинавии. Эти вертикальные складки, формировавшиеся в такой же последовательности, описаны выше в северо-восточной части района Тронхейм (стадии Д-2 и Д-3 на указанном участке). В Скандинавии, где эв- и миогеосинклинальные породы лежат друг на друге в виде тектонических пластин, рассматриваемые деформации не ограничены эвгеосинклинальными породами, они охватывают весь пакет шарьяжей. На многих участках здесь обнаружена система продольных складок, а поперечные деформации отсутствуют или не выявлены. В Британии породы северной миогеосинклинальной зоны не были смяты в складки на рассматриваемых стадиях деформации. Исключением из этого правила является зона наволока Мойн. В Скандинавии породы северной миогеосинклинальной зоны слагают тектонические пластины, которые были деформированы в рассматриваемое время совместно с нижележащими тектоническими пластинами и породами автохтона.

Формирование в Скандинавии в позднем силуре шарьяжей и лежачих складок коррелируется с шарьированием Шотландской миогеосинклинали на платформу Эриа (стадия Дб-4). Движения шарьяжа Мойн в Шотландии и шарьяжей Скандинавии происходило после завершения метаморфических процессов в северной миогеосинклинали. В эвгеосинклинальной зоне Британии в это время формировались вертикальные складки северо-западного простирания, осложненные надвигами и взбросами. Известны здесь и отдельные шарьяжи.

Ордовикские деформации Шотландской миогеосинклинали могут быть сопоставлены с дометаморфическими, наиболее ранними деформациями, которые выявлены в миогеосинклинальных отложениях, слагающих IV аллохтонный комплекс Скандинавии. Эти деформации выше описаны в Нурланне и Тромсе как стадия Д-1. Они представлены шарьяжами и изоклинальными складками. Судя по стилю и режиму деформаций, они соответствуют стадии Дб-1 или стадиям Дб-1 и Дб-2 Британии.

ЭВОЛЮЦИЯ СТИЛЯ ДЕФОРМАЦИИ В КАЛЕДОНИДАХ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

Используя данные по обоим регионам, можно нарисовать следующую картину эволюции деформации в каледонидах Северной Европы. Каледонская геосинклинальная система охватывала окраины двух континентальных блоков – Северо-Американского (его часть – платформа Эриа) и Восточно-Европейского – и Протоатлантическую океаническую структуру, которая в раннем палеозое разделяла эти континентальные блоки. На краю Северо-Американского континента находилась северная миогеосинклинальная зона рассматриваемой геосинклинальной системы, на краю Восточно-Европейского континента – южная миогеосинклинальная зона. В ордовике миогеосинклинальный край северного континентального блока претерпел деформацию и был подвергнут интенсивному метаморфизму. Вначале здесь возникла дивергентная система шарьяжей и лежачих складок, а затем последовательно формировались две системы вертикальных складок. В пределах миогеосинклинального края Восточно-Европейского континента деформаций в ордовике, вероятно, не было.

В Протоатлантической океанической структуре вблизи Восточно-Европейского континента деформации в ордовике также не происходили или были очень слабыми. Об этом свидетельствуют результаты исследования эвгеосинклинальной зоны Британии. Породы противоположного борта Протоатлантической океанической структуры в указанное время деформировались совместно с краем Северо-Амери-канского континента, это установлено в Аппалачах.

Закрытие каледонской Протоатлантической океанической структуры произошло в силуре. К указанному времени прекратился основной вулканизм в пределах эвгеосинклинальной зоны и существенно вулканогенное осадконакопление сменилось накоплением терригенных отложений. При этом в Скандинавии северный и южный континентальные блоки полностью сомкнулись, а затем породы миогеосинклинального края северного блока были шарьированы на южный континент. В результате породы океанической коры оказались лежащими между тектоническими пластинами, сложенными породами континентальной коры. Миогеосинклинальный край южного континентального блока подвергся в ходе этого процесса, расслоению, и возникла система парааллохтонных и параавтохтонных шарьяжей, достигших платформы.

В Британии миогеосинклинальный край Северного континентального блока был шарьирован в противоположном направлении — на платформу Эриа. При этом в пограничной зоне возникли относительно небольшие шарьяжи, сложенные миогеосинклинальными (шарьяж Мойн) и платформенными отложениями (шарьяжи Кинлох-Кишорн, Ассинтские и др.).

В Британии пока не получены определенные структурные данные о соотношении океанического и континентального блоков в каледонскую эпоху. По мнению Д. Дьюи (Dewey, 1969), здесь происходило встречное надвигание континентальных блоков на океаническую структуру. Южный континентальный блок начал надвигаться раньше (в позднем докембрии), чем северный блок (в раннем ордовике). По Д. Дьюи, каледонские сонтинентальные блоки были сближены, но не сомкнуты. В последнем нет уверенности. Во всяком случае, в настоящее время Южные возвышенности Шотландии имеют нормальную континентальную кору мощностью 30 км (Gunn, 1973). П. Ганн сужает предполагаемую зону с реликтовой океанической корой до ширины Срединной долины Шотландии, к которой приурочен гравитационный максимум. Сдвиги, которые образуют единую систему, охватывающую эв- и миогеосинклинальную зоны, может быть, являются свидетелями того, что ко времени возникновения этой системы вся территория каледонид Британии обладала однотипной корой.

В модели М. Гарсона и Д. Планта (Garson, Plant, 1973) происходит надвигание лишь северного континента в южном направлении. Оно началось в арениге. В это время зона Беньоффа располагалась на месте окраинного разлома Грампианских нагорий. Эта зона маркирована офиолитами, развитыми вблизи этого разлома. В позднем силуре-раннем девоне зона Беньоффа переместилась южнее Срединной долины Шотландии. Эта схема хорошо коррелируется с материалами о направлении движения шарьяжей в Скандинавии. Вместе с тем в Британии нет следов надвигания одного континента на другой, подобного описанному в Скандинавии. Шарьирование происходило в Британии внутри эвгеосинклинальной зоны (шарьяж Кармел-Хед и др.) и было локализовано на отдельных участках. Указанные отличия в тектонических условиях привели к тому, что тектоническое скучивание в Британии на рассматриваемом этапе было значительно меньшим по сравнению со Скандинавией. В результате стиль деформаций в обоих регионах различен, хотя и те и другие деформации формировались в условиях одного режима. Между тем в Скандинавии – это шарьяжи и лежачие складки, а в Британии – вертикальные складки и лишь изредка – шарьяжи.

Поперечное сокращение складчатой системы продолжалось и позднее, когда в обоих регионах формировались вертикальные складки каледонского направления. При этом в Скандинавии такие складки возникли вновь, а в Британии,



Рис. 72. Ряды деформаций каледонид Северной Европы

I—4 — структурные комплексы, деформацию которых характеризуют следующие ряды деформаций: I — Моффатский, 2 — Тронхеймский, 3 — Грампианский, 4 — Нурланнский



по-видимому, возобновилось сжатие складчатых структур, образовавшихся ранее. Затем возникли вертикальные складки поперечного направления, и после перерыва в конце девона или позднее начались деформации в горизонтальной плоскости (сдвиги, горизонтальные складки).

Ряды деформации

В каледонидах Северной Европы могут быть выделены последовательности стадий деформации четырех видов: Грампианский, Тронхеймский, Моффатский и Нурланнский ряды деформаций (рис. 72, 73).

Грампианский ряд характерен для британской окраины палеозойского Северо-Американского континента, представленной миогеосинклинальной зоной Шотландии и о-ва Ирландии. Рассматриваемая последовательность деформаций имела место на всей территории этой миогеосинклинали, исключая зону наволока Мойн. На I этапе деформации в указанном районе формировались лежачие складки и шарьяжи (стадия Дб-1). На II этапе происходило образование вертикальных складок поперечного, а затем продольного (каледонского) направления (стадии Дб-2 и Дб-3). Оба этапа деформации являются таконскими, они находятся в пределах раннего ордовика. На III этапе возникли сдвиги и горизонтальные складки (стадия Дб-8). II и III этапы разделены временным интервалом, охватывающим значительную часть ордовика, силур и большую часть девонского периода. Последовательность режимов деформации: xZ - yZ - xZ - zX - x'Y'.

Тронхеймский ряд характерен для территории Скандинавских каледонид, сложенной тремя нижними аллохтонными комплексами. Иначе говоря, этот ряд характеризует деформации окраины Восточно-Европейского континента и шарьированных на нее пород Протоатлантической океанической структуры. На I этапе здесь происходило формирование шарьяжей и лежачих складок. На II этапе возникли вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. I и II этапы деформации относятся к позднему силуру и девону. Затем имел место III этап деформации, стиль которой определяют горизонтальные складки и сдвиги. Последовательность режимов деформации: xZ - xZ - yZ - x'Y'.

В Грампианском и Тронхеймском рядах последовательность этапов деформации аналогична. Это свидетельствует об одинаковой эволюции стиля деформации в обоих регионах. Рассмотренные ряды различаются возрастом этапов деформации и внутренней структурой II этапа.



Рис. 73. Схема корреляции этапов деформации геосинклинальных систем *I* – время шарьирования: *2* – время формирования вертикальных складок; *3* – время формирования горизонтальных складок, сдвигов; *4* – время существования океанических структур в варисцидах Тянь-Шаня и каледонидах Северной Европы



Моффатский ряд характеризует деформации пород Протоатлантической океанической структуры на территории эвгеосинклинальной зоны Британии. Это неполный вариант Тронхеймского ряда, в котором отсутствует I этап деформации (шарьирование). В позднем силуре и девоне здесь формировались преимущественно вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. Позднее возникли сдвиги и присдвиговые горизонтальные складки. Последовательность режимов деформации: xZ - zX - xZ - yZ - x'Y'.

Грампианский, Тронхеймский и Моффайский ряды — простые. Нурланнский ряд — составной, он возник в результате наложений одной последовательности деформаций на другую.

Нурланнский ряд характеризует деформацию пород миогеосинклинального края Северо-Американского континента, которые в конце силура были шарьированы в Скандинавии на край Восточно-Европейского континента. Ныне эти породы слагают IV аллохтонный комплекс скандинавских каледонид. Деформации в этом комплексе пород вначале (в ордовике) развивались по грампианскому типу. Затем (в конце силура) вследствие далекого шарьирования эти породы были вовлечены в деформации, свойственные новому району их локализации, и происходили по тронхеймскому типу. В результате Нурланнский ряд деформаций состоит из двух первых этапов Грампианского ряда, за которыми последовали все три этапа Тронхеймского ряда.

Нурланнский ряд характеризует также деформации в зоне наволока Мойн в Шотландии. В этом разделе кратко рассмотрена деформация палеозойских геосинклинальных систем Аппалач, Урала, Кантабрийских гор и Гарца (см. рис. 73). В отличие от ранее описанных регионов, в этих системах хорошо известен лишь один край геосинклинали, а другой борт либо обнажен на небольшом участке (Аппалачи) или не вскрыт вовсе (Урал), либо его структура недостаточно изучена (Испания).

Аппалачи

Северные Аппалачи были в палеозое непосредственным продолжением британских каледонид, и история каледонских деформаций Аппалачской геосинклинали во многом подобна описанной в Шотландии. На окраине Северо-Американского каледонского континента первые шарьяжи (таконские) возникли в ордовике. В это время эвгеосинклинальные отложения были шарьированы в пределы миогеосинклинальной зоны. Д. Берд и Д. Дьюи (Bird, Dewey, 1970) выделяют два эпизода в этой стадии шарьирования (Д-1а, Д-1б). Образование шарьяжей сопровождалось накоплением флишевой и олистостромовой формаций. Флишевое осадконакопление происходило и во время интервала между эпизодами шарьирования. Тектонические пластины таконских шарьяжей смяты в опрокинутые и лежачие складки (Cady, 1968, 1969; Zen, 1967, 1972). По данным Е. Зена, эти складки возникли не в процессе перемещения тектонических пластин, а несколько позднее в пределах той же стадии деформации (эпизод Д-1в). Все структурные формы Д-1 имеют вергентность на северо-запад, внутрь континента.

Более поздними были деформации, в результате которых сформированы продольная система больших вертикальных складок преимущественно концентрического типа и система надвигов, имеющая северо-западную вергентность (Cady, 1967, 1968). Эти структурные формы аппалачского простирания формировались в течение двух стадий деформации. Бо́льшая часть из них возникла в девоне во время акадской стадии деформации (Д-2). Менее интенсивными были аллеганские складчатые деформации (Д-3), происходившее после нижнего карбона. На следующей стадии (Д-4) возникли секущие сдвиги (Rodgers, 1970). В этой последовательности стадии Д-1 и Д-2 относятся к каледонской эпохе, а стадии Д-3 и Д-4 – к варисской эпохе.

Внутри эвгеосинклинальной зоны Северных Аппалач лежачие складки и наволоки формировались в позднем силуре или раннем девоне (Dewey, 1969). Вероятно, они одновременны с деформациями в эвгеосинклинальной зоне Британии. Эти структурные формы в Северных Аппалачах имеют северо-западную вергентность (Cady, 1967). Их образование, по-видимому, связано с процессом закрытия Протоатлантической каледонской океанической структуры, так как именно в это время устанавливаются связи между Американской и Балтийской фаунистическими провинциями (Turner, 1970). В дальнейшем деформации пород эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон происходили совместно. В Южных Аппалачах каледонские деформации отчасти затушеваны интенсивными тектоническими процессами позднепалеозойского возраста. Следы каледонских деформаций установлены в Южных Аппалачах на многих участках (Butler, 1973; Haggins, 1973; King, 1955 и др.; Rankin et al., 1973; Rodgers, 1970; Roper, Justus, 1973; и др.). В Южном Теннесси Ф. Кингом (King, 1955, 1964) описан шарьяж Гриинбрайе, который находится ныне в теле позднепалеозойского шарьяжа Грейт-Смоки. Шарьяж Грейт-Смоки сложен метаморфическими породами позднего докембрия и раннего палеозоя, которые налегают на неметаморфизованные палеозойские отложения провинции Долин и Гряд. А шарьяж Гриинбрайе возник до метаморфизма; метаморфические изграды пересекают границы этого шарьяжа.

Последовательность деформаций на указанной территории получается следующей.

Стадия Дюа¹-1: движение шарьяжа Гриинбрайе в северо-западном направлении. Шарьирование сопровождалось пластическими деформациями в теле шарьяжа и в подстилающих породах. Видимая амплитуда шарьяжа достигает 45 км. Ф.Кинг предположительно считает эту стадию деформаций таконской.

Стадия Дюа-2: слабые деформации, которые, вероятно, происходили одновременно с метаморфизмом пород.

Стадия Дюа-3: образование шарьяжа Грейт-Смоки. Этот шарьяж также двигался внутрь континента, его амплитуда достигает нескольких десятков километров. Шарьяж возник после нижнего карбона.

Стадия Дюа-4: смятие шарьяжа Грейт-Смоки в вертикальные складки аппалачского простирания. Эти деформации происходили одновременно с формированием складчатой структуры провинции Долин и Гряд, где в строении складок участвуют породы до верхнего карбона включительно.

Стадия Дюа-5: движения по секущим сдвигам.

В этой последовательности стадии Дюа-1 и Дюа-2 принадлежат каледонской эпохе, а стадии Дюа-3, Дюа-4 и Дюа-5 — варисской эпохе.

Варисские деформации были интенсивными на большей части территории Южных Аппалач. На стадии Дюа-3 была создана система шарьяжей Блю-Ридж, амплитуда которых в Северной Каролине и Теннесси достигает 65 км (Rankin et al., 1973). На некоторых участках установлено несколько эпизодов шарьирования в пределах стадии Дюа-3 (King, Ferguson, 1960). Вертикальные складки стадии Дюа-4 прослежены вдоль всей складчатой системы. Широко распространены и секущие сдвиги Дюа-5 (Butler, 1973; Rodgers, 1970). Вдоль Аппалачской складчатой системы в направлении на северо-восток уменьшается значение варисских деформаций. Это происходит путем выпадения стадий из последовательности варисских деформаций начиная с наиболее ранней. Так, в Северных Аппалачах отсутствуют или очень слабо проявлены деформации, которые привели в Южных Аппалачах к формированию структур Дюа-3. Деформации, коррелируемые со стадией Дюа-4, в Северных Аппалачах имеют значительно меньшее значение, чем в Южных. Восточнее, в Северной Европе, отсутствуют деформации, сопоставимые со стадиями Дюа-3 и Дюа-4. Лишь сдвиги могут оказаться синхронными варисскими деформациями в обоих регионах.

Урал

В формировании структуры Южного Урала выделено несколько стадий (Ильинская и др., 1972; Руженцев, 1971а,6). Стадия Д 1 — формирование Сакмарских шарьяжей. Эта стадия разделена на два эпизода. Вначале, в эйфельское время, пластины шарьяжей формировались в эвгеосинклинальной зоне. Эти тектонические пластины трансгрессивно перекрыты позднеэйфельскими отложениями. Во время следующего эпизода, в конце эйфеля или начале живетского яруса, пакет шарьяжей был перемещен на запад, в пределы миогеосинклинальной окраины Восточно-Европейской платформы. Здесь шарьяжи были трансгрессивно перекрыты живетскими от-

¹ Дюа – деформации в Южных Аппалачах.

ложениями. На следующей стадии деформации (Д-2) пластины шарьяжей вместе с более молодыми образованиями (до турнейских отложений включительно) были смяты в лежачие складки и шарьированы далее на запад на нижнекаменноугольные отложения. В пермское время (стадия Д-3) Сакмарский и другие шарьяжи за. падкого склона Урала были смяты совместно с автохтоном в систему продольных вертикальных складок (Камалетдинов и др., 1970). Наиболее поздними (Д-4) были движения по сдвигам (Плюснин, 1971; Чудинов, 1964).

В описанной последовательности деформаций шарьирование Д-1 относится по времени к позднекаледонской эпохе, а шарьирование Д-2 и более поздние деформации являются варисскими. Последовательность и время проявления варисских деформаций Урала близки к алайскому ряду деформаций Тянь-Шаня. Можно предположить, что в пределах Урало-Тяньшаньской складчатой системы в направлении на юг выпадает стадия позднекаледонского шарьирования.

Кантабрийские горы

Кантабрийские горы и прилежащая к ним территория северной части Пиренейского полуострова относятся к Кантабрийской зоне европейских варисцид. Эта зона имеет в поперечнике (в широтном сечении) ширину 150 км. В течение всего палеозоя она была областью миогеосинклинального осадконакопления. Эвгеосинклинальная Галицийско-Кастильская зона находится западнее рассматриваемой территории.

На наиболее ранней стадии деформации (Д-1) в Кантабрийской зоне были сформированы шарьяжи. В пределах зоны выделено несколько аллохтонных структурных единиц, отличающихся полнотой стратиграфических разрезов и составом отложсний (Julivert, 1971). Каждая из структурных единиц состоит из многих тектонических пластин. Наволоки залегают параллельно слоистости в вышележащих и подстилающих породах. Подошва тектонических пластин в большинстве случаев сложена кембрийскими породами. Наиболее молодые отложения под подошвой шарьяжей принадлежат московсокму ярусу. На шарьяже Эсла несогласно залегают позднемосковские молассовые отложения, а шарьяж Понга, занимающий более низкое структурное положение, перекрыт отложениями верхнекаменноугольного возраста. При этом фации позднемосковских и верхнекаменноугольных отложений не считаются с более ранней тектонической зональностью. Движение шарьяжей в центральной и северной частях Кантабрийской зоны, где их изучал М. Джуливерт (Julivert, 1971), происходило с запада на восток. Л. Ситтер (Sitter, 1960) для южной части зоны приводит данные о северном направлении шарьирования.

Пластины шарьяжей были затем смяты в вертикальные складки концентрического типа совместно с залегающей на них позднепалеозойской молассой и с породами автохтона. Простирания складок меняются от широтного в южной части Кантабрийской зоны к меридиональному в ее средней части и до северо-восточного в северной части зоны. Они очерчивают Астурийскую дуту. Шарьяжи, описанные Л. Ситтером и М. Джуливертом, находятся на разноориентированных флангах этой дуги. Если Астурийская дуга вторична (об этом нет данных), то шарьирование в Кантабрийской зоне на стадии Д-1 происходило в одном направлении.

Л. Ситтер (Sitter, 1960) в южной части Кантабрийской зоны установил две стадии формирования вертикальных складок, в которые был смят шарьяж Эсла и подстилающие породы. Вначале возникли вертикальные складки северо-северовосточного простирания (стадия Д-2). На стадии Д-3 формировались вертикальные складки широтного простирания, являющиеся составной частью Астурийской дуги. В указанном районе наблюдались непосредственные соотношения между крупными складчатыми структурами Д-2 и Д-3. На последней стадии деформации (Д-4) в Кантабрийской зоне происходили движения по правым сдвигами, которые имеют северо-западное простирание. Все эти деформации имели место до отложения триасовых пород. Движения по сдвигам продолжались и в мезозое.

Последовательность этапов деформации в Кантабрийской зоне подобна описанной в варисцидах Тянь-Шаня. Обращает на себя внимание одновременность этих этапов в столь отдаленных регионах (см. рис. 73).

Гарц принадлежит Реногерцинской области европейских варисцид. Он сложен породами автохтонного и аллохтонного комплексов (Lutzens, 1975; Lutzens, Schwab, 1972; Schwab, 1974). Автохтон образован эвгеосинклинальными отложениями девона и части раннего карбона, которые распространены в зонах Бланкенбург, Эльбингероде и др. Основные эффузивы автохтона имеют среднедевонский и позднедевонский возраст. По составу они соответствуют калиевым щелочным базальтам (Mucke, 1973). Эвгеосинклинальный бассейн, вероятно, представлял собой структуру рифтового типа. Юго-восточная окраина этого бассейна обнажена в зоне Виппра. Верхняя часть разреза автохтона сложена мощной толщей турбидитов и олистостромовых отложений позднего девона-раннего карбона. Эти породы

Аллохтонный комплекс представлен Южно-Гарцским и Зелькским шарьяжами. Шарьяжи сложены породами среднего и верхнего девона: основными эффузивами (более 200 м), кремнистыми и глинистыми сланцами (300 м) и лежащими на них турбидитами (более 300 м). Встречены также горизонты олистостромового строения. Нап. вление потоков при формировании олистостромовых отложений было с юго-востока на северо-запад. М. Шваб (Schwab, 1974) предполагает, что шарьяжи также перемещены с юго-востока.

распространены в зонах Гарцгероде, Бланкенбург и др.

Подошва шарьяжей залегает параллельно слоям аллохтона, т.е. шарьированы были отложения, которые ранее не подвергались значительным деформациям. Затем шарьяжи были смяты совместно с автохтоном в большие вертикальные складки. На шарьяжи и автохтон несогласно налегают позднепалеозойские молассовые отложения. Накопление молассы во внутренней части Гарца началось в ранней перми, а на юго-восточной окраине Гарца — в позднемосковское время. Следовательно, если шарьяжи были перемещены с юго-востока, то шарьирование и последующее вертикальное складкообразование произошли в пределах намюра и среднего карбона. Более поздними были блоковые движения, среди которых значительную роль играли движения по сдвигам. Они начались в пермское время (Мобус, 1966).

Гарц

В заключение проведенного исследования можно сделать следующие общие выводы.

1. Тектонический анализ деформации включает изучение стилей, режимов и стадийности деформации. Он является эффективным методом исследования развития деформаций во времени и их распределения в пределах складчатой системы.

2. Деформации геосинклинальной системы развиваются стадийно. Стадии деформации отличаются друг от друга стилем или режимом деформации. Стадии разделены временными интервалами или сменяют одна другую постепенно. В последнем случае в течение какого-либо отрезка времени в разных частях геосинклинали одновременно происходят деформации, относящиеся к двум стадиям, и одна система деформаций постепенно вытесняет другую.

3. Стиль деформации закономерно эволюционирует за время тектонического цикла. Смена стиля отмечает смену этапов деформации. Типичный ряд деформаций геосинклинальной системы включает три этапа деформации. На I этапе происходит шарьирование геосинклинальной системы. Для складчатых форм этого этапа характерны лежачие складки. На II этапе формируются вертикальные складки, а также взбросы и надвиги, ориентированные продольно по отношению к простиранию складчатой системы. На III этапе возникают горизонтальные складки, горизонтальные флексуры, сдвиги. Структурные формы III этапа в общем случае ориентированы несогласно с простиранием складчатой системы. Лишь в отдельных режимах деформации структурные формы этого этапа могут считаться с направлением структур предыдущего этапа, как это имеет место в Британии. Каждый этап состоит из одной или нескольких стадий деформации, которые отличаются одна от другой режимом деформации.

Типичный ряд может быть полным или неполным. Он характеризует деформации в каледонидах Северной Европы и варисцидах Тянь-Шаня и Кызылкума, в палеозойских складчатых системах Аппалач, Урала, Центральной Европы, Пиренейского полуострова, а также в некоторых мезозойских и альпийских геосинклинальных системах (Буртман, 1972).

4. В типичном ряду нижняя граница складкообразовательного процесса с каждым новым этапом опускается вниз по геологическому разрезу континентальной коры¹. На I этапе складчатые деформации локализованы в пластинах шарьяжей. На III этапе они захватывают автохтон. Глубина проникновения видимого складчатого процесса, вероятно, соизмерима с амплитудой концентрических вертикальных складок. Горизонтальные складки III этапа деформации сопряжены с большими сдвигами, которые глубоко проникают в земную кору.

¹ Этот вывод не относится к структурам течения на глубоких уровнях в условиях высокого метаморфизма. Такие специфические структурные формы не рассматривались в этой работе.

5. Деформации рассмотренных геосинклинальных систем происходили при поперечном сокращении океанических структур и сближении континентальных блоков. Формирование аллохтонов, сложенных породами океанической коры, и их шарьирование на континент является закономерным следствием этого процесса, приведшего в итоге к полному закрытию океанических структур.

6. Во время существования океанической структуры атлантического типа деформации на ее разных бортах развивались несинхронно. Так, во время существования каледонского Протоатлантического океана тектонические процессы на окраинах Восточно-Европейского и Северно-Американского континентов (включая прилежащие части океана) происходили в разное время. Это видно из сравнения Грампианского и Тронхеймского рядов деформации (см. рис. 73). После закрытия в позднем силуре Протоатлантического океана сблизившиеся континенты стали деформироваться совместно.

В среднем карбоне после закрытия варисских океанических структур синхронные одностильные деформации охватили значительную территорию Северной Америки и Евразии. Таковы рассмотренные верхнепалеозойские деформации Тянь-Шаня, Урала, Гарца, Пиренейского полуострова, Аппалач и, может быть, структуры III этапа деформации в Британии и Скандинавии.

7. На I и II этапах деформации происходит сокращение площади геосинклинальной системы, которое компенсируется утолщением этой системы. На III этапе имеет место перераспределение масс без существенного изменения площади геосинклинальной системы; такие деформации могут не сопровождаться горообразованием, и они продолжаются на фоне платформенного развития региона.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекссенко А.В., Биличева Г.И., Портнягин Э.А. 1966. Новые данные о возрасте вулканогенных пород Мадыгенского участка. - Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 10.
- Алексеенко А.В., Портныгин Э.А. 1966. Некоторые особенности строения Канского массива ультраосновных пород. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва. № 10.
- Андерсон Д.Г. 1968. Докембрий Британских островов. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., "Мир". Арапов В.А. 1965. Некоторые особенности
- герцинской тектоники Кураминского хребта. - Узб. геол. ж., № 2.
- Арапов В.А., Бухарин А.К., Гарьковец В.Г., Пяновская И.А., Пятков К.К., Рубанов Д.А., Резвой Д.П. 1972. Тектоника Узбекской ССР, домезозойский этап. -В кн.: Геология СССР, т. XXIII. Узбекская ССР. Геологическое описание. М., "Недра".
- Арган Э. 1935. Тектоника Азии. М., ОНТИ. Арапов В.А., Хайруллин Б.Г. 1972. Магмати-
- ческие комплексы герцинского тектономагматического цикла (Бельтау-Кураминская зона). - В кн.: Геология СССР, т. XXIII, Узбекская ССР. Геологическое описание. М., "Недра".
- Асаналиев У. 1974. Литология и рудоносность девонских и нижнекаменноутольных отложений Срединного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илнм".
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Кадыров М.Х., Абдулаев Р.Н., Базарбаев Э. 1971. Основные черты строения и развития Южного и Срединного Тянь-Шаня. -В кн.: Глубинное сгроение земной коры Узбекистана по геолого-геофизическим исследованиям. Ташкент, "Фан". Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Фузай-
- лов И.А. 1967. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. І. Западный Узбекистан. Ташкент, "Фан".
- Бакиров А.Б. 1964а. К вопросу о характере тектонических движений в пределах горного обрамления Ферганы в верхнем палеозое. - В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во. АН КиргССР.
- Бакиров А.Б. 1964б. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. - В кн.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Бакиров А.Б. 1973. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Новосибирск.
- Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л. 1972. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, "Илим". Бакиров А.Б., Добрецов Н.Л., Лавренть-
- ев Ю.Г., Усова Л.В. 1974. Эклогиты Ат-

башинского хребта, Тянь-Шань. – Докл. AH CCCP, 215, № 3.

- Безуглое Э.Д., Кислицын А.Т., Кондаков И.В. 1972. Новые данные по стратиграфии кристаллической серии юго-западных отрогов Гиссарского хребта. - Узб. геол. ж., № 3.
- Белостоикий И.И. 1970. Тектонические покровы. - В кн. Очерки структурной геологии сложно-дислоцированных толщ. М., "Недра".
- Бельговский Г.Л., Эктова Л.А. 1961а. Палеозойские отложения горного обрамления Юго-Восточной Ферганы. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 45.
- Бельговский Г.Л., Эктова Л.А. 19616. Территенные отложения позднего девона западной части хребта Кокшаал. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н. 1966. Геологические условия и петрологические особенности древних кристаллических толщ Атбашинского хребта. – Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Беннисон Д., Райт А. 1972. Геологическая история Британских островов. М., "Мир".
- Биличева Г.И. 1973. К строению Теремачского покрова в Алайском хребте. -Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 14.
- Бискэ Ю.С. 1966. История палеозойских структур восточной части Туркестанского хребта. Автореф. канд. дис. Л.
- Бискэ Ю.С., Поршияков Г.С. 1974. Стратиграфия среднего палеозоя Северо-Восточной Ферганы. - В кн.: Вопросы стратиграфии, вып. 1, изд-во ЛГУ.
- Бискэ Ю.С., Талашманов Ю.А. 1970. Западная граница Баубашатинской зоны Южного Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, № 12, серия геол. и геогр., вып. 2.
- Бойков В.Н., Базиль В.Ф., Краснов Е.Г. 1972. История изучения и очерк геологического строения Восточного Карамазара. – В кн.: Рудные поля Карамазара, т. 2. Душанбе, "Ирфон".
- Болгарь Б.Д., Резвой П.Д. 1971. Материалы к морфологии надвиговых структур в Алайском хребте. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- Бочкарев И.И. 1966. Тектоническая структура Улугтау-Араванского рудного района в Южной Фергане. - В кн.: Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Брежнев В.Д. 1969. История геологического развития Восточной Ферганы и Западного Кокшаала в силуре и девоне. Автореф. канд. дис. Л.
- Брежнев В.Д. 1970. К геологии силурийских и девонских отложений Юго-Восточной Ферганы (массив Кара-Тума). - В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".

- Буртман В.С. 1961. О Таласо-Ферганском сдвиге. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Буртман В.С. 1962. Таласо-Ферганский разлом и его соотношение с варисскими структурами Срединного Тянь-Шаня. Автореф. канд. дис. М.
- Буртман В.С. 1963. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. – В кн.: Разломы и горизситальные движения земной коры. Труды ГИН АН СССР, вып. 80.
- Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). – Труды ГИН АН СССР, вып. 104. '
- Буртман В.С. 1965. Новозеландская горизонтальная флексура и Альпийский сдвиг. – В кн.: Мезозойские и кайнозойские зоны запада Тихоокеанского тектонического пояса. Труды ГИН АН СССР, вып. 139.
- Буртман В.С. 1968а. О горизонтальных складках. Геотектоника, № 2.
- Буртман В.С. 1968б. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Буртман В.С. 1969. Мезозойская складчатость в Новозеландской геосинклинали и некоторые вопросы исследования складчатых процессов. – Мезозойский тектогенез. Тезисы докладов. Магадан.
- Буртман В.С. 1970а. Исследования горизонтальных перемещений по сдвигам. – В кн.: Итоги науки, серия геол. Общая геология, стратиграфия, палеонтология, 1969. М., изд. ВИНИТИ.
- Буртман В.С. 19705. К исследованию эволюции складчатого процесса внутри тектонического цикла. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Буртман В.С. 1972. О развитии геосинклинальной складчатости. Геотектоника, № 2.
- Буртман В.С. 1973. Геология и механика шарьяжей. М., "Недра".
- Буртман В.С. 1974. Деформации палеозойских геосинклинальных систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). Автореф. докт. дис. М.
- Буртман В.С., Вишневский Л.Е., Клишевич В.Л., Соловьева М.Н. 1970. Стадии верхнепалеозойского орогенного осадконакопления в южном Тянь-Шане. – Бюл. МОИП, отд. геол, 45, вып. 4.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З. 1973. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). – Геотектоника, № 2.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л. 1971. О варисских шарьяжах в Южной и Ссверной Фергане. – Геотектоника, № 1.
- Буртман В.С., Клишевич В.Л. 1972. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. – Докл. АН СССР, 206, № 3.
- Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С.-младший. 1974. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. – Сов. геология, № 3.
- Буртман В.С., Поршияков Г.С. 1974. Тектоника варисцид Тянь-Шаня и Кызылкума. – В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука".

- Буртман В.С., Шмидт О.А. 1970. Исследование складчатой структуры Тегермачского останца парьяжа (Южный Тянь-Шань). – Локл. АН СССР, 190, № 5.
- Васильковский Н.П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент. Изд-во АН УЗССР.
- Вебер В.Н. 1934. Гсологическая карта Средней Азии. Лист VII-6 (Исфара). – Труды ВГРО, вып. 194.
- Верзилин Н.Н. 1968. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге. – В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во ЛГУ.
- Виноградов П.Д. 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., "Наука". Висьневский Я.С., Макарычев Г.И. 1973.
- Висьневский Я.С., Макарычев Г.И. 1973. Северные предгорья Алайского хрсбта. – В кн.: Путеводитель к экскурсиям Международного симпозиума "Офиолиты в земной корс". М., "Наука".
- Власов Н.Г., Тарасенко А.Т. 1970. Сопоставление доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. – Труды ВСЕГЕИ, 168.
- Войновский-Кригер К.Г. 1948. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. – Бюл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 6.
- Волочкович К.Л., Гаврилин Р.Д., Ифантопуло Т.Н. 1973. Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. М., "Наука".
- Вольфсон Ф.И. 1947. Изменение плана деформаций в процессе развития структуры Западного Карамазара. – Геология и горное дело, № 13.
- Вонгаз Л.Б. 1958а. Некоторые структурнофациальные особенности палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня. – Сов. геология, № 5.
- Вонгаз Л.Б. 19586. О палеозойских структурно-фациальных зонах и подзонах Тянь-Шаня. – Труды Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 4.
- Вонгаз Л.Б. 1958в. О палеозойских структурно-фациальных подзонах Туркестано-Алайской горной системы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Галицкий В.В. 1967. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). Труды Инта геол. наук АН КазССР, вып. 19.
- Гафаров Р.А. 1972. Сравнительная тектоника фундамента и типы аномальных магнитных полей Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской платформ. Автореф. докт. дис. М.
- Геология СССР, 1959, т. XXIV. Таджикская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.
- Геология СССР, 1972, т. XXIII. Узбекская СССР. Геологическое описание. М., "Недра".
- Геология СССР, 1972, т. XXV. Киргизская СССР. Геологическое описание. М., "Недра".

- Гзовский М.В. 1962. Новое направление изучения складок. – В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М., Изд-во АН СССР.
- Гзовский М.В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3-4. М., Изд-во АН СССР.
- Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. 1973. Изд-во Львовск. ун-та.
- Горецкая Е.Н. 1961. Магматические формации Тянь-Шаня. Зап. Всесоюз. Мин. об-ва, 40, вып. 2.
- Горецкая Е.Н., Морозенко Н.К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара. – Труды ВСЕГЕИ, 73.
- Горянов В.Б., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Фомченко Л.В., Яговкин А.В. 1973. О возрасте некоторых метаморфических серий Южного Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
- Горянов В.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С., Яговкин А.В. 1961. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. – Учен. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент.
- Горянов В.Б., Ярушевский Г.А. 1969. К стратиграфии девонских терригенных отложений Южной Ферганы. – В кн. Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.
- Гуламов М.Р. 1970. О движениях по Главному Каратаускому разлому в палеозое. – В кн.: Геология, вып. 6. Алма-Ата, Издво МВ и ССО КазССР.
- Даннинг Ф.У. 1964. Британские острова. В кн.: Тектоника Европы. М., "Наука", "Исдра".
- Джонсой М.Р.В. 1963. Линейные складчатые структуры в Мойнской надвиговой зоне северо-западной Шотландии и их связь с каледонской складчатостью. – Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. П. М., ИЛ.
- Довжиков А.Е. 1970. Таласо-Ферганский разлом и его положение в структуре Тянь-Шачя. – Труды ВСЕГЕИ, 168.
- Довжиков А.Е. 1971. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Л.
- Додонова Т.А. 1962. К историн формирования Таласо-Ферганского разлома. – Труды Упр. геол. КиргССР, № 2.
- Замалетдинов Т.С., Клишевич В.А., Яговкин А.В. 1968. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. – Геотектоника, № 5.
- Захаров С.А. 1957. Мезоструктуры изогнутых антиклиналей. – Труды Ин-та геол. АН ТаджССР, 77, вып. 2.
- Зильберштейн М.Б. 1966. О связи гравитационного и магнитного полей Ферганы с ее глубинным геологическим строением. – Узб. геол. ж., № 6.
- Зубцов Е.И., Зубцова Е.И. 1963. Докембрийские граниты и нижний палеозой Тянь-Шаня. – Докл. АН СССР, 152, № 4.
- Зуннунов Ф.Х., Зильберштейн М.Б., Перельман И.И., Пак В.А. 1973. Глубинное геологическое строение Ферганской межгорной впадины и его изучение геофизическими методами. Ташкент, "Фан".

- Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфиль. ев А.С., Руженцев С.В. 1972. Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны. – Сов. геология, № 8.
- Исхаков С.А. 1966. Петрографо-минералогическая характеристика джидалинской свиты междуречья Исфайрам-Сох. – В кн.: Тектоника, магматизм и геохимия палеозойских формаций Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Исхаков С.А., Миркасимов Ф.Х. 1966. О возрасте алькакаринской свиты северного склона хр. Картан-Яурунтуз (Южная Фергана). В кн.: Геология, стратиграфия и сейсмичность Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Ишназаров Н.И. 1965. Стратиграфия девонских отложений системы Четкальских гор. – Узб. геол. ж., № 4.
- Каледа Г.А. 1960. Девонские отложения Южной Ферганы. В кн.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, т. 2. Изд-во Львовск. ун-та.
- Каледа Г.А. 1966. Яшмовая и синхронные ей формации восточной части Алайского хребта. – В кн.: Геохимия кремнезема. М., "Наука".
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. 1970. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Кеннеди В. 1963. Разлом Грейт-Глен. В кн.: Проблемы перемешения материалов. М., ИЛ.
- Киршин А.В., Синельников В.Я., Ордовский А.С. 1969. О строении фундамента Западной Ферганы по гравимагнитным данным. – Узб. геол. ж., № 4.
- Кнауф В.И. 1966. К тектонике северо-западного горного обрамления Ферганы. – Материалы по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Кнауф В.И. 1972. Герциниды Кокшаальской горной системы. В кн.: Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР, Геологическое описание. М., "Недра".
- Киауф В.И. 1973. Тектоника палеозоид восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Ташкент.
- Ковальчук И.А., Портнягин Э.А. 1973. Спилито-диабазовая формация Южного Гиссара. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 14.
- Королев В.Г. 1962. Геологическое строение и геологическая история Киргизии. – В кн.: Природа Киргизии. Фрунзе, Киргизгосиздат.
- Кошкин В.Я. 1965. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара. - Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Кравченко Г.Г. 1961. Геолого-структурные особенности Канского свинцово-цинкового месторождения. – Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 57.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. – Труды ГИН АН СССР, вып. 134.
- Кузнецов Ю.Я. 1960. Геологическое строение и происхождение рельефа Юго-Восточной Ферганы. – В кн.: Вопросы геологии Тянь-Шаня, 2. Изд-во Львовск. ун-та.

- Кухтиков М.М. 1948. Геологическое строение области сочленен ч Алайского и Ферганского хребтов. Автореф. канд. дис. Л.
- Кухтиков М.М. 1969. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, "Дониш".
- Кухтиков М.М. 1971. Формационные ряды тектонических зон складчатой области Гиссаро-Алая и фазы складкообразования. -- Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Кухтиков М.М., Черенков И.Н. 1969. Экзотические глыбы и бескорневые утесы в верхнепалеозойских толщах Гиссаро-Алая. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.
- Кушнарев И.П., Каждан А.Б. 1958. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Ли Сы-гуан. 1952. Геология Китая. М., ИЛ.
- Ли Сы-гуан и др. 1960. Вихревые и другие структуры вращения и проблемы сочленения тектонических систем. М., Гостеолиздат.
- Лященко А.М. 1965. Некоторые особенности формирования типов разрезов среднего палеозоя в Южной Фергане. – Докл. АН СССР, 163, № 6.
- Лященко А.М. 1968. О конседиментационных разломах Южной Ферганы. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 11.
- Лященко А.М. 1970. Основные черты среднепалеозойской истории некоторых региональных разломов Юго-Западной Ферганы. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Макарычев Г.И. 1970. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы. – Геотектоника, № 4.
- Марушкин И.А. 1963. Основные черты строения палеозойских отложений южных склонов и осевой части Алайского хребта. Автореф. канд. дис. М.
- Марушкин И.А. 1971. Некоторые черты геологического развития Зеравшанского глубинного разлома в палеозое. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 13.
- Методическое руководство по изучению метаморфических пород. 1957. М., Госгеолтехиздат.
- Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С. 1954. К стратиграфии и тектонике карбона Южной Ферганы. – Вестн. ЛГУ, № 4, серия биол., геогр. и геол., вып. 2.
- Михайлов А.Е. 1947. О происхождении известняковых глыб-утесов в нижнекарбоновых отложениях восточной части Алайского хребта. – Бюл. МОИП, отд. геол., 22, вып. 2.
- Мобус Г. 1966. Обзор геолого-тектонических особенностей Центральной Европы. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Морозов И.П. 1962. Геологические условия размещения полиметаллических руд месторождения Кан в Южной Фергане. – Труды Упр. геол. КиргССР, вып. 2.
- Моссаковский А.А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их

место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М.

- Мурс Э.М., Вайн Ф.Д. 1973. Массив Троодос на Капре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир".
- Мушкетов Д.И. 1912. Геологическое строение Восточной Ферганы. Спб.
- Мушкетов Д.И. 1913. Алайку (Отчет о геологических исследованиях в Восточной Фергане в 1912 г.). – Изв. Геолкома, 32.
- Мушкетов Д.И. 1919. О связи ТяньШаня с Памиро-Алаем. – Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 10. Пг. Издво Геолкома.
- Мушкетов Д.И. 1928. Восточная Фергана. Труды Геолкома, вып. 169.
- Мушкетов Д.И. 1934. Современные представления о тектонике Средней Азии. – Зап. Ленингр. горн. ин-та, 8.
- Мушкетов Д.И. 1935. Региональная геотсктоника. Л.-М., ОНТИ.
- Мушкетов Д.И. 1936. Тектоника Средней Азии. Ташкент, Госиздат УзССР.
- Назарова Н.И. 1971. Литология полькубашской свиты Чаткальского района и палеогеографические предпосылки формирования некоторых полезных ископаемых. Автореф. канд. дисс. Ташкент.
- Невский В.А. 1959. Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. М., Углетихиздат.
- Недзвецкий А.П., Лихачев Ю.А. 1959. Тектоника Северного Таджикистана. – В кн.: Геология СССР, т. 24. Таджикская ССР, ч. 1. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат.
- Никитченко И.И. 1971. Западно-Джунгарский (Солдатский) сдвиг. – Материалы по геологии и полезные ископаемые Южного Казахстана, вып. 4. Алма-Ата.
- Николаев В.А. 1945. Об изображении структурно-фациальных комплексов на геологической карте. – Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 7.
- Овчинников С.К. 1959. Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. – Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР, вып. 1.
- Ог Э. 1914. Геология. М.
- Огнев В.Н. 1935. Геология Северной Ферганы. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня. ч. 5. М., Изд-во АН СССР.
- Огнев В.Н. 1937. Баубашатинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов. – В кн. Геология Узбекской ССР, т. I, Л.-М., ОНТИ.
- Огнев В.Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом. – Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Огнев В.Н. 1940: Геологическая карта Средней Азии, Лист К-43-В (Кетмень-Тюбе). М.-Л., Гостоптехиздат.
- Огнев В.Н. 1959. Основные структурнофациальные зоны Средней Азии. – Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УЗССР.

- Огнев В.Н. 1964. О сдвигах в земной коре. -В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра"
- Огнев В.Н., Кушнарь С.А. 1934. Предварительные данные по геологическим исследованиям в Кетмань-Тюбинском районе Киргизской АССР. - За недра Средней Азин, № 4.
- Огнев В.Н., Миклухо-Маклай А.Д. 1947. О возрасте палеозойских толщ Ферганского хребта. – Докл. АН СССР. 7,№3.
- Орловский М.Б., Поярков Б.В. 1964. О стратиграфическом положении контломератов хребта Алькакара, гор Илячин и Ишкаль (Южная Фергана). - Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 4 (Стратиграфия и тектоника). Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Орловский М.Б., Поярков Б.В. 1965а. Палеогеография Южной Ферганы в раннем девоне. - Сов. геология, № 3.
- Орловский М.Б., Поярков Б.В. 19656. Стратитрафия нижнедевонских отложений северной части междуречья Абшир-Сох (Южная Фергана). - В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Павловский Е.В. 1958а. Геологическая история нагорий Шотландии в докембрии и нижнем палеозое и роль глубинных разломов. – Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Павловский Е.В. 19586. Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя Шотландских нагорий. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Парфенов В.Д., Кондратов В.А. 1965. Особенформирования сдвитовых ности нарушений Карамазара. – Геотектоника, № 1.
- Парфенов Л.М. 1973. Дислокации метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии). - Геотектоника, № 3.
- Пейве А.В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А.В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, № 4.
- Пейве А.В. 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. – Гсотектоника, № 3.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. 1964. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М., "Недра".
- Пейве А.В., Смирнов А.Д. 1940. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы. М.-Л., Госгеолиздат.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс. Докл. _ AH CCCP, 196, № 3.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Богданов Н.А., Буртман В.С., Книппер А.Л., Макарычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинкли-
- нального процесса. Сов. геология, № 12.

- Пимшина В.А. 1968. Стратиграфия вулканогенных толщ юго-западных отрогов Гиссара. - В кн.: Вопросы палеовулканизма Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Плюснин К.П. 1971. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов на примере Урала. Пермь.
- Покровский А.В. 1970. О геологической позиции Южного Узбекистана. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. об-ва. вып. 21.
- Покровский А.В. 1973. Южно-Гиссарский краевой шов - граница герцинского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 26.
- Покровский А.В., Карасева Т.А. 1974. Основные особенности метаморфизма нижнепалеозойского комплекса Южного Узбекистана. – Зап. Узб. отд. Всесоюз. мин. об-ва, вып. 27.
- Попов В.И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР.
- Попов В.И. 1939. Структуры конского хвоста в тектоникс Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР.
- Попов В.И. 1972. Формации среднедевонского – среднекарбонового срединнотяньшанского ритмокомплекса (Чаткало-Нарынская междуядерная зона). - Науч. труды Ташкент. ун-та, вып. 431.
- Попов В.И., Запрометов В.Ю., Шевченко О.Д. 1972a. Среднепалсозойские формации междуречья Исфайрам-Сох. - В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. М., ''Недра''
- Попов В.И., Запрометов В.Ю., Шевченко О.Д. 19726. Южнотяньшаньский и срединнотяньшаньский ритмокомплексы в геологической истории Южного Тянь-Шаня. -Науч. труды Ташкент. ун-та, вып. 431.
- Портнягин Э.А. 1968. Гиссарский шов и проблемы Гиссарского плутона. - Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 11.
- Портнягин Э.А. 1974. Комплекс параллельных даек Южного Гиссара. – Докл. AH CCCP, 219, № 4.
- Портнягин Э.А., Гнутенко Н.А., Ковальчук И.А., Кузенко В.Н., Павлов В.И. 1973. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара. - Бюл. МОИП, отд. геол., 48, вып. 2.
- Портнягин Э.А., Павлов В.И., Ковальчук И.А., Кузенко В.Н., Гнутенко Н.А., Ткаченко В.В. 1973. Система глубинных разломов Гиссарского хребта. - В кн.: Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня. Изд-во Львовск. ун-та.
- Поршняков Г.С. 1960. Типы рарезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. - Труды Упр. геол. КиргССР, вып. 1.
- Поршияков Г.С. 1961. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. -- Учен. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент.
- Поршияков Г.С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтсв. - Вестн. ЛГУ, № 6, серия геол. и геогр., вып. 1.

- Поршняков Г.С. 1968а. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Л.
- Поршняков Г.С. 19686. О тектонической позиции известняков со "смешанной" фауной в среднем карбоне Алая. – В кн.: Вопросы региональной геологии. Изд-во ЛГУ.
- Поршняков Г.С. 1969. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня. – Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.
- Поршняков Г.С. 1971. О проблемах тектоники Южного Тянь-Шаня. – Геотектоника, № 2.
- Поршняков Г.С. 1973. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ.
- Поршняков Г.С., Клишевич В.Л., Котельников В.И., Яговкин А.В. 1961. Сокращенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий Алайского хребта. – В кн.: Геология Средней Азин. Издво ЛГУ.
- Поршняков Г.С., Миклухо-Маклай А.Д. 1954. К стратиграфии и фациальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы. – Вестн. ЛГУ, № 4, серия биол., геогр. и геол., вып. 2.
- Поршнякова Я.Ф. 1961. Новые данные о намюрских отложениях Алайского хребта (шаланская свита). – В кн.: Геология Средней Азии. Изд-во ЛГУ.
- Поярков Б.В. 1969. Некоторые вопросы условий образования девонских отложений Южной Ферганы. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 12.
- Поярков Б.В. 1973. О значении критической глубины карбонатообразования для классификации разрезов при тектоническом районировании (на примере среднего палеозоя Туркестано-Алая). – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 14.
- Пояркова Э.В. 1969. Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород Южной Ферганы. Автореф. канд. дис. Ташкент.
- Проблемы метаялогении Тянь-Шаня. 1970. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., "Наука".
- Пучков В.Н. 1974. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, Изд-во Коми фил. АН СССР.
- Рамберг Х. 1970. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., "Мир".
- Ранцман Е.Я. 1968. К методике морфоструктурного анализа Тянь-Шаня. – Вопросы географии, № 74.
- Ранцман Е.Я., Пшенин Г.И. 1963. Первые результаты геоморфологических исследований новейших горизонтальных смещений земной коры по Таласо-Ферганскому разлому в Средней Азии. – Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Расцветаев Л.М. 1966. Разломы Копетдага и их связь с складчатой структурой. – Геотектоника, № 3.
- Резвой Д.П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та.

- Реззой Д.П. 1969. К проблеме шарьяжей в Алайском хребте. – Бюл. МОИП, отд. геол., 44, вып.4.
- Резвой Д.П. 1972а. Герциниды Туркестано-Алайской горной системы. – В кн.: Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание. М., "Недра".
- Резвой Д.П. 19725. Герциниды Ферганского хребта. В кн.: Геология СССР, т. XXV, Киргизская ССР. Геологическое описание. М., "Недра".
- Резвой Д.П. 1972в. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП, отд. геол., 47, вып. 1.
- Роджерс Д. 1963. Некоторые вопросы тектоники Аппалачей. – Геотектоника, № 3.
- Ротараш И.А. 1967. Структурный план зоны Западно-Калбинского разлома и его связь с горизонтальными движениями. – Докл. АН СССР, 177, № 5.
- Рубанов Д.А. 1968. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара (домезозойский период). Ташкент, "Фан".
- Руженцев С.В. 1971а. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Руженцее С.В. 19716. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. – Труды ГИН АН СССР, вып. 223.
- Руженцев С.В. 1974. Шарьяжи и их роль в развитии линейных складчатых поясов. Автореф. докт. дис. М.
- Руженцев С.В., Белов А.А. 1973. К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчатопокровного строения. – Геотектоника, № 4.
- Сагындыков К.С. 1964. О типах метаморфизма и соотношении раннедокембрийского и зокембрийско-нижнепалеозойского комплексов в хребте Кокирмтоо и Тахталыкской гряде. – В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Сагындыков К.С., Шукуров У., Черепанова В.А. 1972. Новые данные по Таласо-Ферганскому разлому. – Докл. АН СССР, 206, № 4.
- Садыков Р.А. 1964. О Кумбель-Угамском сдвиге. Узб. геол. ж., № 3.
- Саттон Д. 1963. О некоторых структурных проблемах Шотландских нагорий. – Труды XXI Международного геологического конгресса, вып. II. М., ИЛ.
- Семененко Н.П. 1946. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Киев.
- Синицыя В.М. 1945. О геологической границе Куэньлуньских и Тянь-Шаньских структур в Памиро-Алайском сближении. – Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Синицын В.М. 1957. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын Н.М. 1949. Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на размещение эпитермального оруденения. Автореф. докт. дис. Л.
- Синицын Н.М. 1960. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд- во ЛГУ. 157

- Соколов Б.Н., Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я. 1968. Тектоника архипелага Шпицберген. – Геотектоника, № 2.
- Соловьева М.Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны стрднекаменноугольных отложений Средней Азии. – Труды ГИН АН СССР, вып. 76.
- Страхов Н.М. 1956. О типах и генезисе доломитовых пород. – В кн.: Типы доломитовых пород и их генезис. – Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Суворов А.И. 1962. К характеристике Актасской зоны разломов в Центральном Казахстане. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – Труды ГИН АН СССР, вып. 197.
- Сургутанова Д.М. 1965. Типы разрезов красноцветной толши девона Чаткальской подвижной зоны и закономерности их размещения. – Узб. геол. ж., № 4.
- Сургутанова Д.М. 1973. Девонские красноцветные формации Чаткало-Кураминских гор. – В кн.: Допалеозойские и палеозойские осадочные формации Узбекистана. Ташкент, "Фан".
- Таль-Вирский Б.Б., Котляревский Л.Н., Кремнев И.Г. 1964. Новые данные о строении Ферганской межторной впадины. – Узб. геол. ж., № 5.
- Тарасенко А.Т. 1970. Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. – В кн.: Вопросы геологии Средней Азии Труды ВСЕГЕИ, 168.
- Тектоника Евразии. 1956. М., "Наука".
- Тесленко М.Л., Журавлева И.Т. 1974. Нижний кембрий в горах Карачатыр. – В кн.: Проблемы палеонтологии и биостратиграфии нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., "Наука".
- Титова А.П. 1971. История развития Чаткало-Кураминского района в средне-позднедевонское время. Автореф. канд. дис. Свердловск.
- Титова А.П. 1972. Фациальная характеристика морских отложений девона Чаткало-Кураминского района. – Науч. труды Ташкент. ун-та, вып. 431.
- Титова А.П., Назарова Н.И. 1968. К стратиграфии отложений фаменского яруса и коктерекского горизонта Чаткальской структурно-фациальной подзоны. – Узб. геол. ж., № 2.
- Титова А.П., Назарова Н.И. 1971. Фациальнопалеогеографическая характеристика девонских отложений Чаткальской структурно-фациальной подзоны. – Труды Минва геол. УзССР, вып. 6.
- Тихонов В.И. 1948. О стратиграфии и возрасте палеозойских отложений Восточной Ферганы. Бюл. МОИП, отд. геол., 23, вып. 6.
- Храмов А.Н. 1961. Методика палеомагнитных исследований. – Труды ВНИГРИ, вып. 161.
- Христов Е.В. 1970. Некомпенсированные прогибы Кокшаала. – В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Христов Е.В., Колесников В.А. 1966. О возрасте атбашинской свиты и ее положении

в региональной структуре Тянь-Шаня. – Геол. сб. Львов. геол. об-ва, № 10.

- Черенков И.Н. 1973. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, "Дониш".
- Черных О.И. 1972. Схема тектонического районирования домезозойских образований западного окончания Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. – В кн.: Геология рудных районов и месторождений Средней Азии. М., "Недра".
- Чудинов Ю.В. 1964. О древних поперечных сдвигах на Полярном Урале. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Шадчинсв А.С. 1970. Палеозой Зеравшано-Туркестанской подзоны. Автореф. канд. дис. Душанбе.
- Шванов В.Н., Бурков Ю.К., Трифонов Б.А. 1973. Определение положения ягнобских метаморфических сланцев в разрезе Южного Тянь-Ш-ля методом многократной корреляции. – Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв., № 12.
- Шихин Ю.С. 1960. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат.
- Шихин Ю.С., Байков В.Н., Ищенко Е.Н., Кузнецов Ж.Н., Михайлов В.В., Починок А.А., Шехтман П.А. 1972. Западный Карамазар, геологический очерк. – В кн.: Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М., "Недра".
- Шульц С.С. 1936. Геологическое описание маршруга вдоль Гянь-Шаня из Оша в Каракол. – Труды Тадж.-Памир. экспедиции, вып. 38.
- Шульц С.С.-младший. 1972. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., "Недра".
- Щукин С.И. 1970. Региональный Богаинский разлом Южного Гиссара. — Труды ВСЕГЕИ 168.
- Эз В.В. 1967. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. – Сов. геология, № 11.
- Яговкин А.В. 1965. К стратиграфии фаменских отложений Восточного Алая (Юго-Восточная Фергана). – Вестн. МГУ, № 24, серия геол. и геогр., вып. 4.
- Яговкин А.В. 1969. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая. – В кн.: Вопросы стратиграфии палеозоя. Изд-во ЛГУ.
- Яговкин А.В. 1974а. Герциниды Восточного Алая. Автореф. канд. дис. Л.
- Яговкин А.В. 19746. Осадочные и эффузивноосадочные формации палеозоя Восточного Алая. — В кн.: Вопросы стратиграфии, вып. 1. Изд-во ЛГУ.
- Ahmad F. 1968. Orogeny, geosyncline, and continental drift. – Tectonophysics, 5, N 3.
- Albers J.P. 1967. Belt of sigmoidal bending and right-lateral faulting in the western Great Basin. – Bull. Geol. Soc. America, 78. N 2.
- Anderson E.M. 1905. The dynamics of fauting. – Trans. Edinburgh Geol. Soc., 8.
- Anderson J.G.C. 1947. The geology of the Highland Border: Stonhaven th Arran. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61, N 18.

158

- Anderson J.G.C., Owen T.R. 1968. The structure of the British Isles. Oxford-London, Pergamon Press.
- Asklund B. 1960. Studies in the thrust region of the southern part of the Swedish moutain chain. Guidebook of excutsion A-24 - C-19 for XXI Internat Geol. Congr. Stockholm.
- Aslkund B. 1961. The extension of the Serv nape in the Scandinavian mountain chain. – Sver. geol. undersökn. Ser. C, N 584, Arsbok 55, N 8.
- Bailey E.B. 1910. Recumbent folds in the schist of the Scottish Highlands. – Quart. J. Geol. Soc. London, 66.
- Bailey E.B. 1922. The structure of the South-West Highlands of Scotland. – Quart. J. Geol. Soc. London, 78.
- Bailey E.B. 1934. West Highlands tectonics: Loch Leven to Glen Roy. - Quart. J. Geol. Soc. London, 90.
- Bailey E.B., McCallien W.J. 1937. Pertshire tectonics: Schiehallion to Glan Lyon. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 59, pt 1.
- Barbaroux L. 1968. Superposition de styles tectoniques et virgation forcee au Vestspisbergen. – C.r. Acad. sci. Paris, D-266, N 9.
- Barber A.J. 1965. The history of he Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland. – Proc. Geol. Assoc. London, 76, N 3.
- Bennett J.D. 1970. The structural geology of the Saura Region, Nordland. – Norges geol. undersökn, N 264.
- Binns R.E. 1967. A preliminary account of the geology of the Singaldalen: Upper Skibotndalen area, Inner Troms, N. Norway. – Norges geol. undersökn., N 247.
- Bird J.M., Dewey J.P. 1970. Lithosphere platecontinental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. – Bull. Geol. Soc. America, 81, N 4.
- Borradaile G.J. 1972. Dalredian structure and stratigraphy of the Northern Loch Awe district, Argyllshire. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 69, N 1.
- Brown P.E., York D., Soper N.J., Miller J.A., McInture R.M., Farrar E. 1965. Potassiumargon ages of some Dalredian, Moine and related Scottish rocks. - Scott. J. Geol., 1, N 2.
- Brueckner H.K. 1969. Timing of ultramafic intrusion in the core zone of the caledonides of Southern Norway. – Amer. J. Sci., 267, N 10.
- Burtman V.S. 1971. Contributuon to study of evolution of the folding process within the tectonic cycle. – Internat. Geol. Rev., 13, N 2.
- Burtman V.S. 1975. The structural geology of Veriscian Tien-Shan, USSR. – Amer. J. Sci., 275-A.
- Bulter J.R. 1973. Paleozoic deformation and metamorphism in part of the Blue Ridge thrust sheet, North Carolina. – Amer. J. Sci., 273-A.
- Cady W.M. 1967. Geosynclinal setting of the Appalachian mountaines in Southeastern Quebec and Northwestern New England. - Roy. Soc. Canada Spec. Publ., N 10.
- Cady W.M. 1968. Tctonic setting and mechanism of the Taconic slide. – Amer. J. Sci., 266, N 7.
- Cady W.M. 1969. Regional tectonic synthesis of north-western New England and adjacent Quebec. – Mem. Geol. Soc. America, 120.

- Calloway C. 1883. The age of the newer gneissic rocks of the Northern Highlands. – Quart. J. Geol. Soc. London, 39.
- Carey S.W. 1958. A tectonic approach to continental drift. – In: Continental drift, a symposium. Dept Geol. Univ. Tasmania, Hobart.
- Carstens H. 1960. Stratigraphy and volcanism of the Tondheimsfjord area, Norway. – Guidebook to excursion A-4 and C-1 for XXI Internat. Geol. Congr. Oslo.
- Changehang B. 1964. Taiwan and the Apls: an attempt et comparison of island and mountain areas. – Report XXII Sess. Internat. Geol. Congr. Sec. 11. Himalayon and Alpine orogeny. New-Delhi.
- Christie J.M. 1963. The Moine thrust zone in the Assynt region, Northwest Scotiand. – Publ. Univ. California, Geol. sci., 40, N 6.
- Clifford P. 1960. The geological structure of the Loch Luichart area, Ross-shire. – Quart. J. Geol. Soc. London, 115, N 4.
- Clifford P., Fleuty M.J., Ramsay J.G., 1957. The development of lineation in complex fold systems. - Geol. Mag., 94, N 1.
- Clifford T.N. 1957. The stratigraphy and structure of part of the Kintail district of Southern Ross-shire: its relation to the Northern Highlands. – Quart. J. Geol. Soc. London, 113, N 1.
- Clough C.T. 1897. The geology of Cowal. Mem. Geol. Surv. Scotland. Edinburgh.
- Curral A.E. 1963. The geology of the southwest end of the Slieve Gamph Mountaines, Western Ireland. - Proc. Roy. Irish Acad., sec. B., 63, N 8.
- Dewey J.F. 1967. The structural and metamorphic history of the Lower Paleozoic rocks of Central Murrisk, County Mayo, Eire. – Quart. J. Geol. Soc. London, 123, N 2.
- Dewey J.F. 1969. Evolution of the Appalachian – Caledonan orogen. – Nature, 222, N 5189.
- Dewey J.F., Pankhurst R.J. 1970. The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopis age pattern. – Trans Roy. Soc. Edinburgh, 68, N 11.
- Dewey J.F., Rickards R.B., Skevington D. 1970. New light on the age of Dalredian detormation and metamorphism in Western Ireland. – Norsk geol. tiddsskr., 50, N 1.
- Dibblee T.W. 1966. Evidence for cumulative offset on the San Andreas fault in Central and Northern California. – Bull. Calif. Div. Mines Geol., N 190: Geology of North California.
- Dickinson B. 1973. The Leannan fault in the Malin Head Peninsula, Co Donegal, Eire. – Geol. J., 8, N 2.
- Fleuty M.J. 1957. About the paper by M.R.W.Jonson "The structural geology of the Moine thrust zone in Coulin Forest, Western Ross." - Quart. J. Geol. Soc. London, 113, N 2.
- Fleuty M.J. 1961. The three fold-systems in the metamorphic rocks of Upper Glen Orrin Ross-shire and Inverness-shire. – Quart. J. Geol. Soc. London, 117, N 4.
- Foyn S. 1967. Stratigraphical consequences of the discovery of Silurian fossils on Mageroy, 159

the island of North Cape. – Norges geol. undersökn., N 247.

- Gansser A. 1966. The Indian Ocean and the Himalayas. A geological interptetation. – Eclogae geol. helv., 59, N 2.
- Garson M.S., Plant J. 1973. Alpine type ultramatic rocks and episodic mountain building in the Socottish Highland. – Nature, Phys. Sci., 242, N 116.
- Gayer R.A. 1969. The geology of the Femmilsioen region of North-West Ny Frisland, Spitsbergen. – Skr. Norske polarinst., N 145.
- Gayer R.A., Roberts J.D. 1971. The structural relationships of the Caledonian nappes of Porsangerfjord, West Finmark, N. Norway. – Norges geol. undersökn., N 269.
- George T.N. 1965. The geological growth of Scotland. – In: Geology of Scotland, Edinburgh-London.
- Gervasio F.C. 1964. A study of the tectouics of the Philipine archipelago. – Report Twenty Second Sess. Internat. Geol. Cong., Sec. 4, Rock deformation and tectonics. New-Delhi.
- Ghosh S.K. 1967. Studies of buckling folds from deformation on test models. Abstrs. Uppsala Diss. Sci., N 98.
- Ghosh S.K., Ramberg H. 1968. Buckling experimants on intersecting fold patterns. – Tectonophysics, 5, N 2.
- Gunn P.J. 1973. Location of the Proto-Atlantic suture in the British Isles. - Nature, 242, N 5393.
- Gustavson M. 1972. The Caledonian mountain chain of the southern Troms and Ofoten areas; structures and structural history. – Norges geol. undersökn., N 283, bull. 11.
- Hamilton W. 1966. Formation of the Scotia and Caribbean areas. – Paper Geol. Surv. Canada, N 15.
- Hamilton W. 1967. Tectonics of Antarctica. Tectonophysics, 4, N 4–6.
- Harland W.B. 1956. Tectonic tacies, orientation, sequence, style and date. – Geol. Mag., 93, N 2.
- Harland W.B. 1959. The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen. – Quart. J. Geol. Soc. London, 114, N 3.
- Harland W., Bayley W. 1958. Tectonic regimes. Geol. Mag., 95, N 2.
- Harland W.B., Gayer R.A. 1972. The Arctic Caledonides and earlier oceans. - Geol. Mag., 109, N 4.
- Helm D.G., Roberts B., Simpson A. 1963. Polyphase folding in the Caledonides south of the Scottish Highlands. – Nature, 200, N 4911.
- Henley K.J. 1971. The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, with special reference to the nappe hypothesis. – Norges geol. undersökn., N 269.
- Higgins M.W. 1973. Superimpisition of folding in the northeastern Maryland Piedmont and its bearing on the history and tectonics of the Central Appalachians. – Amer. J. Sci., 273-A.
- Holland C.H., Sturt B.A. 1970. On the occurrence ot archaecyathids in caledonian metamorphic rocks of Soroy and their stratigraphical significance. – Norsk geol. tidsskr., 50, N 4.

- Holmes M. 1966. Structure of the area north of Ornes, Nordland, Norway. – Norges geol. undersökn., N 242.
- Holtedahl H. 1950. Geological and petrographical investigations in the north-western part of Oppdal quadrange. – Arbok. Univ. Bergen, Naturvit. rekke, N 7.
- Holtedahl O. 1939. Correlationnotes on Scottish-Norwegian caledonian geology. – Norsk geol. Tidsskr., 19, N 4.
- Holtedahl O. 1952. The structural history of Norway and its relation to Great Britain. – Quart. J. Geol. Soc. London, 108, pt 1, No 429.
- Holtedahl O., Dons J.A. 1960. Geologisk kart over Norge, 1 : 1000000. Norges geol. undersökn., N 208.
- Hossack J.R. 1967. Structural history of the Bygdin area, Oppland. – Norges geol. undersökn., N 247.
- Johnson M.R.W. 1960. The structural history of the Moine thrust zone at Lochcarron, Wester Ross. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 64.
- Johnson M.R.W. 1962. Relations of movement and metamorphism in the Dalredians of Bantfshire. – Trans. Edinburgh Geol. Soc., 19, N 1.
- Johnson M.R.W. 1963. Some time relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands. – Geol. en mijnbouw., 5.
- Johnson M.R.W. 1965. Structure of the Moinian; structure of the Dalradian. -- In: Geology of Scotland. Edinburgh-London.
- Johnstone G.S. 1966. The Grampian Highlands. Edinburgh.
- Jones O.T. 1956. The geological evolution of Wales and the adjacent regions. – Quart. J. Geol. Soc. London, 111, N 4.
- Julivert M. 1971. Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northern Spain. – Amer. J. Sci., 270, N 1.
- Karig D.E. 1970. Kermadek arc New Zealand tectonic confluence. – N.Z.J. Geol. and Geophys., 13, N 1.
- Kennedy W.Q. 1955. The tectonics of Morar anticline and the problem of the North-West Caledonian Front. – Quart. J. Geol. Soc. London, 110, N 4.
- King B.C., Rast N. 1955. Tectonic styles in the Dalredian and Moines of parts of the Central Highland of Scotland. - Proc. Geol. Assoc. London, 66, N 3.
- King P.B. 1955. Orogeny and Epeirogeny through time. – In: The Crust of the Earth. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, N 62.
- King P.B. 1964. Geology of the Central Great Smoky Mountains, Tennessee. – U.S.Geol. Surv. Profess. Paper, N 349-C.
- King P.B., Ferguson H.W. 1960. Geology on northeastermost Tennessee. – U.S.Geol. Surv., Profess. Paper, N 311.
- Kvale A. 1960. The nappe area of the Caledonides in Western Norway. Norges geol. undersökn., N 212 e – Guidebook to Excursions NN A-7, C-4 tor XXI Internat Geol. Congr. Osio.
- Lapworth C. 1883. The secret of the Highlands. – Geol. Mag., 10.
- Lapworth C. 1885. The Highland controversy in British geology. – Nature, 32.

160

- Lillie A.R., Gunn B.M., Robinson P. 1957. Structural observations in Central Alpine region of New Zealand. – Trans. Roy. Soc. N.Z., 85, N 1.
- Lillie A.R., Gunn B.M. 1964. Steeply plunging folds in the Sealy range, Southern Alps. – N.Z.J. Geol. and Geophys., 7, N 3.
- Lutzens H. Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes. – Z. geol. Wiss., 3, N 3.
- Lutzens H., Schwab M. 1972. Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. – Geologie (Berlin), 21, N 6.
- Magnusson N.H. 1958. Map of the pre-quaternaty rocks of Sweden, 1 : 1000000. Stockholm.
- Magnusson N.H., Thorslund B., Brotzen F., Asklund B., Kulling O. 1962. Description to the map of the pre-Quaternary rocks of Sweden. – Sweriges Geol. undersök., ser. Ba, N 16.
- McInture D.B. 1954. The Moine thrust: its discovery and tectonic significance. Proc. Geol. Assoc. London, 65, N 2.
- Mercy E.L.P. 1965. Caledonian igneous activity. In: The geology of Scotland. Edinburg-London.
- Mucke D. 1973. Initialer Magmatismus in Elbingeroder Komplex des Harzes. – Freiberger Forschungsh. C-279.
- Nicholson R., Rutland R.W.R. 1969. A section across the Norwegian caledonides; Bodo to Sulitjelma. – Norges geol. undersökn., N 260.
- Nicholson R. 1971. Faunal provinces and ancient continents in the Scandinavian caledonides. – Bull. Geol. Soc. America, 82, No 8.
- Nikelsen R.P. 1967. The structure of Mallene and Heggeberg, Valdres. – Norges geol. undersökn., N 243.
- Nicol J. 1861. On the structure of the North-West Highlands and the relations of the gneiss, red sandstone and quarzite of Sutherland and Ross-shire. – Quart. J.Geol. Soc. London, 17.
- North F.K. 1965. The curvature of the Antiles. – Geol. en mijnbouw, 44, N 3.
- Oftedahl C. 1966. Note on the main caledonian thrusting in Northern Scandinavia. – Norsk geol. tidsskr., 46, N 2.
- Pavoni N. 1961. Die nordanatolische Horisontalverschiebung. – Geol. Rundschau, 51, N 1.
- Peach B.N., Horne J. 1884. Report on the geology of the North-West of Sutherland. - Nature, 31.
- Peach B.N., Horne J., Gunn W., Clough C.T., Hinxman L.W. 1907. The geological structure of the North-West Highlands of Scotland – Mem. Gcol. Surv. Great Britain, London.
- Peacey J.S. 1963. Detormation in the Gangasvann area. – Norges geol. undersökn., N 223.
- Peacey J.S. 1964. Reconnaissance of the Tommeras anticline. – Norges geol. undersökn., N 227.
- Pitcher W.S., Elwell R.W.D., Tozer C.F., Cambray F.W. 1964. The Lannan fault. – Quart. J. Geol. Soc, London, 120, N 2.
- Powell D. 1966. The structure of the southeastern part of the Morar antiform. - Proc. Geol. Assoc. London, 77, pt 1.
- Ramsay D.M. 1971. The structure of North-West Soroy. - Norges geol. undersökn., N 269.

- Ramsay J.G. 1958a. Moine Lewisian relations at Glenely, Interness-shire. – Quart. J. Geol. Soc. London, 113, N 4.
- Ramsay J.G. 1958b. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. – Quart. J. Geol. Soc. London, 113, N 3.
- Ramsay J.G. 1960. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. - J. Geol., 68, N 1.
- Ramsay J.G. 1963. Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West caledonides. – In: The British caledonides. Edinburgh.
- Ramsay J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. N.Y.
- Rankin D.W., Espenshade G.H., Shaw K.W. 1973. Stratigraphy and structure of the metamophic belt in northwestern North Carolina and sounhwestern Virginia. – Amer. J. Sci., 273–A.
- Rast N. 1958. Tectonics of Schiehallion complex. - Quart. J. Geol. Soc. London, 114, N 1.
- Rast N. 1963. Structure and metamorphism of the Dalredian rocks of Scotland. – In: The British caledonides, Edinburgh.
- Rast N., Litherland M. 1970. The correlation of the Baliachalish and Perthshire (Iltay) Dalredian successions. - Geol. Mag., 107, N 3.
- Read H.H. McGregor A.G. 1948. The Grampian Highlands. Edinburgh.
- Read H.H. 1955. The Banff nape. Proc. Geol. Assoc. London, 66, N 1.
- Read H.H. 1956. The Buchan anticline of the Banff nape of Dalredian rocks in N.E. Scotland. – Quart J. Geol. Soc. London, 112.
- Roberts D. 1967. Structural observations from the Koppera-Riksgrense area and discussion of the tectonics of Stjordalen and the northeast Trondheim region. – Norges geol. undersökn., N 245.
- Roberts D., Springer J. Wolff F.C. 1970. Evolunion of the Caledonides in the northern Trondheim region, Central Norway: a review. – Geol. Mag., 107, N 2.
- Roberts D. 1972. Tectonic deformation in the Barents Sea region of Varanger Peninsula, Finnmark. – Norges geol. undersökn., N 282.
- Roberts J.C. 1972. The structure of the Dalradian rocks between Glengad Head and Moville, Eastern Inishowen, Donegal. – Proc. Roy. Irish Acad., B-72, N 20.
- Rod E. 1956. Strike-slip faults on Northern Venezuela. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 40, N 3.
- Rodgers J. 1970. The tectonics of the Appalachians, N.Y.
- Roper P.J., Justus P.S. 1973. Polytectonic evolunion of the Brevard zone. – Amer. J. Sci. 273–A.
- Rutland R.W.R., Nicholson R. 1965. Tectonics of the caledonides of part Norland Norway. – Quart. J. Geol. Soc. London, 121, pt 1, N 481.
- Schmidegg O. 1933. Neue Ergebnisse in den südlichen Otztaler Alpen. – Verhandl. geol. Bundessanst, N 5-6.
- Schmidt K. 1965. Zum Schligenbau tiefer Gebirgstagen. – Kristallinikum, N 3.
- Schwab M. 1974. Harz verkhert gestapelt: neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes. – Wissenschaft und Fortschritt, 24, N 2.

- Shacleton R.M. 1958. Downward-facing structures of the Highland Border. - Quart. J. Geol. Soc. London, 113.
- Siedlecka A., Siedlecka S. 1967. Some new aspects of the geology of Varangez peninsula. – Norges geol. undersökn., N 247.
- Simony P.S. 1973. Lewisian sheets within the Moines around the Saddle of Northwest Sconland. - J. Geol. Soc. London, 129, N 2.
- Simpson A. 1963. The stratigraphy and tecto-. nics of the Manx Slate series, Isle of Man. - Quart. J. Geol. Soc. London, 119, N 3.
- Simpson A. 1968. The caledonian history of the north-eastern Irish sea region and its relation to surrounding areas. - Scott. J. Geol., 4, N 2.
- Sitter L.U. 7960. Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees. - Geol. en mijnbouw, 40, N 5.
- Sitter L.U. 1965. Hercinien and Alpine orogenesis in Northern Spain. - Geol. en mijnbouw, 44, N 2.
- Smith J.G. 1965. Fundamental transcurrent faulting in Northern Rocky Mountains. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 49, N 9.
- Smithson S.B., Ramberg I.B. 1970. Geophysical profile bearing on the origin of the Jotun nape in the Norwegian Caledonides. - Bull. Geol. Soc. America, 81, N 5.
- Stormer L. 1967. Some aspects of the caledonian geosyncline and foreland west of the Baltic shield. - Quart. J. Geol. Soc. London, 123, N 3.
- Strand T. 1960a. Cembro-silurian deposits outside the Oslo region. - Norges geol. undersökn., N 208.
- Strand T. 1960b. The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. - Norges geol. undersökn., N 208.
- Strand T. 1961. The Scandinavian caledoni-
- des a review. Amer. J. Sci., 259, N 3. Strand T., Holmsen P. 1960. Stratigraphy. petrology and caledonian nappe tectonics ot Central Southern Norway; caledonized basal gneisses in North Western area (Oppdal-Sunndal). Guidebook to excursion A-13 and C-9 for XXI Internat. Geol. Congress. Oslo.
- Strand T., Kulling O. 1972. The Scandinavian caledonides. Amsterdan, London, New York, Interscience Publishers.
- Sturt B.A. 1961. The geological structure of the area south of Loch Tummel. - Quart. J. Geol. Soc. London, 117, N 2.
- Suess A. 1909-1924. The face of the Earth. Oxford.
- Sutton J. 1960. Some crossfolds and related structures in Northern Scotland. - Geol. en mijnbouw, 39, N 5.
- Sutton J., Watson J. 1954. The structure and stratigraphical succession of the Moines of Fannisch Forest and Strath Bran, Rossshire. - Quart. J. Geol. Soc. London, 110, N 1.
- Sutton J. Watson J. 1958. Structures in the caledonides between Loch Doich and Gle-

nelg, north-west Highlands. - Quart. J. Geol. Soc. London, 114, N 2.

- Sutton J. Watson J.V. 1962. An interpretation of Moine-Lewisian relations in Central Ross-shire. - Geol. Mag., 99, N 3.
- Swardt A.M.J., Garrard P., Simpson J.G. 1965. Major zones of transcurrent dislocation and superposition of orogenic belts in part of Central Africa. - Bull. Geol. Soc. America. 76, N 1.
- Tanner P.W.G. 1971. The Sgurr Beag slide a major tectonic break within the Moinan of the western Highlands of Scotland. - Quart. J. Geol. Soc. London, 126, N 4.
- Tanner P.W.G., Johnstone G.S., Smith D.I., Harris A.L. 1970. Moinan stratigraphe and the problem of the central Ross-shire inliers. - Bull. Geol. Soc. America, 81, N 1.
- Tanner W.F. 1964. The equatorial "maximum deformation" belt. - Geol. Rundschau, 53, N 2.
- Tokuda S. 1927. On the exclon structure of the Japanese archipelago. - Japan J. Geol. and Geogr., N 5.
- Törnebohm A.E. 1896. Grunddragen af det central Skandinaviens bergbygnad. - Kgl. svenska vetensk. akad. handl., 28, N 5.
- Turner F.J., Weiss L.E. 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y.
- Turner S. 1970. Timing of the Appalachian Caiedonian orogen contraction. - Nature, 227, N 5253.
- Vogt T. 1955. The lateral compression in Norway and in the Great Clen fault in Scotland. - Kgl. norske videnskab. selskabs forhandl., 2.
- Vroman A.J. 1956. Strike-slip movements, their associated features and their occurrence in Israel. - XX Congr. Geol. Internac. sect. V, t. 11, Mexico.
- Walton E.K. 1960. Some aspects of the succession and structure in the Lower Paleozoic rocks of the Southern Uplands of Scotland. - Geol. Rundschau, 50.
- Walton E.K. 1965. Lower Paleozoic rocks palaegeography and structure. - In: Geology of Scotland. Edinburgh-London.
- Waterbouse J.B. 1966. The Hackel sincline and neighbouring folds of the Upper Tasman Giaier. - Trans. Roy, Soc, N.Z., 3, N 14.
- Wegmann C.E. 1925. Note préliminaire sur le profil en long de la chaine caledonienne scandinavc. - Compt. rend. Soc. geol. France, 1.
- Weiss L.E., McIntyre O.B. 1957. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. - J. Geol., 65.
- Wells M.K., Brandshew R. 1970. Multiple folding in the Sorfinnset area of Northern Norway. - Norges geol. undersökn., N 262.
- Wolff F.C. 1967. Geology of Meraker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. - Norges geol. undersökn., N 245.
- Zen E-An. 1967. Time and space relationships of the taconic allochton. - Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, N 97.
- Zen E-An. 1972. Some revisions in the interpratation of the Taconic allochton in westcentral Vermont. - Bull. Geol. Soc. America, 83, N 9.

СОДЕРЖАНИЕ

•

Предисловие	3
Введение в анализ складчатого процесса	5
Тектонический анализ деформации	-
Стиль деформации	
Режим деформации	6
Стадии и этапы деформации, ряды деформаций.	10
Некоторые структурные формы	13
Варисциды Тянь-Шаня	18
Ранние деформации (стадия Да-1) и деформации эпохи горообразования (ста-	
дия Да-2)	19
Алайский район	-
Восточно-Алайский район	55
Северо-Ферганский район	62
Кокшаальский район (западная часть)	68
Гиссарский район	73
Чаткальский и Нарынский районы	75
Варисские структурно-формационные комплексы Тянь-Шаня	77
Заключительные деформации (стадия Да-3)	80
Тектоническая структура и тектоническое развитие	94
Шарынрование	95
Первичная тектоническая зональность варисской геосинклинальной системы	97
Формирование складчатой системы	99
Эволюция стиля деформации в варисцидах Тянь-Шаня	105
Каледониды Северной Европы	107
Скандинавия	-
Каледонские шарьяжи	-
Последовательность деформаций	116
Британия	120
Миогеосинклинальная зона	123
Эвгеосинклинальная зона	137
Последовательность деформаций в британских каледонидах	139
Корреляция стадий деформации в каледонидах Британии и Скандинавии	141
Эволюция стиля деформации в каледонидах Северной Европы,	142
Деформации других геосинклинальных систем	146
Заключение	150
Литература	152

CONTENTS

Foreword	3			
Introduction in analysis of the process of folding				
Tectonic analysis of deformation	-			
Style of deformation	_			
Regime of deformation	6			
Stages of deformation and sets of deformations	10			
Some structural forms	13			
Variscides of the Tien-Shan	18			
Early deformations (stage Da-1) and deformations of the mountain building epoch				
(stage Da-2)	19			
Alai area	-			
East Alai area	55			
North Fergana area	62			
'Kokshaal area (western part)	68			
Gissar area	73			
Chatkal and Narvn areas	75			
Main structural units of the Variscian Tien-Shan	77			
Last deformations (stage Da-3)	80			
Development of the structure	94			
Development of nannes	95			
Primary tectoric constian of the Variscian geosynchical system	97			
Development of the folded system	99			
Evolution of the style of deformation in the Tien Shan Variatides	105			
Evolution of the style of deformation in the Tien-Shan valiscides				
Caledonides of North Europe	107			
Scandinavia	-			
Caledonian nappes	-			
Succession of deformations	116			
British Islands	120			
Miogeosynclinal zone	123			
Eugeosynclinal zone	137			
Succession of deformations in British Caledonides	139			
Correlation of stages of deformation in British and Scandinavian Caledonides	141			
Evolution of the style of deformation in Caledonides of North Europe	142			
Deformations of other geosynclinal systems	146			
Conclusions	150			
Bibliography	152			

Валентин Семенович Буртман

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы)

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор издательства И.М. Ерофеева. Обложка художника Т.К. Самитулина Художественный редактор А.Н. Жданов. Технические редакторы Е.К. Полукарова, Г.П. Каренина

Подписано к печати 2/ХІ-76 г. Т – 18627. Усл. печ.л. 14,4 + 0,6 вклейки. Уч.-изд.л. 17,1 Формат 70 х 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 850 экз. Тип. зак.1510. Цена 1 р. 72 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стра- ница	Строка	Напечатано	Должно быть
42	16 св.	Кокуйбель на	Кокуйбель (17) на
43	16 сн.	Blain	Blain 212
60	20 сн.	Тактурмас (5)	Тектурмас (4)
78	6—7 сн.	западная ось	западная, ось
79	8 сн.	1	
82	16, 18 и 24 сн.	восток	запад
83	14 и 17 сг.]}	
83	19 св.	западной	восточной
86	4—5 св.	юго-восточное	юго-западное
101	7 сн.	прерывают •	прорывают
111	11 св.	К северо-западу	К северо-востоку
134	9 св.	в районе	в район
138	32 св.	Грум-Гржимайло С. С.	Грум-Гржимайло О. С.
74	14 c3.	порезечения этой	пересечения и пунктам дей ствительного пересечения этой

Буртман В. С.

1 p. 72 x.

•

•