

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1986

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л., Александров Ю. Н., Базилевский А. Т., Бергман М. Ю., Бобина Н. Н., Богомолов А. Ф., Бокштейн И. М., Бурба Г. А., Кадничанский С. А., Котельников В. А., Кронрод М. А., Крючков В. П., Кудрин Л. В., Кузьмин Р. О., Марков М. С., Николаева О. В., Петров Г. М., Пронин А. А., Ржига О. Н., Ронка Л. Б., Сидоров Ю. И., Скрыпник Г. М., Тюфлин Ю. С., Черная И. М., Чочия П. А., Шашкина В. П.</b> Геолого-морфологическая характеристика северного полушария Венеры . . . . .	4
<b>Пронин А. А.</b> Строение плато Лакшми как свидетельство горизонтальных астеносферных потоков на Венере . . . . .	26
<b>Базилевский А. Т.</b> Строение центральной и восточной частей Земли Иштар и некоторые проблемы тектоники Венеры . . . . .	42
<b>Ронка Л. Б.</b> О напряжениях на поверхности Венеры: изучение данных «Венеры-15» и «Венеры-16» . . . . .	54
<b>Суханов А. Л.</b> Паркет: области площадных пластических дислокаций . . . . .	60
<b>Марков М. С.</b> Структурные ансамбли северного пояса деформаций на Венере и возможные механизмы их образования . . . . .	77
<b>Шмелев В. Р., Пучков В. П.</b> Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) . . . . .	88
<b>Попков В. И.</b> Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты . . . . .	106

## Краткие сообщения

<b>Бененсон В. А.</b> Строение фундамента Западно-Сибирской плиты в свете новой геолого-геофизической информации . . . . .	117
--	-----

## Рецензии

<b>Ставцев А. Л.</b> Существенный вклад в развитие представлений о строении земной коры . . . . .	122
---	-----

## Хроника

Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности . . . . .	124
Решение Всесоюзного совещания «Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности» (Москва, 27—29 января 1986 г.) . . . . .	126
Решение совещания «Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов» (секционные заседания XIX Всесоюзного тектонического совещания, Москва, 30—31 января 1986 г.) . . . . .	127

## CONTENTS

<b>Barsukov V. L., Sukhanov A. L., Akim A. L., Alexandrov Yu. N., Bazilevsky A. T., Bergman M. Yu., Bobina N. N., Bogomolov A. F., Bokshtein I. M., Burba G. A., Kadnichansky S. A., Kotel'nikov V. A., Kronrod M. A., Kryuchkov V. P., Kudrin L. V., Kuzmin R. O., Markov M. S., Nikolaeva O. V., Petrov G. M., Pronin A. A., Rzhiga O. N., Ronka L. B., Sidorov Yu. I., Skrypnik G. M., Tyufilin Yu. S., Chernaya I. M., Chochia P. A., Shashkina V. P.</b> Geomorphological characteristics of Venus northern hemisphere . . . . .	4
<b>Pronin A. A.</b> The plateau Lakshmi structure as an indicator of asthenosphere horizontal flows in Venus . . . . .	26
<b>Bazilevsky A. T.</b> The structure of the Ishtar Land central and eastern parts and some tectonic problems of Venus . . . . .	42
<b>Ronka L. B.</b> Stress on the Venus surface: analysis of data provided by «Venus-15» and «Venus-16» . . . . .	54
<b>Sukhanov A. L.</b> Parquet: regions of areal plastic dislocations . . . . .	60
<b>Markov M. S.</b> Structural ensembles of the North belt of Venus deformations and possible mechanisms of their formation . . . . .	77
<b>Shmelyov V. R., Puchkov V. N.</b> Tectonic features of the Ray-Iz ultramafic massif (Polar Urals) . . . . .	88
<b>Popkov V. I.</b> Tectonics of the pre-Jurassic sedimentary complex in the Turanian plate western part . . . . .	106
<b>Brief communications</b>	
<b>Benenson V. A.</b> The structure of the basement of the West Siberian plate in the light of new geologo-geophysical information . . . . .	117
<b>Critique reviews</b>	
<b>Stavtsev A. L.</b> Significant contribution to the elaboration of conceptions on the structure of the Earth's crust . . . . .	122
<b>Chronicle</b>	
Present-day tectonic activity of the Earth and seismicity problems . . . . .	124
Decisions of the All-Union conference «Present-day tectonic activity of the Earth and seismicity problems» (Moscow, January 27—29, 1986 . . . . .	126
Decisions of the conference «Aerocosmic studies of modern and recent tectonic processes» (Section meetings of the XIX All-Union tectonic conference, Moscow, January 30—31, 1986) . . . . .	127

Сравнительная планетология лишь недавно стала равноправным разделом современной геологии, и ее данные с успехом используются геологами самых разных специальностей.

Выявление существования интенсивной метеоритной бомбардировки на ранних этапах геологического развития Луны, Марса и Меркурия заставило по-новому рассматривать многие особенности геологической истории ранней Земли. Широко известно, какая острая дискуссия о строении протокры ранней Земли возникла после обнаружения в составе лунных материков ассоциации горных пород анортозит — норит — троктолит.

Изучение планет земной группы и их крупных спутников показало, что уже на ранних этапах их развития формируется кора, состоящая из продуктов магматической дифференциации их протовещества, и этот путь образования верхних оболочек этих небесных тел, видимо, универсален для Солнечной системы в целом, ибо даже многие из таких мелких тел, как метеориты, несут в себе следы плавления. Однако изучение таких сейчас, вероятно, геологически мертвых небесных тел, как Луна, Марс и Меркурий дало нам материал об особенностях ранних этапов развития планет.

Многие исследователи предполагают, что столь короткая геологическая история этих планет обусловлена их небольшими размерами и как следствие этого — ограниченными внутренними ресурсами, не позволившими этим небесным телам в отличие от Земли сохранить свою геологическую активность до настоящего времени. В то же время в пределах Солнечной системы известна планета, близкая по многим параметрам к Земле, — это Венера. Радиус ее равен 6051 км, Земли — 6378 км. Средняя плотность Венеры равна 5,3, Земли — 5,5 г/см<sup>3</sup>. В связи с этим исследование Венеры представляло несомненный интерес для разных аспектов сравнительной планетологии. Уже первые данные, полученные с американской космической станции «Пионер-Венера», показали, что по многим особенностям своего строения Венера отлична от Луны, Марса и Меркурия. В частности, на поверхности этой планеты были открыты крупные горные массивы, напоминающие по размерам некоторые земные материки. К ним в первую очередь относятся Земля Иштар и Земля Афродиты, равные по своим размерам Австралии и Африке. Было выдвинуто предположение о существовании системы рифтов и обширных вулканических зон на поверхности Венеры. Существенно новый этап в исследовании этой планеты наступил после проведения радиолокационных съемок Венеры советскими космическими аппаратами «Венера-15 и -16», получившими детальное изображение поверхности планеты от северного полюса до 30° с. ш. Детальность этих съемок позволила обнаружить на поверхности Венеры отдельные структуры и их пространственное сочетание. Многие их особенности до конца не ясны и вызывают острые дискуссии среди геологов, занимающихся дешифрированием радиолокационных изображений планеты. В связи с этим редколлегия журнала «Геотектоника» решила опубликовать серию статей, посвященных геологии и тектонике Венеры, считая, что знакомство с этим материалом и возникшими проблемами будет интересно читателям.

УДК 523.4

БАРСУКОВ В. Л., СУХАНОВ А. Л., АКИМ А. Л.,  
АЛЕКСАНДРОВ Ю. Н., БАЗИЛЕВСКИЙ А. Т., БЕРГМАН М. Ю.,  
БОБИНА Н. Н., БОГОМОЛОВ А. Ф., БОКШТЕЙН И. М.,  
БУРБА Г. А., КАДНИЧАНСКИЙ С. А., КОТЕЛЬНИКОВ В. А.,  
КРОНРОД М. А., КРЮЧКОВ В. П., КУДРИН Л. В.,  
КУЗЬМИН Р. О., МАРКОВ М. С., НИКОЛАЕВА О. В.,  
ПЕТРОВ Г. М., ПРОНИН А. А., РЖИГА О. Н.,  
РОНКА Л. Б., СИДОРОВ Ю. И., СКРЫПНИК Г. М.,  
ТЮФЛИН Ю. С., ЧЕРНАЯ И. М., ЧОЧИЯ П. А.,  
ШАШКИНА В. П.

## ГЕОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ВЕНЕРЫ

Радиолокационная съемка, проведенная космическими аппаратами «Венера-15 и -16», обнаружила на Венере сложный вулканический и тектонический рельеф. Основная часть заснятой территории занята низменными базальтовыми равнинами с многочисленными вулканическими конусами, потоками и отдельными щитовыми вулканами. На возвышенностях развиты сложные системы линейных и площадных дислокаций, обусловленных горизонтальными напряжениями. Кольцевые формы представлены крупными вулкано-тектоническими структурами и ударными кратерами. Средний возраст равнин по плотности кратеров определяется в 0,5—1 млрд. лет.

### ВВЕДЕНИЕ

Венера очень похожа на Землю по своим размерам (радиус Венеры 6051, Земли — 6378 км) и средней плотности (5,3 у Венеры и 5,5 г/см<sup>3</sup> у Земли), а, следовательно, как можно думать, и по среднему химическому составу. Но на этом сходство Венеры и Земли кончается и начинаются существенные различия. Так, Венера практически не имеет собственного магнитного поля. Она вращается вокруг своей оси в обратную сторону и крайне медленно, так что солнечные сутки на Венере равны 117 земным. Она находится гораздо ближе к Солнцу, чем Земля, и температура на ее поверхности держится около 470° без каких-либо значительных латеральных колебаний. А это означает, что температура плавления вещества недр на Венере может достигаться на меньшей глубине, чем на Земле, и литосфера Венеры может быть тоньше земной [16]. Мощная сухая атмосфера из углекислоты создает на поверхности давление около 100 атм.

Из-за плотной облачной атмосферы обычная фототелевизионная съемка поверхности возможна только непосредственно вблизи этой поверхности. Такая съемка, выполненная посадочными станциями «Венера-9, 10, 13, 14», позволили увидеть четыре участка с разрешением 0,5—1 см на площади в несколько квадратных метров и с дециметровым-метровым разрешением — на несколько сот метров вокруг [11, 13].

В 70-е годы при помощи радиолокационного зондирования с Земли удалось обнаружить на Венере некоторые крупные линейные и круговые структуры [20].

Первая характеристика глобального рельефа Венеры была получена станцией «Пионер-Венера» с помощью орбитальной радарной съемки с разрешением на местности около 200 км и альтиметрических измерений с разрешением по высоте около 200 м при пятне осреднения 80—100 км [21, 23]. Эта съемка охватила области от 65° ю. ш. до 75° с. ш. На карте, составленной по этим данным [26], на фоне преобладающих равнин разных уровней видны крупные возвышенные области (Земля

Иштар и Земля Афродиты), протяженные горные хребты высотой до 11 км, уступы, грабенвидные депрессии и отдельные горы и впадины. Слежение за траекторией движения аппарата позволило сделать некоторые выводы относительно гравитационного поля планеты [15, 24].

В 1983—1984 гг. орбитальные станции «Венера-15 и -16» выполнили радиолокационную съемку северного полушария Венеры от полюса в среднем до 30° с. ш. на площади около 115 млн. км<sup>2</sup> с разрешением 1—2 км. Съемка проводилась субмеридиональными полосами шириной по 160 км при помощи локатора бокового обзора с отклонением луча на 10° к западу, так что «освещение» на изображениях всегда справа. Одновременно с локатором при каждом пролете работал высотомер с разрешением по вертикали 50 м при пятне осреднения 40—50 км. (В дальнейшем, когда говорится о высоте, подразумевается высота над нулевым уровнем, за который принята сфера с радиусом 6051 км.)

Полосы были смонтированы в фотомозаики масштаба 1 : 4 000 000, что в общем соизмеримо с масштабом съемки Земли из космоса; небольшая часть изображений была обработана на ЭВМ для устранения помех, введения поправок на рельеф и сбивки полос. Надо отметить, что севернее примерно 60° с. ш. полосы частично перекрываются, образуя стереопары.

Яркость фототона на изображениях определяется в основном двумя факторами: 1) рельефом, т. е. наклоном площадок поверхности относительно радиолуча: максимальная яркость у площадок, ориентированных нормально к лучу; 2) степенью шероховатости поверхности в сантиметровом диапазоне (рабочая волна локатора 8 см): чем сглаженнее площадка, тем слабее сигнал, возвращаемый на станцию, и тем темнее изображение; этот фактор лучше проявляется на равнинных участках. (Интенсивность сигнала зависит также от диэлектрической постоянной пород поверхности, но эта величина на Венере колеблется в меньших пределах, чем на Земле, где она сильно зависит от степени увлажненности и развития растительности.)

В масштабе съемки на Венере не обнаружено следов эрозии и осадконакопления, поэтому можно считать, что рельеф и шероховатость поверхности являются прямым выражением тектонических, тектоно-магматических и вулканических процессов, что также отличает эту планету от Земли. Относительно генезиса структур разного типа на Венере у нас нет единого мнения; предварительные результаты дешифрирования опубликованы [2—4, 8], изучение фотографий продолжается. Поэтому в данной статье охарактеризованы лишь самые общие черты морфологии ее поверхности, какими они представляются на сегодняшний день, с целью облегчить читателю восприятие последующих, более специальных статей.

### ГЛОБАЛЬНАЯ ОРОГРАФИЯ

На рис. 1 глобальная гипсометрическая кривая для Венеры показана в сопоставлении с аналогичными кривыми для Земли, Марса и Луны. Нетрудно видеть, что все эти кривые обладают одним общим свойством — бимодальностью. На Земле наиболее низкие уровни этой кривой соответствуют впадинам океанов, выполненным продуктами базальтового вулканизма, а высокие уровни — континентам, с широким разви-

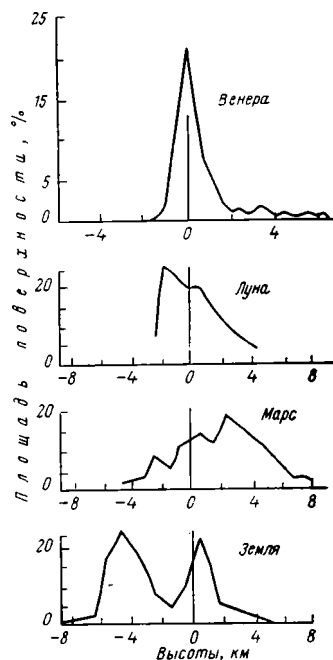


Рис. 1. Гистограммы распределения высот рельефа на Венере, Луне, Марсе и Земле [21]. Все кривые так или иначе бимодальны. На Луне охвачена площадь в пределах  $\pm 45^\circ$  по широте

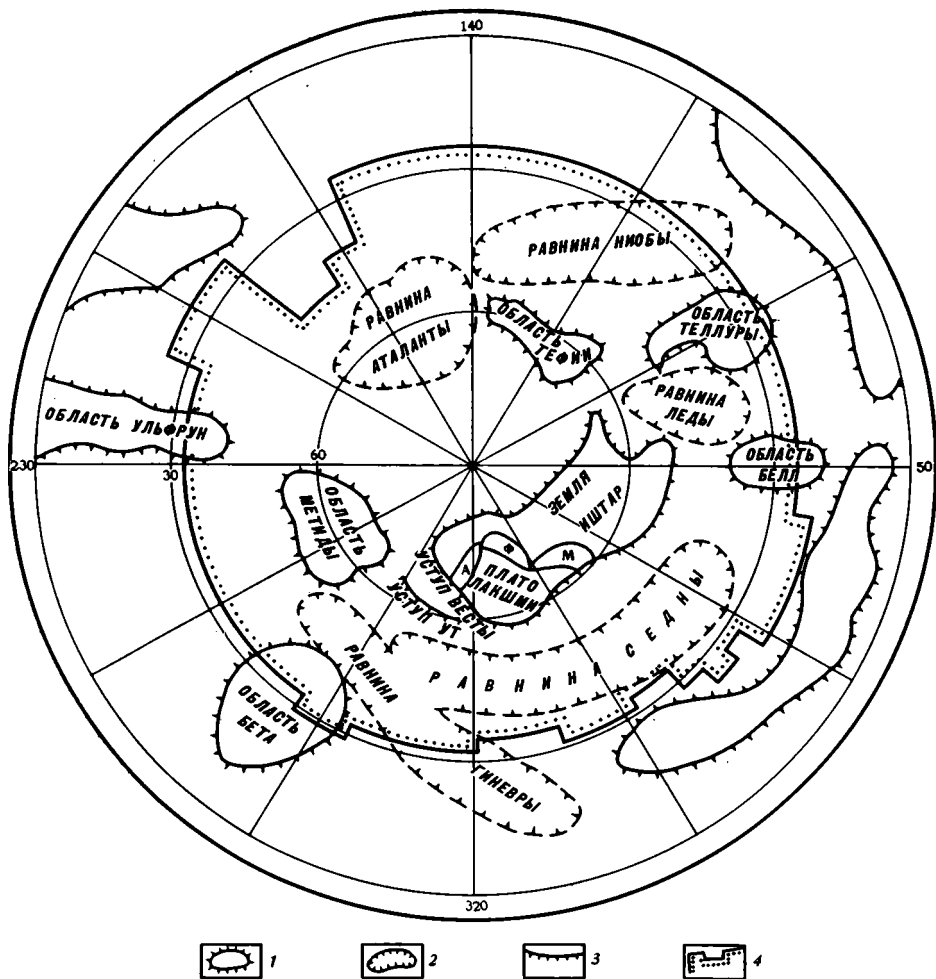


Рис. 2. Схема северного полушария Венеры

1 — возвышенности; 2 — низменности; 3 — уступы; 4 — граница съемки «Венеры-15, -16». Буквы на схеме — горы: А — Акны, Ф — Фрейи, М — Максвелла

тием пород сиалического состава с преобладанием К — Na полевошпатовой компоненты.

На Луне и Марсе низкий уровень соответствует базальтовым впадинам, а преобладающий высокий уровень — материковой Са-полевошпатовой коре со следами древнейшей метеоритной обработки. На Венере низким уровням гипсометрической кривой (от  $-3$  до  $+2$  км) также отвечают вулканические равнины, которые по строению и по данным посадочных аппаратов должны иметь базальтовый состав. Однако в отличие от других планет эти равнины занимают большую часть поверхности — 92%. Оставшиеся 8% занимают гористые возвышенности. Есть основания считать, что материал возвышенностей, как и на Луне и Марсе, характеризуется возрастом полевошпатовой компоненты, но натрового ряда [12, 14]. Однако эти возвышенности сильно дислоцированы и слабо кратерированы, отличаясь от «материков» Луны и Марса: это еще одна из интересных особенностей геологии Венеры.

Наиболее общей особенностью рельефа Венеры является ее циркумполярная зональность. Северный полярный регион (рис. 2) представляет собой равнинную область с высотами, близкими к нулевым. Южнее протягивается субширотно ориентированное поднятие Земли Иштар, занимающее около 8000 км по долготе, с высочайшими горами Венеры — горами Максвелла в центре этой области. С запада к этой области примыкает поднятие Метиды, а с востока — поднятие области

Тетфии, каждое около 2000 км в поперечнике, так что в целом пояс поднятий охватывает 260° по долготе. К этому поясу приурочены наибольшие перепады высот рельефа планеты.

К югу от этого пояса начинаются равнины со средними высотами, близкими к нулевым: равнины Гиневры, Седны, Леды, Ниобы, характеризующиеся гладкой, пологоволнистой или мелкохолмистой поверхностью. На западе они сочленяются с Землей Иштар по крупным, 2–3-километровой высоты пологим уступам, на востоке переход сравнительно постепенный. В одном месте пояс равнин прерывается пологим 2000-километровым куполом области Теллуры.

Восточнее 140° в. д. характер местности меняется. Здесь располагается самая низкая область Венеры — округлая равнина Аталанты глубиной около 1,5 км, а за ней к востоку на 4000 км тянутся субмеридиональные системы невысоких (0,5–1,5 км) хребтов, чередующихся с полосами равнин.

Южнее, по данным съемки «Пионер-Венера», протягивается второй широтный пояс возвышенностей; вытянутая вдоль экватора Земля Афродиты и несколько изолированных куполовидных возвышенностей. Съемка «Венеры-15, -16» захватывает только северные отроги этого пояса: возвышенности Ульфрун и Бета, возможно, к ним же относится и поднятие Белл (см. рис. 2).

В южном полушарии протягивается новый пояс с невысокими поднятиями, а от 60° ю. ш. начинается пологое поднятие Земли Лады (неизвестно, охватывает ли оно всю южную полярную область, где не было съемки).

## ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ СТРУКТУР

### Равнины

Как показал опыт картирования Луны и Марса, попытки установить относительный возраст лавовых равнин по их морфологии и особенностям фототона могут привести к серьезным ошибкам: то и другое в значительной мере зависит от состава пород, характера извержений и последующей переработки в разных тектонических условиях. Возрастные соотношения равнин разных типов наблюдаются редко, и поэтому последовательность их описания не означает возрастной последовательности, хотя в целом мы пытались идти от более молодых к более древним образованиям (рис. 3).

Гладкие равнины выделяются наиболее отчетливо по их полной бесструктурности и однородному фототону (рис. 4). Как правило, они располагаются на низком гипсометрическом уровне (равнины Аталанты и Седны) и либо образуют заливы на границе с прилегающими возвышенностями, либо перекрывают эти возвышенности, так что над равниной остаются только их самые высокие незатопленные части. Однако участки таких гладких равнин встречаются и в виде «озер» в западных среди возвышенностей. Такие толщи во много сотен метров с ровной поверхностью могли бы быть представлены осадочными отложениями, но ни области эрозии материала, ни пути его транспортировки пока не известны. Сходство этих форм с соответствующими формами на Луне и Марсе позволяет рассматривать их как вулканические образования (базальтовая заливка или засыпание пепловым материалом). По-видимому, эти равнины являются одними из самых молодых образований на Венере, но это не значит, что среди древних равнин не может быть таких же гладких форм.

Пологоувалистые равнины (см. рис. 4) в наиболее типичном виде представлены вдоль южных окраин Земли Иштар, в ее «шельфовой» зоне. Их поверхность осложнена расплывчатыми валами, куполами, уступами и западинами. Некоторые из них выглядят как структуры облекания, другие могли возникнуть при короблении поверхности равнины при последующих движениях. Встречаются также серии узких гряд и борозд, придающих поверхности «сморщенный» облик, как если



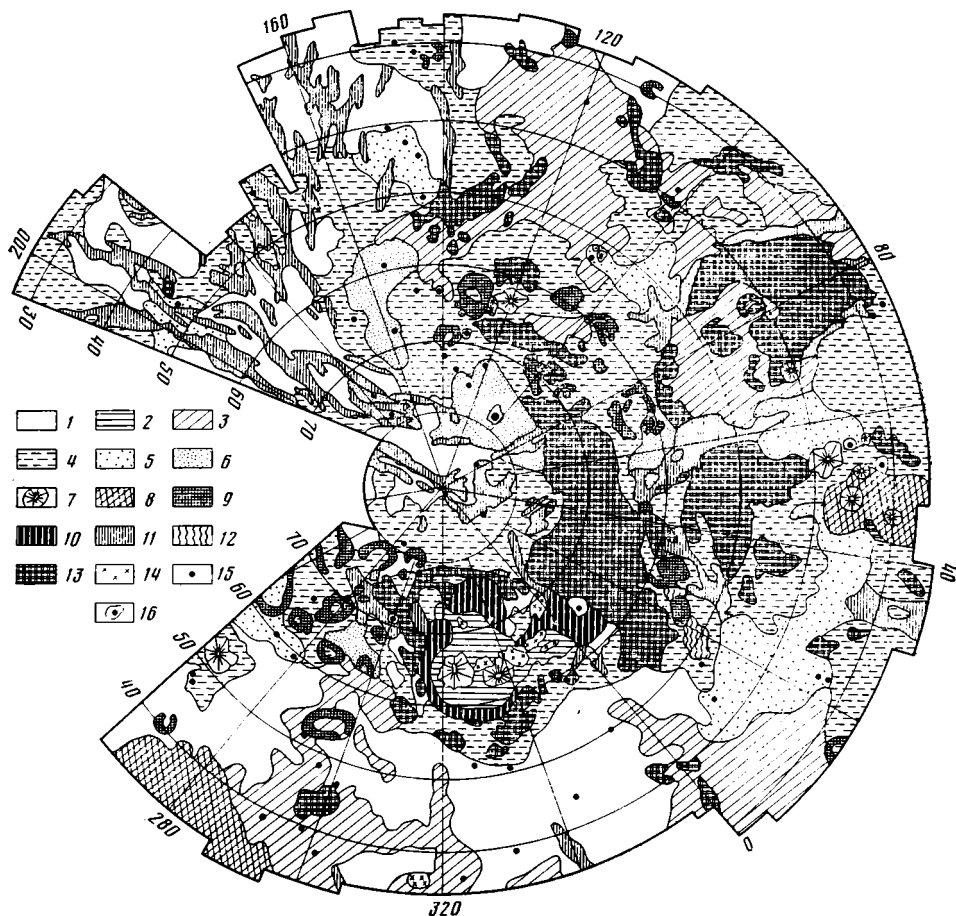


Рис. 3. Геолого-морфологическая карта северного полушария Венеры. Составлена в Лаборатории сравнительной планетологии ГЕОХИ АН СССР в 1985 г.

1—6 — равнины: 1 — гладкие, 2 — плато Лакшми, 3 — холмисто-останцовые, 4 — пологоувалистые, 5 — «пауковые», 6 — полосчатые, 7 — вулканы, 8 — вулканотектонические поднятия; 9 — оvoidы; 10 — хребты обрамления Лакшми; 11 — пояса линейных дислокаций; 12 — зона открытых трещин; 13 — области площадных перекрестных дислокаций (паркет); 14 — участки ортогональной трещиноватости; 15 — ударные кратеры; 16 — выбросы

бы они образовались при застывании корки не вполне затвердевшего массива. Некоторые пологие холмистые возвышения в пределах этих равнин могут быть аккумулятивными вулканическими сооружениями, но в основном возвышения, если они имеют четкие ограничения, являются останцами подстилающего рельефа.

**Холмисто-останцовые равнины** (см. рис. 4, 5) представляют собой пеструю смесь сравнительно сглаженных участков, мелких останцов подстилающего рельефа, структур облекания, мелких гряд и борозд и местами многочисленных холмов размером от 10—15 км до предела разрешения. Эти холмы встречаются как поодиночке, так и мелкими группами и крупными «стадами» и обычно хорошо отличаются от проступающих вершин погребенного рельефа; на их вершинах иногда различаются мелкие кратерки, а местность вокруг холмов обычно сглажена. Видимо, эти холмы являются мелкими вулканическими конусами, наложенными на все более древние структуры.

**Полосчатые равнины** (см. рис. 5) покрыты системами многочисленных узких (первые километры) протяженных (до 100—200 км) невысоких гряд. Иногда эти гряды параллельны одна другой, иногда извилисты, смыкаются и пересекаются, создавая сетчато-петельчатый рисунок. Во многих местах они переходят в светлые узкие линии, не выра-

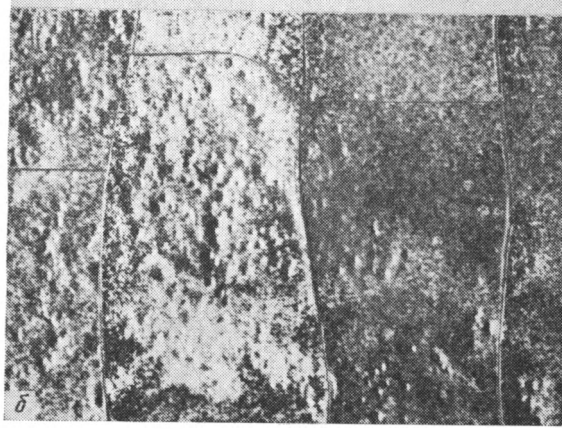
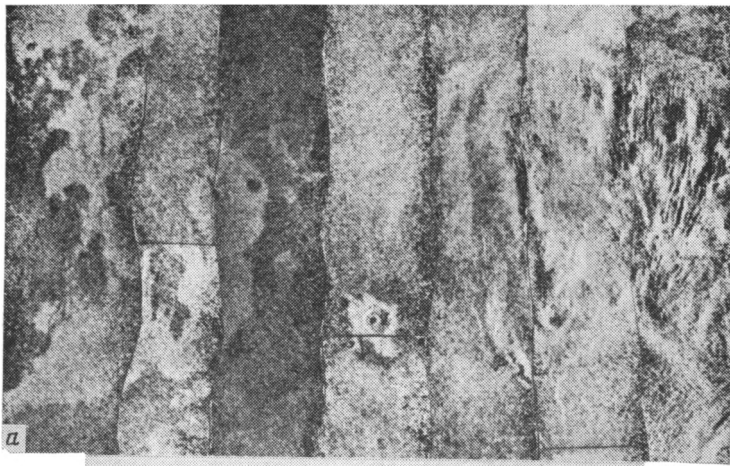


Рис. 4. Равнины: *a* — гладкая равнина в центре и пологоувалистая справа, слева видны темные и светлые потоки, в центре ударный кратер, ширина кадра 350 км; *б* — холмисто-останцовая равнина, ширина кадра 300 км

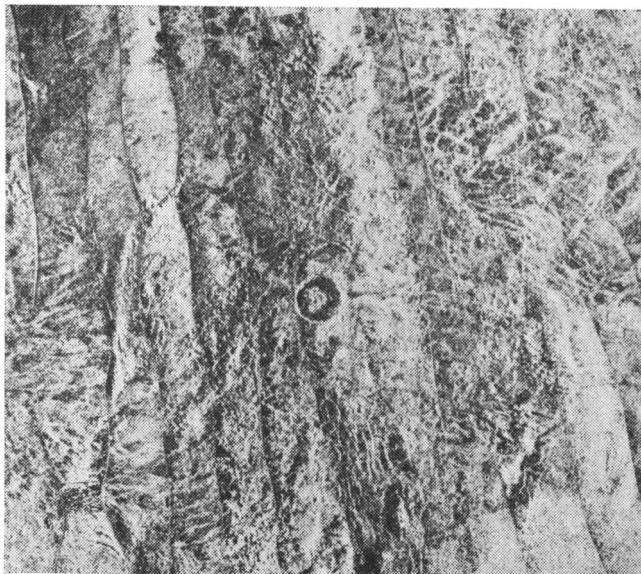


Рис. 5. Холмисто-останцовая равнина в центре и полосчатые равнины слева и справа сверху. В центре ударный кратер. Ширина кадра 820 км



Рис. 6. «Пауковая» равнина. Ширина кадра 580 км

женные топографически, возможно, это объясняется тем, что их высоты находятся за пределами разрешения. Лучше всего они проявлены севернее области Тефии, где встречаются также прямые или слегка извилистые борозды (трещины) шириной 10–20 и длиной до 100 км, иногда с приподнятыми бортами. Эти гряды могут быть поверхностным проявлением даек или узких зон дислокаций.

На равнине Леды гряд почти не видно, но вся она покрыта диффузными светлыми и темными пятнами, на которые наложена петельчатая система узких ярких полос.

Между равниной Седны и поднятием Белл такие гряды и яркие полосы вместе с причудливыми светлыми и темными пятнами образуют сплошную паутину, в узлах которой располагаются слегка приподнятые кольцевые структуры — «пауки», с характерными поперечниками 50–120 км. Они очерчиваются широкими пологосклонными валами или просто яркими дугами и системами гряд, радиальных или концентрических к центру этих структур. Местность эта настолько своеобразна, что было предложено выделять ее как самостоятельный тип равнин (рис. 6), хотя возможно, что она представляет собой сочетание полосчатой равнины со скоплением кольцевых структур. Похожие кольцевые структуры часто встречаются на равнине восточнее Аталанты, но там они обычно лишены радиальных и концентрических структур, это как бы «пауки» без паутины.

На всех типах равнин встречаются вытянутые, фестончатые и неправильные светлые и темные пятна с довольно четкими ограничениями без заметного собственного рельефа, иногда накладывающиеся на мелкие линейные структуры равнин и одно на другое, протяженностью от десятков километров до 100–200 км. Местами они окружают куполовидные возвышенности с вершинными кратерами. Скорее всего они образованы потоками сравнительно маломощных и, следовательно, жидких лав (базальтов) от местных вулканических центров. Вся морфология равнин, подтверждаемая изменениями состава пород в местах посадки [4, 10], свидетельствует о том, что они скорее всего сложены толщами базальтовых лав мощностью до сотен метров или даже первых километров.

### Пояса линейных дислокаций

Во многих местах поверхность равнин осложнена валами и долинами шириной от предела разрешения до 20–40 км, протяженностью в сотни километров и высотой до 0,5–1,5 км (рис. 7). Они группируются субпараллельно или куполообразно в отдельные пояса шириной до 100–400 и протяженностью до 2000 км, в отдельных случаях до 5000 км. Наиболее широко они развиты на равнине между равниной Аталанты и областью Метиды, где местность представляет собой сплошное чередование таких поясов с лентами равнины шириной по несколько сот километров. По морфологии они несколько напоминают морские валы на Луне, Марсе и Меркурии, а по характеру структурного рисунка — хребты-пояса бороздчатой местности на Ганимеде [25], но отличаются большими размерами; местами в пределах поясов просвечивают структуры подстилающего основания, что свидетельствует о структурных поднятиях; иногда видны признаки многостадийности формирования пояса, с наложением одних структур на другие. Представляется несомненным, что эти пояса образовались за счет деформации материала равнин, однако самые молодые лавы не только перекрывают их, но в отдельных случаях контакты пояса с лавами образуют что-то вроде извилистого «берегового уступа», как если бы лавы частично эродиро-

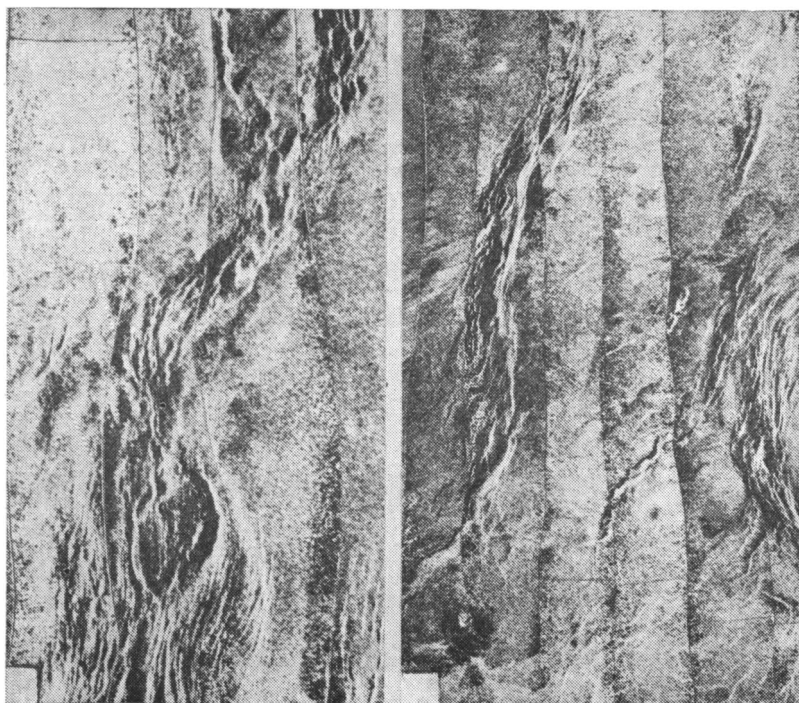


Рис. 7. Пояса линейных дислокаций на равнине Аталанты. Ширина кадров 460 и 500 км

вали пояс. Иногда валы и долины осложняются системами узких гряд (даек). Если не считать небольшой высоты, то в целом их можно было бы сопоставить с неэродированными складчатыми поясами Земли.

### Возвышенности

Возвышенности на заснятой территории делятся пространственно и морфологически на две группы: северные возвышенности с системами сложных дислокаций (Земля Иштар, области Тефии и Теллуры) и южные — крупные вулcano-тектонические поднятия (Бета, Белл, Ульфрун). В свою очередь северные возвышенности разделяются на две части: плато Лакшми и его складчатое обрамление западнее нулевого меридиана и области так называемого паркета к востоку от него.

**Плато Лакшми.** В западной части находится плато Лакшми и его горное окружение (рис. 8). Плато возвышается над средним уровнем Венеры на 2—4 км, а над прилегающей с юга равниной Седны — на 3—5 км. Поверхность плато в основном ровная. Лишь местами встре-

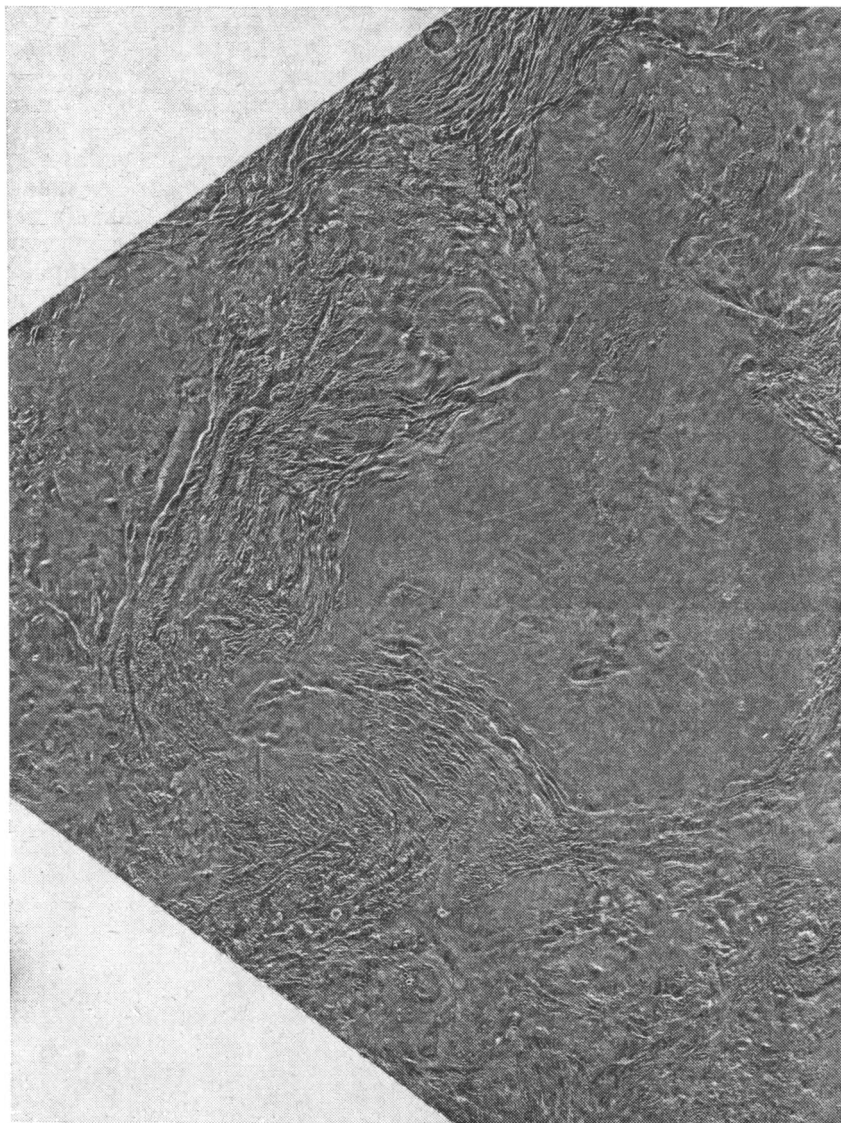


Рис. 8. Фотокарта плато Лакшми и его горного обрамления. Ширина изображения 3200 км (Север — слева)

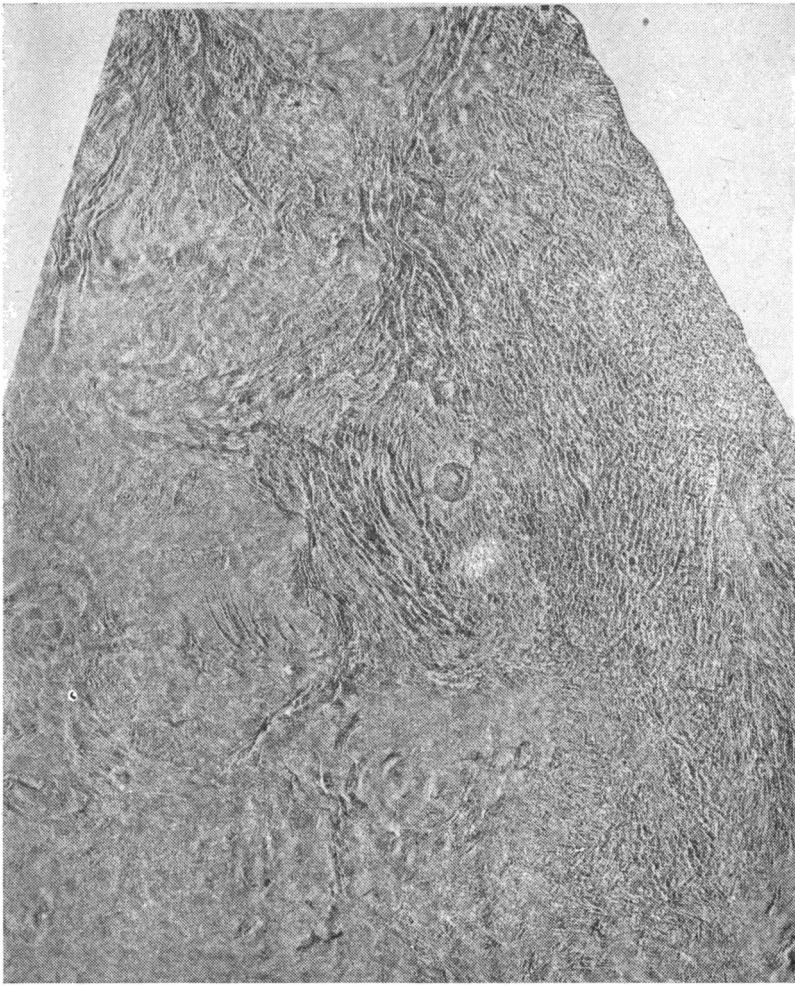


Рис. 9. Фотокарта гор Максвелла и прилегающих территорий. Ширина изображения 1900 км

чаются слегка повышенные участки, в пределах которых поверхность рассечена системами трещин-борозд, образующих ортогонально- или диагонально-сетчатый рисунок с размерностью ячеек обычно не более 10 км. Видимо, это останцы тектонически нарушенной местности, более древней, чем поверхность плато.

На поверхности плато видны две плоскодонные удлинённые депрессии — Колетт ( $80 \times 120$  км) и Сакаджавея ( $140 \times 280$  км). Первая довольно четкая, вторая — сглаженная. Они расположены на вершинах очень пологих поднятий и окаймляются системами кольцевых борозд и узких гряд, а по склонам поднятий расходятся извилистые светлые полосы длиной до 100—300 км при ширине до 10—20 км. По своему строению они напоминают некоторые марсианские кальдеры, например кальдеру на вершине горы Арсия или кольцевую структуру Альба [12, 22]. Представляется очевидным, что эти кальдеры являются вулканическими образованиями, а поверхность плато, как и равнины, покрыта базальтами. Местами лавы через проходы в горном обрамлении спускаются к окружающим равнинам и смыкаются с ними.

**Обрамление Лакшми.** Плато Лакшми почти со всех сторон окружено зонами субпараллельных или хаотически ориентированных линейных хребтов и долин: горы Акны, Фрейи и Максвелла и узкий пояс горного рельефа вдоль уступа Весты на юге (рис. 9—11). Системы чередующихся хребтов и долин длиной по несколько сот километров протягиваются на расстояния до 1200 км. На стереоизображениях эти хребты

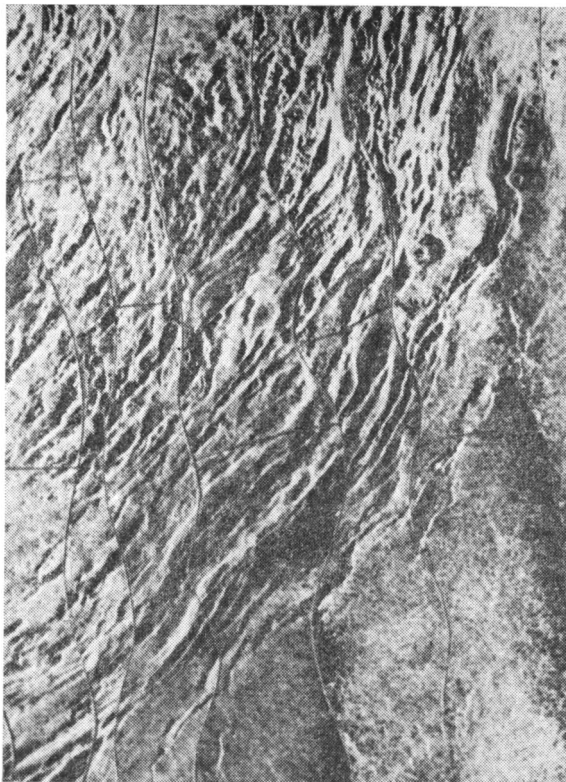


Рис. 10. Горы Акны — северо-западное обрамление плато Лакшми. Ширина кадра 450 км

выглядят как стопки наклоненных пластин: каждый хребет похож на наклоненную от плато чешую или опрокинутую складку, в любом случае для образования такой структуры необходима обстановка горизонтального сжатия. Это самые высокие горы Венеры — 8 км, а центральная часть массива Максвелла — до 11 км, причем склоны, обращенные к плато, гораздо круче, чем обратные скаты хребтов. Как сказано, молодой равнинный материал плато перекрывает понижения в этих хребтах, но у подножия Максвелла часть лав, по-видимому, вовлекается в дислокации обрамления.

На склонах хребтов обрамления плато Лакшми и на его южном уступе широко развиты структуры гравитационной тектоники: оползания по склонам крупных блоков вещества, обычно сопровождаемые деформациями внутри этих блоков.

На восточном склоне Максвелла видно вытянутое субмеридиональное пятно, которое выглядит как некий покров, дислоцированный слабее соседних участков, а в центре его — депрессия, так называемый кратер Клеопатра. Она имеет вид двухкольцевого бассейна — во внешний кратер диаметром 100 и глубиной 1,5 км вложен смещенный к север — северо-западу от центра внутренний кратер диаметром около 50 и глубиной 1,3 км относительно внешнего кратера. Вал внутреннего кратера относительно четкий, а вал внешнего выражен слабо. Кратер Клеопатра наложен на структуру гор Максвелла и похож на ударные двухкольцевые бассейны других планет, но имеет признаки эндогенной активности, поэтому происхождение его спорно, а от толкования его генезиса зависит и определение характера соседних покровных отложений.

С юга и севера массив Максвелла обрезан субширотными разрывами, по которым крылья массива опущены и, возможно, сдвинуты в восточном направлении.



Рис. 11. Горы Максвелла — восточное обрамление плато Лакшми. В нижней части кадра — субширотный сдвиг с оперяющимися разрывами. Ширина кадра 620 км

**Паркет.** Восточнее кратера Клеопатра по мере понижения высоты местности до 4—6 км субмеридиональные хребты все чаще разбиваются поперечными нарушениями, иногда со сдвиговыми смещениями осей хребтов, пока, наконец, не исчезают совсем примерно на 20° в. д. Восточнее протягивается пояс 800×2500 км с очень своеобразным структурным рисунком: это пересекающиеся северо-западные и северо-восточные валы и долины обычно двух или трех направлений, создающих в плане ортогональный, диагональный или шевроноподобный рисунок, иногда с кольцевыми или петлевидными элементами (рис. 12, 13). Из-





Рис. 12. Центральная часть Северного паркета Земли Иштар (тессера Фортуну). Ширина кадра 1400 км

за этого рисунка такой тип местности был сначала назван «паркетом», а затем было предложено название «Тессера» (черепица).

Эта область (так называемый Северный паркет, или Тессера Фортуну) не рассматривается здесь подробно, поскольку она более детально обсуждается в последующих статьях.

Южнее, за полосой увалистых равнин и поясов линейных дислокаций, но еще в пределах Земли Иштар, лежит так называемый Южный паркет с несколько отличным рисунком. Здесь магистральные долины шириной 20–30 км и длиной в сотни километров нарезают местность на полосы шириной 100–150 км, которые в свою очередь рассечены частыми поперечными бороздами и трещинами (рис. 14). Похоже, что рисунок этого района определялся тектоническими нарушениями, возникшими в обстановке сдвига (магистральные долины), сопровождавшегося сжатием и растяжением в перпендикулярном направлении. Наличие сдвиговых деформаций подтверждается характерными S-образными структурами вдоль долин. Еще южнее этот паркет переходит в беспорядочное скопление извилистых невысоких валов и борозд.

В области Тефии, являющейся, видимо, продолжением Земли Иштар, полосовидно-ортогональное строение проявлено еще резче (рис. 15): здесь полосы смещены относительно одна другой, как костяшки домино, а в их тыловых частях образовалась грабенвидная депрессия протяженностью около 1300 км.

Перекрестно-диагональный рисунок паркета покрывает также область Теллуры с высотой 2–3 км; здесь в сводовой части купола видна серия своеобразных корытообразных прогибов поперечником от 80 до 150 км, заполненных лавами, ориентировка которых в общем согласуется со структурным планом местности (рис. 16).



Рис. 13. Фрагмент восточной части Северного паркета Земли Иштар — структуры течения и оползания. Ширина кадра 430 км

Для паркета наиболее характерно площадное развитие относительно мелких частых дислокаций, одни из которых возникли как системы сопряженных разрывов, а другие — в результате перемещения корового вещества по типу пластического течения. На других планетах таких структур нет (если не считать ореолов вулкана Олимп на Марсе); их можно сравнить разве что с докембрийскими складчатыми образованиями Земли, если удалить с них перекрывающие породы, но не эродировать, сохранив первичный рельеф. Видимо, формирование таких структур на Венере связано с более высокой температурой поверхности и соответственно с большим прогревом ее коры.

**Возвышенности Бета, Белл и Ульфрун.** Эти области построены совершенно отлично от Земли Иштар и от небольших щитовых вулканов (рис. 17). Съемка захватывает только северные части этих образований.

Область Бета расположена на  $280\text{--}290^\circ$  в. д. Здесь равнина повышается к югу и одновременно осложняется прерывистыми уступами субмеридионального простираения длиной до сотен километров, которые иногда расположены навстречу один другому, формируя грабенообразные депрессии (рис. 18). Вероятно, южнее эти уступы соединяются с рифтовой зоной, которая проходит через всю эту возвышенность, имеющую максимальную высоту над соседней равниной около 5,5 км [17]. Здесь также видны спускающиеся по склонам лопастевидные и фестон-

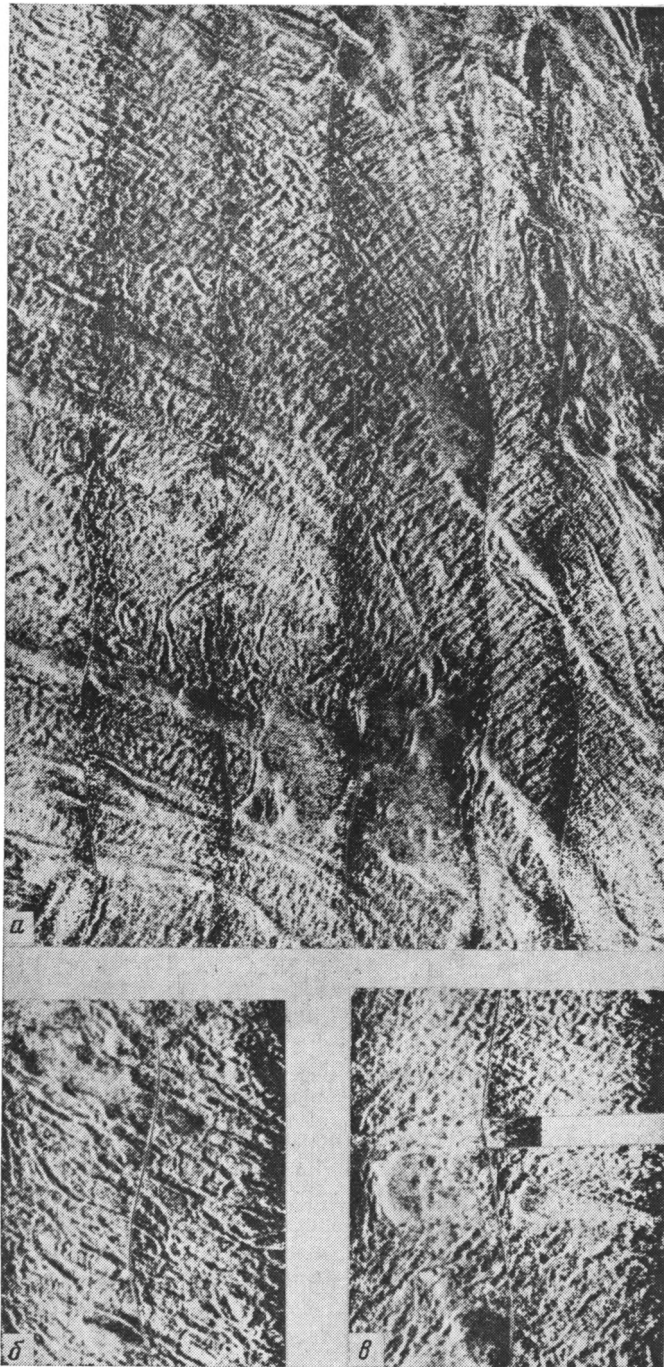


Рис. 14. Фрагменты Южного паркета Земли Иштар: *а* — языковидные блоки с продольными и поперечными бороздами, ширина кадра 500 км; *б* — S-образные трещины, ширина кадра 200 км; *в* — депрессии с конусовидными «теньями», свидетельствующими о движении материала на восток. Ширина кадра 220 км

чатые светлые и темные пятна, местами перекрывающие структуры равнин, а севшая у подножия Беты «Венера-9» дала по  $\gamma$ -спектрометрии базальтовый состав пород. Очевидно, вся структура представляет собой огромное вулканическое или вулкано-тектоническое сооружение. Есть данные, указывающие на то, что вулканическая активность в этом районе продолжается и сейчас [18].

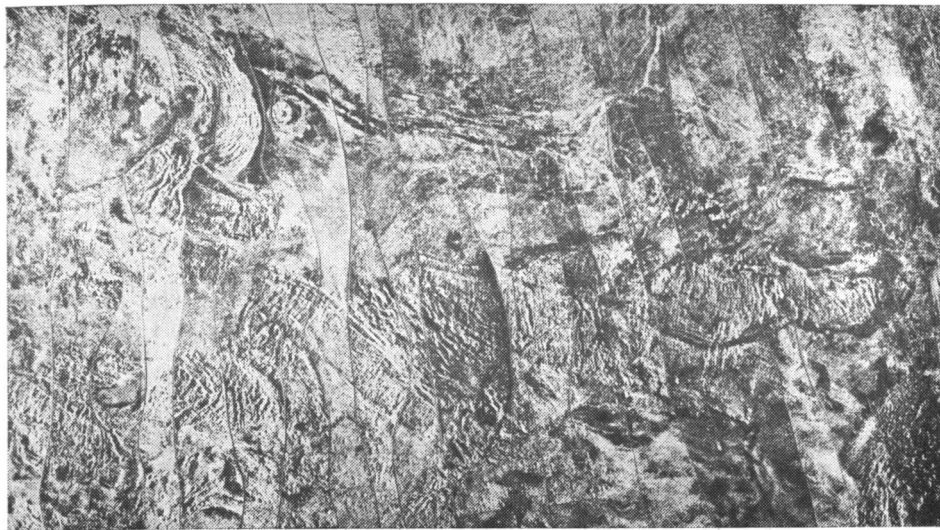


Рис. 15. Область Тефии. Ширина кадра 1300 км

Возвышенность Ульфрун в  $60^\circ$  западнее Беты представляет собой отрог Земли Афродиты и имеет высоту 3–4 км над нулевым уровнем. Материал этой возвышенности широкими плащами перекрывает пояса линейных дислокаций и кратеры у ее северного подножия, а поверхность самого поднятия выглядит бесструктурной, за исключением нескольких грабенов, сходных с грабенами Беты.

Двухвершинная возвышенность Белл меньше по размерам и ниже (1,5–2 км над равниной), чем две предыдущие; на ней видны два кратера. Интересно, что от южного кратера на запад протягивается шлейф яркого материала  $80 \times 300$  км с диффузными границами. Ориентировка этого шлейфа в направлении господствующих ветров позволяет предположить, что это покровы пирокластического материала; к сожалению, восточнее кратера изображение отсутствует.

### Круговые структуры

Эти образования делятся на три типа: 1) кольцевые структуры диаметром 150–600 км — «овоиды»; 2) ударные кратеры; 3) круговые структуры неясного происхождения преимущественно на равнинах.

**Овоиды** концентрируются преимущественно на равнинах по периферии Земли Иштар (рис. 19). Для них характерен мощный кольцевой или незамкнутый вал, разбивающийся на серию концентрических гряд, и сложно построенная центральная платформа, которая обычно несколько ниже вала, но выше уровня окружающей местности. На валах встречаются небольшие вулканические аппараты, от них по склонам вала спускаются радиояркие и темные лавовые потоки. Местами на внутренних склонах и на центральной платформе появляются мелкие площадные дислокации, напоминающие паркет. Овоид может срезать пояс линейных дислокаций в одном месте и деформироваться им в другом, что указывает на длительность его развития.

По структуре овоиды резко отличаются от всех кольцевых структур Луны, Меркурия и Марса и несколько напоминают лишь докембрийские кольцевые структуры Земли [6, 7, 9]. Можно предположить, что их формирование связано с всплыванием и растеканием в верхних горизонтах коры крупных магматических диапиров; возможно, что они закладывались на месте крупных ударных впадин, оставшихся от эпохи интенсивной метеоритной бомбардировки.

**Ударные кратеры** встречаются на всех типах местности (см. рис. 4, 5, 10, 20). По морфологии они сходны с ударными кратерами других планет: небольшие имеют чашевидную форму, в более крупных появ-



Рис. 16. Область Теллуры: лавовые мульды в южной части купола на фоне сети северо-западных и северо-восточных разрывов. Ширина кадра 470 км

ляются центральные горки, а затем внутренние кольца; самый крупный такой кратер расположен севернее области Тефии (поперечник 140 км); выбросы свежих кратеров выглядят яркими, т. е. имеют повышенную шероховатость. Минимальный размер наблюдаемых ударных кратеров 4–5 км; отсутствие меньших форм, видимо, связано с плотной венерианской атмосферой, пропускающей только метеориты с большой массой [1]. Однако на заснятой территории нет и кратеров более 140 км, их место занимают овоиды и неясные реликты кольцевых структур на равнинах: возможно, при достижении кратером определенной глубины в этом месте инициируется эндогенная активность, и кратер подвергается интенсивной переработке.

По плотности ударных кратеров на единицу поверхности средний возраст равнин составляет 0,5–1 млрд. лет. Однако на равнинах есть более молодые участки, совершенно лишенные таких кратеров. Более молодыми представляются также области паркета и горное обрамление плато Лакшми, но здесь кратеров слишком мало, чтобы статистически надежно оценить их абсолютный возраст.

**Круговые структуры неясного происхождения** различаются преимущественно на равнинах по ориентировке останцов рельефа, небольших валов и уступов и по рисунку светлых и темных полей. Морфология не позволяет надежно отнести их к эндогенным или ударным формам.



Рис. 17. Вулкан высотой 1,2 км в области Тефии. Ширина кадра 480 км

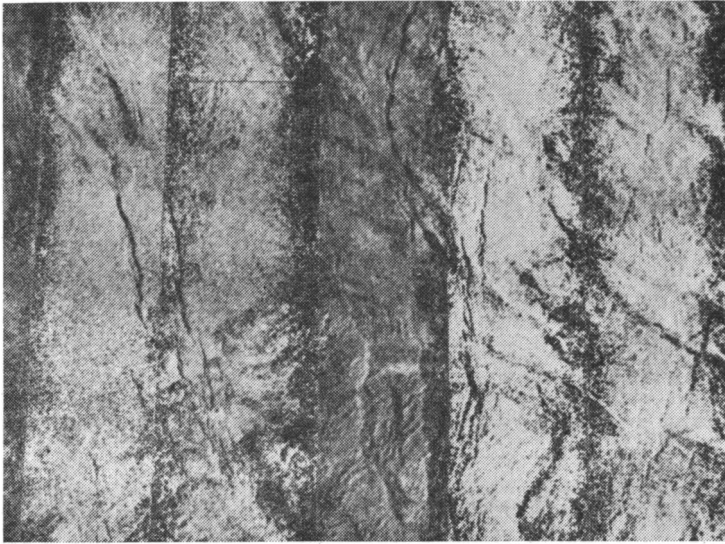


Рис. 18. Северный склон поднятия Бета с уступами и грабенами. Ширина кадра 580 км

Для части круговых структур установлено, что они распределяются по площади случайно, а по размерам — закономерно, соответствуя распределению ударных кратеров. Если это действительно сильно деградированные ударные кратеры, то в морфологии поверхности равнин до сих пор запечатлены следы событий 3,0—3,8 млрд. лет, что примерно соответствует возрасту лунных морей.

## ПРОЦЕССЫ РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЯ

### Вулканизм

По масштабам и разнообразию проявлений вулканизма Венера может быть сопоставлена только с Землей. Площадные излияния базальтов широко развиты на Луне, Меркурии и Марсе, но на этих планетах они охватывают меньшую часть поверхности, а преобладает на них рельеф древней коры со следами интенсивной метеоритной бомбардировки. Кроме того, широкий базальтовый вулканизм на этих планетах в основном завершился к моменту 2,5 млрд. лет назад, и только круп-

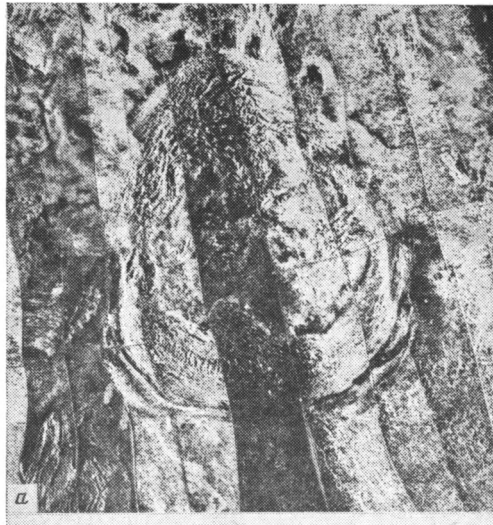


Рис. 19. Крупные кольцевые структуры — овоиды: *а* — кольцевой вал высотой 1—2 км окружает центральную платформу, лежащую на уровне окружающей местности, ширина кадра 650 км; *б* — центральный купол высотой до 1 км окружен кольцевой депрессией, ширина кадра 700 км

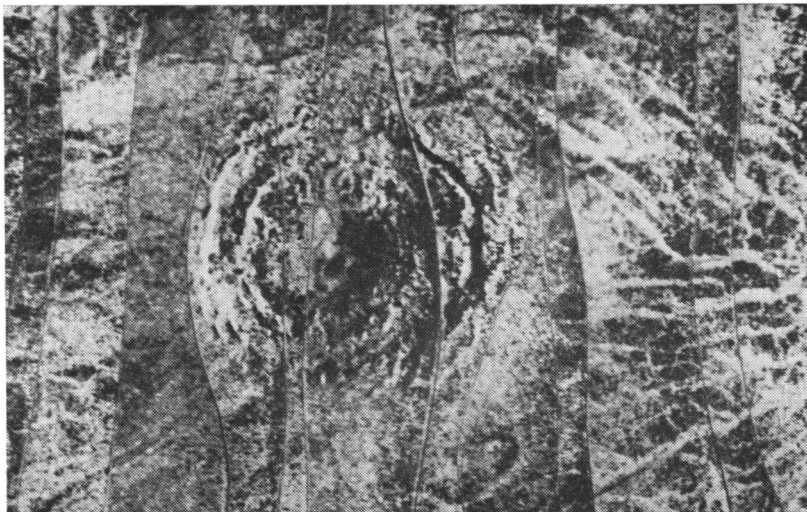


Рис. 20. Крупный ударный кратер на полосчатой равнине. Ширина кадра 400 км

ные вулканы Марса, видимо, продолжали работать до геологически недавнего времени. На Венере площадной базальтовый вулканизм преобладает по площади, он действовал по крайней мере до времени 0,5—1 млрд. лет назад, а в отдельных местах и дольше, возможно, вплоть до настоящего времени. Кроме монотонных поверхностей платобазальтов здесь широко представлены аккумулятивные вулканические образования: от скоплений бесчисленных мелких вулканических конусов и небольших щитовых вулканов до огромных вулcano-тектонических сооружений; кроме лав, возможно, присутствуют также и пирокластические накопления, что позволяет ожидать больших вариаций состава вулканических продуктов, чем на Луне, Меркурии и Марсе, и что подтверждается измерениями состава поверхностных пород, среди которых обнаружены и толеитовые и щелочные базальты [5].

### **Тектонические и тектоно-магматические процессы**

На Луне, Марсе и Меркурии тектонические процессы были развиты слабо и приводили в основном к формированию линейных структур в мощной жесткой литосфере, иногда весьма протяженных (системы выбросов Меркурия и каньонов Марса), но с очень небольшой амплитудой горизонтальных смещений.

На Венере большинство участков, возвышающихся над средним уровнем базальтовых равнин, несет следы воздействия тектонических деформаций, вертикальных и горизонтальных. В случае преобладающих вертикальных движений возникают сводовые тектонические и вулcano-тектонические поднятия или специфические венерианские структуры — овоиды. В них горизонтальные напряжения играют производную роль, создавая грабены и мульды на сводах и концентрические валы на периферии овоидов. В случае преобладающих горизонтальных напряжений возникают структуры двух типов: а) крупные разрывы со значительной вертикальной и горизонтальной составляющими и протяженные пояса линейных дислокаций, сходные со складчатыми поясами Земли; б) площадные системы линейных дислокаций (паркет), в какой-то мере напоминающие дислокации докембрийских образований Земли, с зонами преобладающего сжатия или растяжения. Кроме того, имеются многочисленные свидетельства гравитационной тектоники с ее оползаниями и надвиганиями.

### **Ударные процессы**

Эти процессы сказываются в формировании рельефа Венеры гораздо слабее, чем на Луне, Меркурии и Марсе, что определяется, во-первых, плотной атмосферой, до определенной степени экранирующей поверхность и ограничивающей разлет выбрасываемого из кратеров вещества, и, во-вторых, интенсивной тектонической и вулканической переработкой образовавшихся кратеров. Однако следы ударных воздействий сохранились на Венере гораздо лучше, чем на Земле, поскольку масштабы тектонической и, главное, экзогенной переработки поверхности Венеры, вероятно, существенно уступают земным.

### **Экзогенные процессы**

О существовании какой-то поверхностной эрозии свидетельствует разная степень морфологической выраженности ударных кратеров, овоидов и других структур, а также признаки деградации материала в сантиметровом и дециметровом диапазоне, обнаруживаемые на панорамах станций «Венера-9, 10, 13, 14», и наличие на поверхности в местах посадок тонкослоистых непрочных пород [19]. Возможно, какие-то части равнин образованы помимо базальтов пирокластическими и эоловыми накоплениями; возможно, современные «термостатные» условия на поверхности со слабыми ветрами и ничтожными перепадами температур не всегда были такими. Однако в масштабе съемки «Вене-



ры-15 и -16» явных эрозионных структур на поверхности не обнаружено, следы деятельности жидких агентов денудации совершенно отсутствуют, а если нет крупномасштабной эрозии, то вряд ли есть и сколь-нибудь значимое осадконакопление.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности рельефа Венеры свидетельствуют о том, что по формам проявления тектонических и вулканических процессов она среди всех планет земной группы тяготеет преимущественно к Земле. Однако важнейшей особенностью Венеры, роднящей ее с Луной, Меркурием и Марсом, является сохранность на ее поверхности таких древних образований, какие практически полностью уничтожены на Земле. Таким образом, Венера является промежуточным звеном между активной ныне Землей и другими планетами, где эндогенная активность в основном завершилась на догеологической или ранней геологической стадии. Отсутствие или крайне низкая интенсивность крупномасштабной эрозии и осадконакопления и соответственно сохранение прямого тектонического и вулканического рельефа делают Венеру чрезвычайно полезным (хотя пока и очень слабо изученным) полигоном для сравнения с Землей на ранних стадиях ее развития.

## Литература

1. *Базилевский А. Т., Иванов Б. А., Крючков В. П. и др.* Ударные кратеры Венеры по данным радиолокационных изображений КА «Венера-15» и «Венера-16». — Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 3, с. 671—674.
2. *Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О. и др.* Основные типы структур северного полушария Венеры. — Астрон. вестн., 1985, № 1, с. 3—14.
3. *Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О. и др.* Геология Венеры по результатам анализа радиолокационных изображений, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16» (предварительные данные). — Геохимия, 1984, № 12, с. 1811—1820.
4. *Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Пронин А. А. и др.* Первые результаты геолого-морфологического анализа радиолокационных изображений поверхности Венеры, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16». — Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 4, с. 946—950.
5. *Барсуков В. Л., Сурков Ю. А., Москалева Л. П. и др.* Геохимические исследования поверхности Венеры АМС «Венера-13» и «Венера-14». — Геохимия, 1982, № 7, с. 899—919.
6. *Гинтов О. Б.* Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. Киев: Наук. думка, 1978. 164 с.
7. *Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.
8. *Котельников В. А., Аким Э. Л., Александров Ю. Н. и др.* Исследование области гор Максвелла планеты Венера космическими аппаратами «Венера-15» и «Венера-16». — Письма в Астрон. журн., 1984, т. 10, № 12, с. 883—889.
9. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембри. Л.: Недра, 1982. 343 с.
10. *Сурков Ю. А., Киризов Ф. Ф., Глазов В. Н. и др.* Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианских породах по данным АМС «Венера-9» и «Венера-10». — Космич. исслед., 1976, т. XIV, вып. 5, с. 704—709.
11. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Пронин А. А., Бурба Г. А.* Результаты геолого-морфологического анализа панорам. Первые панорамы поверхности Венеры. Под ред. Келдыша М. В. М.: Наука, 1979. 132 с.
12. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Бурба Г. А. и др.* Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.
13. *Флоренский К. П., Базилевский А. Т., Крючков В. П. и др.* Геолого-морфологический анализ панорам «Венеры-13» и «Венеры-14». — Космич. исслед., 1983, т. XXI, вып. 3, с. 340—350.
14. *Флоренский К. П., Николаева О. В.* О летучих компонентах и материковом веществе планет. — Геохимия, 1984, № 9, с. 1251—1267.
15. *Ananda M. P., Sjorgen W. L., Phillips R. J., Wimberly R. N., Billes B. G.* A low-order global gravity field of Venus and dynamical implications. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, № A13, p. 8303—8318.
16. *Campbell D. B., Head J. W., Harmon J. K., Hine A. A.* Venus: Identification of Banded Terrain in the Mountains of Ishtar Terra. — Science, 1983, v. 221, № 4611, p. 644—647.
17. *Campbell D. B., Head J. W., Harmon J. K., Hine A. A.* Venus: volcanism and rift formation in Beta Regio. — Science, 1984, v. 226, № 4671, p. 167—169.
18. *Esposito L. W.* Sulfur dioxide: episodic injection shows evidence for active Venus volcanism. — Science, 1984, v. 223, № 4640, p. 1072—1075.

19. *Florensky C. P., Basilevsky A. T., Kryuchkov V. P. et al.* «Venera-13» and «Venera-14»: sedimentary rocks on Venus?— *Science*, 1983, v. 221, № 4605, p. 57—59.
20. *Malin M. C., Saunders R. S.* Surface of Venus: evidence of diverse landforms from radar observations.— *Science*, 1977, v. 196, № 4293, p. 987—990.
21. *Masursky H., Eliason E., Ford P. G. et al.* Pioneer-Venus radar results: geology from images and altimetry.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, № A13, p. 8232—8260.
22. *Match T. A., Arvidson R. E., Head J. W. III et al.* The geology of Mars. Princeton University Press Princeton. New Jersey, 1976. 400 p.
23. *Pettengill G. H., Eliason E., Ford P. G. et al.* Pioneer Venus radar results: altimetry and surface properties. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, № A13, p. 8261—8270.
24. *Sjorgen W. L., Phillips R. J., Birkeland P. W., Wimberly R. N.* Gravity anomalies on Venus.— *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, № A13, p. 8295—8302.
25. *Smith B. A., Beebe R., Boyce J. et al.* The Galilean Satellites and Jupiter: Voyager 2 imaging science results.— *Science*, 1979, v. 206, № 4421, p. 927—950.
26. US Geol. Survey (1981) altimetric and shaded relief map of Venus. 1 : 50 000 000.

Институт геохимии и аналитической химии  
 им. В. И. Вернадского АН СССР  
 Геологический институт АН СССР  
 Институт радиоэлектроники АН СССР  
 Особое конструкторское бюро Московского  
 энергетического института  
 Центральный научно-исследовательский  
 институт геодезии, аэрофотосъемки и  
 картографии  
 Институт прикладной математики АН СССР  
 Институт проблем передачи информации АН СССР  
 Университет им. Вейна, США

Поступила в редакцию  
 10.XI.1985

УДК 551.24+523.4.42

ПРОНИН А. А.

**СТРОЕНИЕ ПЛАТО ЛАКШМИ КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО  
ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ АСТЕНОСФЕРНЫХ ПОТОКОВ НА ВЕНЕРЕ**

Концентрично построенная структура плато Лакшми на западе Земли Иштар со складчато-разрывным обрамлением, конформным основному массиву плато с эруптивными центрами, интерпретируется с позиций подповерхностного горизонтального растекания вещества в виде горизонтально расходящихся астеносферных потоков и гравитационного оползания. Структуры обрамления образуются при этом за счет деформации более жесткой литосферы при ее отрыве от астеносферного потока.

**ВВЕДЕНИЕ**

Описываемая ниже структура Лакшми занимает западную часть Земли Иштар и состоит из собственно плато Лакшми — изометричной в плане равнинной области с высотами около 3,0 км над уровнем равнин — и ее обрамления. К обрамлению здесь относится уступ Весты на юге и юго-западе, примыкающая к нему область хаотического рельефа с юга и массивы гор Акны и Фрейи на северо-западе и севере. Периферия северного обрамления Лакшми сложена гигантским валом длиной около 1500 км, отделяющим Землю Иштар от северной равнины. Ниже приведены описания плато и его обрамления, интерпретации, касающиеся механизма образования структуры, а также некоторые выводы.

**ПЛАТО ЛАКШМИ**

Плато Лакшми представляет собой обширную равнину между 58 и 75° с. ш. и 310 и 360° в. д., окруженную со всех сторон поясом горных сооружений. Основная часть плато Лакшми имеет в плане форму неправильного шестиугольника со сглаженными углами поперечником около 1400 км с трапециевидным выступом на севере и с выступом на восток вплоть до подножия гор Максвелла длиной 800 и шириной 200—300 км. Ровная поверхность плато имеет высоты 3—3,5 км над уровнем относимости (сфера радиусом 6051 км, описанная из центра масс планеты) и осложнена рядом структур малого размера. В первую очередь к ним следует отнести депрессию Колетт в центре западной половины плато, имеющую в плане форму овала размером 130×80 км, вытянутого в меридиональном направлении. Глубина депрессии около 2 км, она имеет плоское или слегка выпуклое днище и террасированные внутренние склоны (возможно, трещины отседания). На юге на поверхности днища депрессии видны два пологих купола около 15 км в поперечнике каждый. В центре днища участок радарно-темной, очевидно, гладкой или покрытой рыхлым материалом поверхности. Юго-восточнее овала депрессии в пределах 50 км видна система гряд и борозд, концентричных структуре Колетт (рис. 1, 2).

В окрестностях Колетт на расстояниях до 250 км прослеживаются узкие полосы и фестончатые участки радарно более светлой поверхности, которые в плане похожи на потоки жидких лав. Как правило, они ориентированы радиально по отношению к депрессии и перестают быть видимыми на изображении лишь вблизи западного обрамления Лакшми. В целом депрессия Колетт с системой расходящихся потоков скорее всего представляет собой гигантский щитовой вулкан поперечником около 600 км, слегка вытянутый в меридиональном направлении и занимающий почти всю западную половину плато Лакшми.

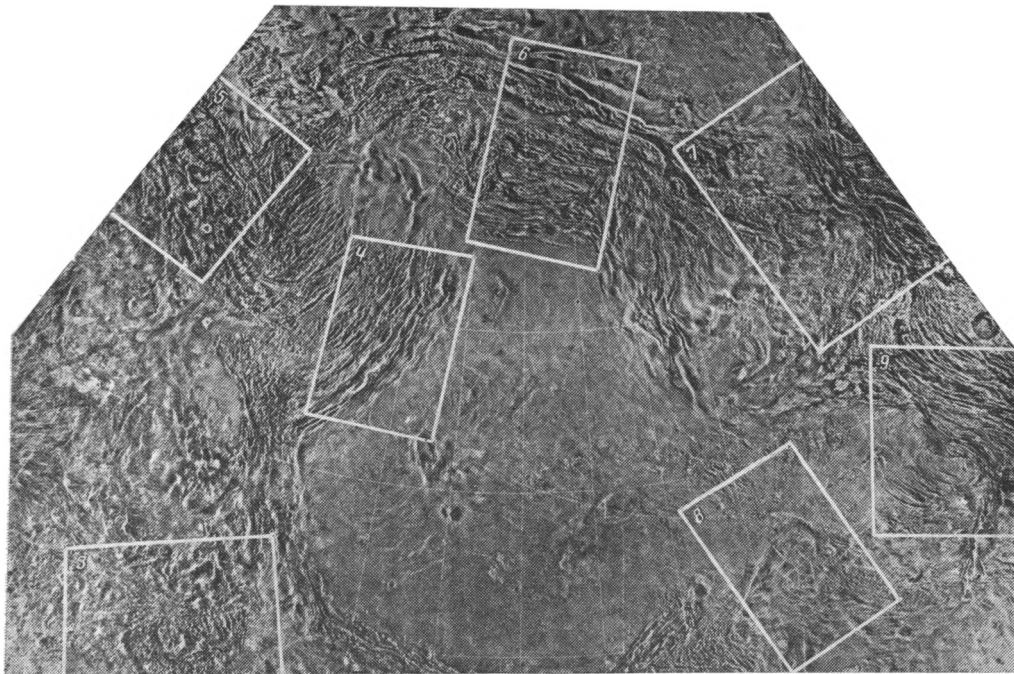


Рис. 1. Фотокарта плато Лакшми и прилегающих территорий. Контурами показаны фрагменты, приведенные на рис. 3—9

В центре восточной половины плато Лакшми расположена еще одна овальная депрессия Сакаджавея размером в плане  $200 \times 120$  км и глубиной около 1,5 км, длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. На изображении она выражена менее отчетливо, чем Колетт, здесь не видны детали строения внутренних склонов. На присутствие депрессии указывают лишь два концентрических светлых овала и подковообразное темное пятно в центре. На юго-восточной кромке депрессии берет начало ряд уступов, протягивающихся на юго-восток. Они видны в виде узких светлых и темных линий на пределе разрешения и образуют систему плоскодонных желобов шириной 3—10 км, которые похожи на поверхностное проявление сопряженных грабенов и горстов.

Севернее депрессии Сакаджавея через всю восточную половину плато Лакшми в широтном направлении протягивается полоса плосковершинных возвышенностей, поднимающихся над равниной плато в среднем на 500 м. Характер соотношения равнинного материала плато с возвышенностями вдоль изрезанных границ позволяет считать эти возвышенности останцами. Их расчлененная сетью почти ортогональных гряд и борозд поверхность, очевидно, несет на себе следы прежних деформаций, которыми не затронуты более молодые равнинные отложения плато Лакшми; небольшой ( $100 \times 50$  км) изолированный останец, подобный описанным, располагается на самом севере основного массива плато.

#### ЮЖНОЕ И ЗАПАДНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ЛАКШМИ

На юге основной массив плато обрамлен узким поясом горных сооружений шириной около 100 км, состоящим из линейных хребтов и долин между ними, которые ориентированы почти всюду вдоль кромки плато. Сама кромка имеет здесь форму тупого угла в плане около  $120^\circ$ , повернутого вершиной к югу. Отдельные хребты внутри пояса прослеживаются на десятки километров (до 100 км) в длину и имеют ширину 10—15 км. Близ южной оконечности плато в том месте, где кромка плато меняет направление с запад — северо-западного на северо-вос-

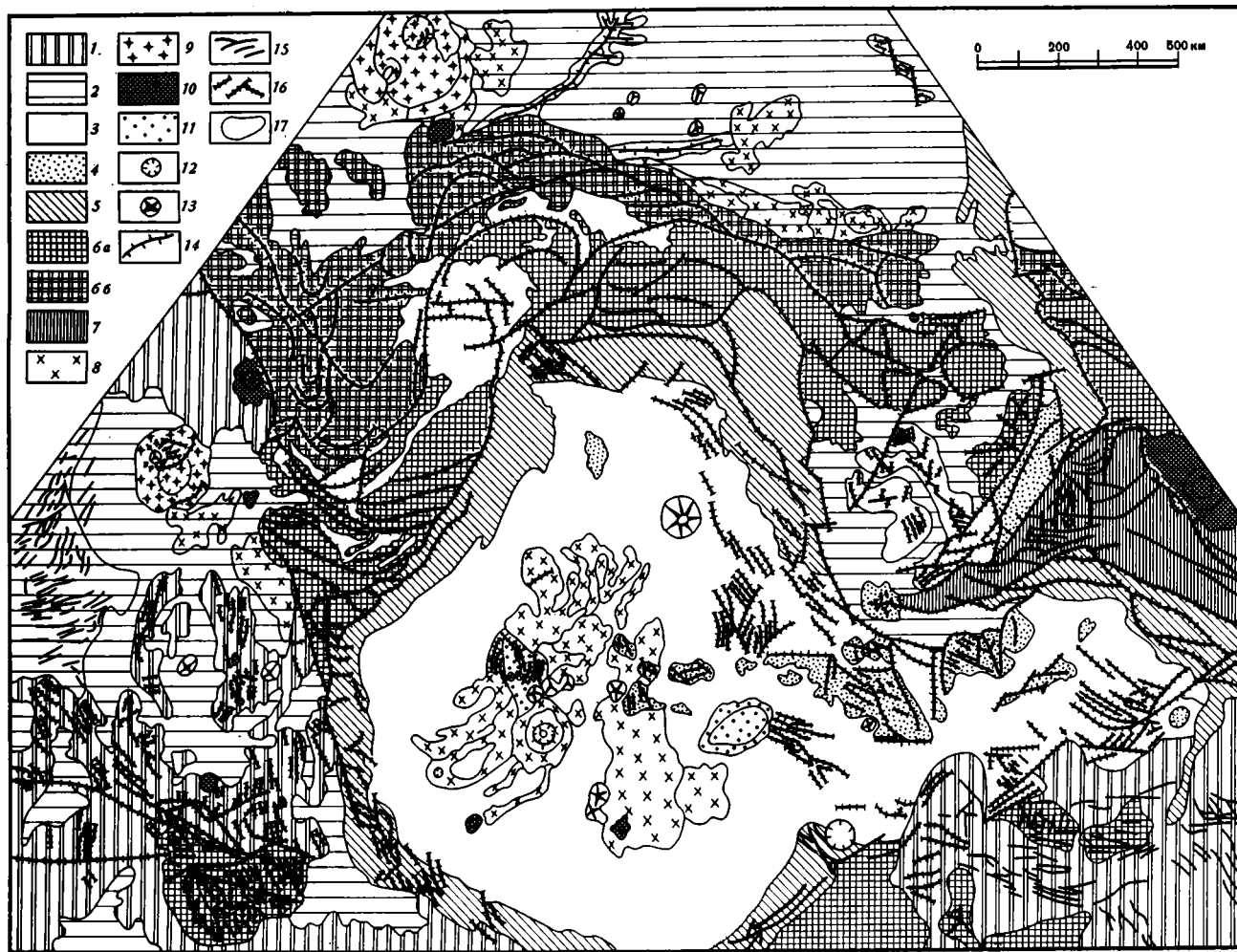


Рис. 2. Геолого-морфологическая карта плато Лакшми и прилегающих территорий.

1 — комплекс холмистых равнин, 2 — комплекс относительно молодых равнин и лавовых потоков, 3 — комплекс пород собственно плато Лакшми, 4 — останцы пересеченного рельефа в пределах плато Лакшми, 5 — комплекс внутреннего обрамления плато Лакшми, 6 — комплекс внешнего обрамления плато Лакшми, 7 — массив гор Максвелла, 8 — отдельные лавовые потоки с видимыми границами, 9 — овоиды, 10 — ударные кратеры с покровами выбросов, 11 — кальдеры, 12 — округлые депрессии неясного происхождения, 13 — купола, 14 — осевые линии валов, 15 — выраженные в альbedo линейменты на поверхности равнин, 16 — линии нарушений (разрыва сплошности или смещения структуры), 17 — границы

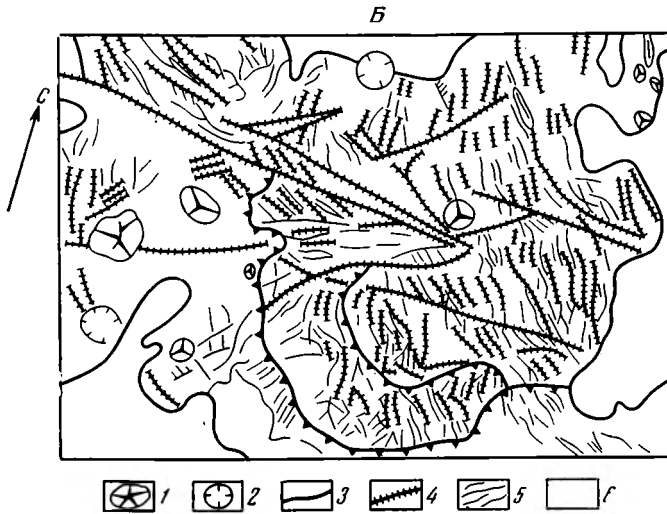
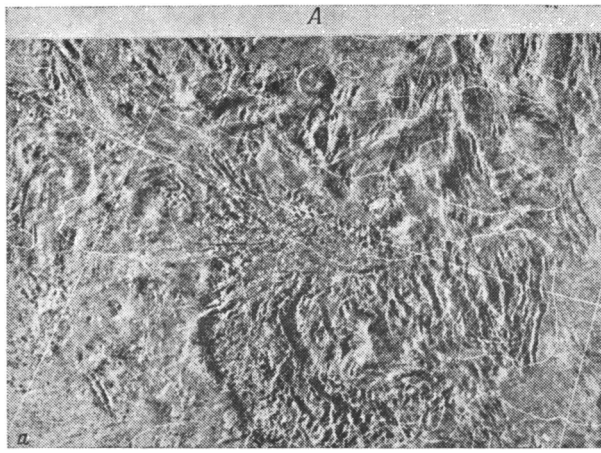


Рис. 3. А — радарное изображение участка размером  $400 \times 600$  км на юго-западном обрамлении Лакшми, в центре которого дискообразная структура, интерпретируемая как выход на поверхность астеносферного вещества. Б — схема дешифрирования участка: 1 — купола предположительно вулканического происхождения, 2 — ударные кратеры, 3 — границы, 4 — разломы со смещениями структур и зияющие трещины, 5 — простирания структур, 6 — относительно ровные поверхности предположительно молодых лавовых излияний

точное, в узком поясе обрамления две системы параллельных обрамлению хребтов сосуществуют и пересекаются под углом около  $60^\circ$ .

В рельефе поясу линейных хребтов соответствует обрамленный к югу уступ высотой 3–5 км (уступ Весты), так что региональный уклон на уступе может достигать нескольких градусов. На юге подножие уступа граничит с областью хаотического рельефа, причем местами, например на западе, подножие уступа налегает на хаотический рельеф и захороняет его. Примыкающая к юго-восточному обрамлению область хаотического рельефа протягивается короткой полосой шириной 400 и длиной 1000 км в северо-восточном направлении. Расчлененный рельеф этой области состоит из хаотично ориентированных невысоких хребтов и возвышенностей с характерным размером в десятки километров. Отдельный участок хаотического рельефа ( $150 \times 250$  км) примыкает к юго-восточному сегменту зоны линейных хребтов и долин (см. рис. 1, 2).

Иначе выглядит западный сегмент обрамления Лакшми. Здесь плато ограничено пологим валом меридионального направления, поверх-

ность которого осложнена возвышенностью около 100 км в поперечнике и рядом дугообразных хребтов далее к западу. Этот вал с юго-западным сегментом обрамления также составляет угол около  $120^\circ$ . На поверхности вала прочитывается несколько крутосклонных расселин, которые скорее всего являются зияющими трещинами растяжения. Крупнейшая из них начинается в юго-западном углу обрамления и тянется к северо-востоку примерно на 150 км при ширине в первые километры.

В 400 км к западу от описываемого сегмента обрамления располагается необычная структура, имеющая вид ограниченного с юго-запада четким уступом диска, наложенного на поверхность южной равнины, поперечником порядка 300 км. По краям поверхность диска напоминает хаотический рельеф внешнего обрамления Лакшми, а в центре она расчленена несколькими расселинами северо-восточного направления длиной в десятки и шириной в первые километры. Далее к северо-востоку поверхность диска переходит в область холмистого рельефа западного обрамления Лакшми, где также видны похожие на трещины отрыва кулисные системы дугообразных расселин северо-западного простирания. По гипсометрии поверхность диска возвышается на 500 м над южной равниной (рис. 3).

### ГОРЫ АКНЫ

Северо-западная граница плато Лакшми протягивается пологой дугой на северо-восток на расстояние около 700 км и смыкается с западным обрамлением под углом порядка  $120^\circ$ . Одновременно она является юго-восточной подошвой гор Акны, поднимающихся над поверхностью плато на 2,5 км. В наиболее высокой части массив гор Акны сложен последовательностью асимметричных хребтов и долин длиной до 300 и шириной до 50 км с короткими крутыми склонами, обращенными к плато, и длинными пологими противоположными. В плане это кулисообразно расположенные куэсты, осложненные подобными же структурами более высоких порядков. В северо-западном направлении характерный размер структур уменьшается так же, как и высота гор. Максимальная длина отдельного хребта здесь не превышает 100 км. Граница области с относительно разупорядоченной структурой имеет форму крутой дуги, обращенной выпуклостью к центру Лакшми. Внутри этой области выделяется еще несколько подобных дугообразных границ более высоких порядков (рис. 4).

Юго-западное подножие массива представлено областью хаотического рельефа, напоминающего южное обрамление Лакшми. С юго-запада эта область ограничена желобом длиной около 250 и шириной до 30 км, к которому с запада примыкает поверхность обширного излияния. В некоторых местах западные подножия гор Акны затоплены равнинным материалом. На севере граница затопления прямолинейна и ориентирована на северо-восток.

К северо-западу от подножия гор Акны абсолютные высоты постепенно уменьшаются от 2,0 до  $-0,5$  км, а расположенная здесь сложно построенная горная страна протягивается вплоть до границы с северной равниной. С востока эта страна граничит с «заливом» плато Лакшми, отделенным от основной части сближенными массивами гор Акны и Фрейи. Восточная часть этой горной страны представляет собой систему коротких (до 100 км длиной) асимметричных хребтов, расположенных кулисообразно, восточные окончания которых перекрыты равнинным материалом «залива» плато Лакшми.

На западе горной страны простирания хребтов меняются на северо-западные и местами на меридиональные. Крупнейшая здесь структура северо-западного простирания представлена двумя кулисно стыкующимися хребтами общей длиной около 500 км, причем южный разветвляется на два отрога. Общее простирание этого хребта согласуется с гигантскими линейными структурами в области равнины с овоидами к

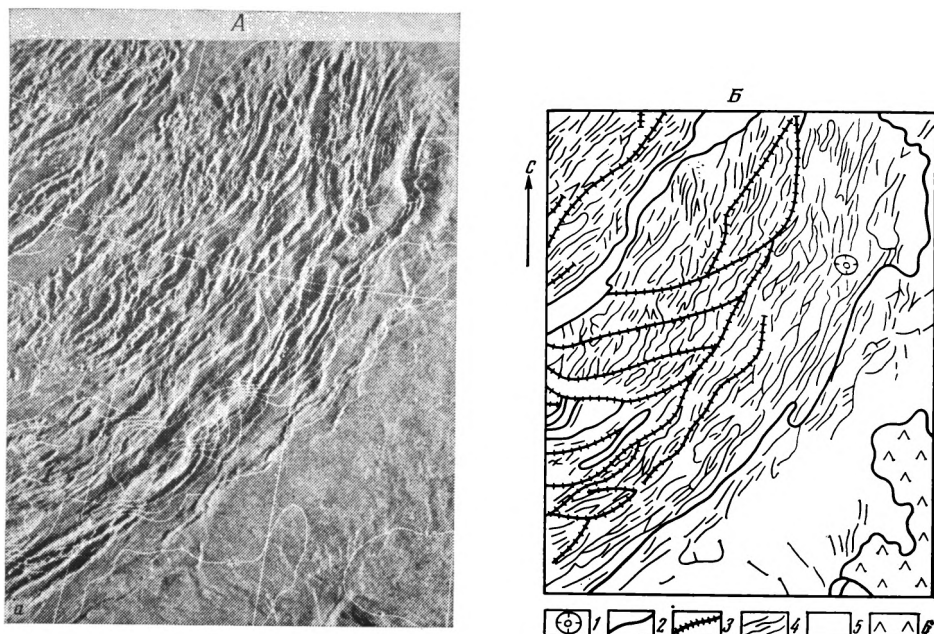


Рис. 4. А — радарное изображение участка размером  $400 \times 600$  км на северо-западе внутреннего обрамления Лакшми (горы Акны) в его наиболее высокой части. В юго-восточной части участка развит комплекс наиболее молодых лавовых излияний, в пределах которого прочитываются отдельные потоки. Б — Схема дешифрирования участка: 1 — ударный кратер, 2 — геологические границы, 3 — разломы, 4 — простираения структур, 5 — относительно ровные поверхности предположительно молодых лавовых излияний, 6 — самые молодые излияния, в пределах которых видны отдельные потоки

северо-западу от описываемой страны. Возможно, что западная ее часть носит следы взаимоналожения двух структурных планов — обрамления плато Лакшми и линейных структур на северо-востоке (рис. 5).

### ГОРЫ ФРЕЙИ

На севере основной массив плато Лакшми имеет трапециевидный выступ, к которому с северо-востока примыкает массив гор Фрейи. В наиболее высокой части массив состоит из системы линейных хребтов длиной до 200 и шириной 5—15 км, ориентированных в субширотном направлении. Хребты имеют асимметричные склоны — северные положе южных — в тех случаях, когда это удастся проследить. Иногда система параллельных хребтов смещается в плане с небольшой амплитудой в первые километры по разломам северо-восточного простираения. Эта упорядоченная система параллельных хребтов прослеживается в субширотной полосе шириной 150 и длиной 400 км. На востоке полоса изгибается к югу под углом  $90-120^\circ$ . На примыкающей поверхности плато Лакшми видны радарно-светлые полосы шириной в первые километры, ориентированные параллельно обрамлению Лакшми. В месте изгиба обрамления к югу эти светлые полосы образуют сеть с ромбическими ячейками. Наиболее высокие части массива возвышаются над поверхностью плато на 2,5—3,0 км (рис. 6).

Расположенная севернее горная страна характеризуется менее упорядоченным рельефом. В восточной ее части преобладают субширотные простираения отдельных хребтов, но относительно упорядочены они лишь в пределах блоков, напоминающих по форме будины размером  $200 \times 100$  км. Будины также ориентированы субширотно и разделены разломами, которые прочитываются по линиям смещения структур и желобам. В западной части горной страны ориентировка хребтов более хаотична, но преобладают субмеридиональные простираения. Здесь



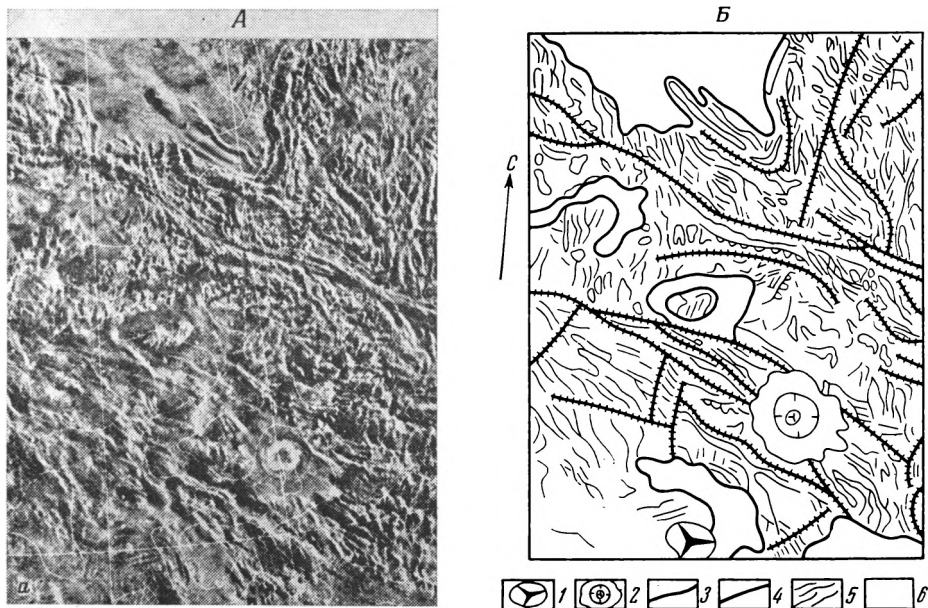


Рис. 5. А — радарное изображение участка размером  $400 \times 600$  км на северо-западе внешнего обрамления Лакшми. Простираения хребтов пересекающихся направлений свидетельствуют о смене структурных планов дислокаций. Справа внизу на сложный рельеф наложен ударный кратер диаметром около 60 км с отчетливо выраженными выбросами. Б — схема дешифрирования участка: 1 — купол, 2 — ударный кратер с выбросами и центральной горкой, 3 — границы, 4 — разломы, 5 — простираения структур, 6 — относительно ровные поверхности предположительно молодых лавовых излияний

хребты, как правило, асимметричны с крутыми восточными склонами. Далее к северу простираения хребтов меняются на северо-западные и западные, образуя дуги, обращенные выпуклостью к северо-востоку. С простираениями этих дуг согласуется граница между западной и восточной частями северного подножия гор Фрейи. С запада к горам Фрейи примыкает отделенный от основного массива плато Лакшми залив с равнинной поверхностью, осложненный дугообразными обращенными на восток уступами субмеридионального простираения.

На севере к горам Фрейи примыкает широтно ориентированная низина с относительно ровной поверхностью, которая ограничена крутым уступом гигантского вала, протягивающегося на 1500 км и обрамляющего всю структуру Лакшми с севера.

### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ КОТЛОВИНА

Восточнее гор Фрейи в общем непрерывное обрамление плато Лакшми прервано обширной котловиной, равнинные участки дна которой переходят в северную равнину. В плане это изометричное понижение поперечником 600–700 км с высотами дна 1,5–2,0 км над уровнем относимости. С северо-запада в котловину веером спускаются валообразные структуры внешнего обрамления Лакшми с хаотическим рельефом поверхности. Они погружаются под материал равнины, который перекрывает их с извилистым контактом. Концевые части валообразных структур осложнены оползнями, которые прочтываются по дугообразным нишам срыва и валам нагнетания (рис. 7).

На юго-западе самая низкая часть котловины представляет собой слегка вытянутый бассейн поперечником около 200 км. Его центральная часть и восточный борт слегка приподняты и возвышаются над поверхностью равнины, а образовавшийся между ними желоб заполнен равнинным материалом. Приподнятые участки дна котловины рассечены бороздами и расселинами, складывающимися в системы, напомина-

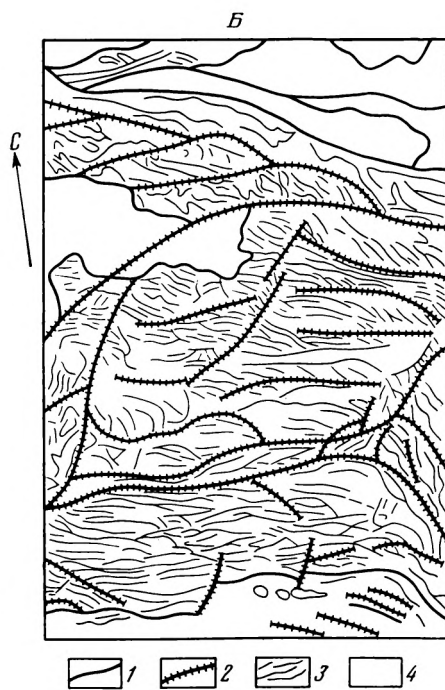


Рис. 6. А — радарное изображение участка размером  $400 \times 700$  км на севере обрамления Лакшми (горы Фрейи). Система субширотных хребтов на юге сменяется более разупорядоченным рельефом на севере. Вал внешнего обрамления граничит с поверхностью северной равнины. Б — схема дешифрирования участка: 1 — границы, 2 — разломы, 3 — простирания структур, 4 — относительно ровные поверхности предположительно молодых лавовых излияний

ющие трещины растяжения. На юго-западе по уступу высотой более 1 км котловина граничит с поверхностью плато Лакшми.

На востоке котловину обрамляет пояс линейных структур длиной 600—700 км. Он сложен вытянутыми меридионально грядами и сопряженными с ними бороздами с характерной длиной 100 и шириной 10—15 км. Северная оконечность пояса погружается под поверхность северной равнины, а южная смыкается с массивом гор Максвелла. Непосредственно к восточной границе пояса примыкают валообразные структуры с хаотическим рельефом поверхности, сходные со структурами внешнего обрамления Лакшми. Их Т-образные сочленения с восточной границей пояса свидетельствуют о том, что пояс является структурой секущей. На юго-западе пояс граничит с равнинным материалом днища котловины.

На юго-востоке котловины, где начинается пологий подъем к северным подножиям гор Максвелла, над поверхностью равнины поднимается невысокий участок местности с хаотическим мелкобугристым рельефом (характерный размер неровностей от предела разрешения до 10—15 км). Здесь прослеживается несколько расселин, образующих редкую ортогональную сеть. Далее к юго-востоку лежит узкий (20—40 км) гребень длиной около 350 км, ограниченный двумя расселинами и ориентированный в северо-восточном направлении. В свою очередь гребень состоит из ряда гряд, расположенных кулисообразно и под острым углом к его простиранию. Гребень является естественной границей днища котловины, так как далее на юго-восток начинается подъем на массив Максвелл. Юго-восточнее борт котловины слагает зажатый между двумя расселинами серповидный в плане хребет длиной около 400 и шириной 50—60 км. В центральной части он состоит из трех овальных в плане массивов размером  $50 \times 60$  км, которые выглядят как «мегабудины» компетентных пород, погруженных в более пластичную слоистую

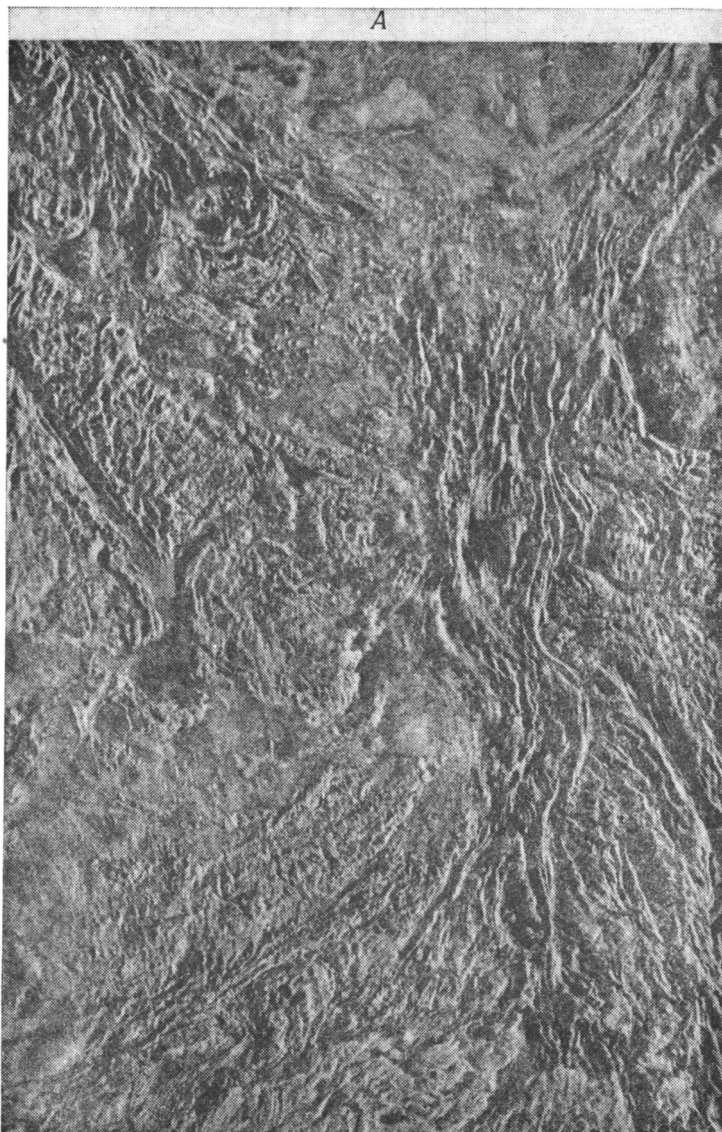
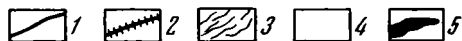
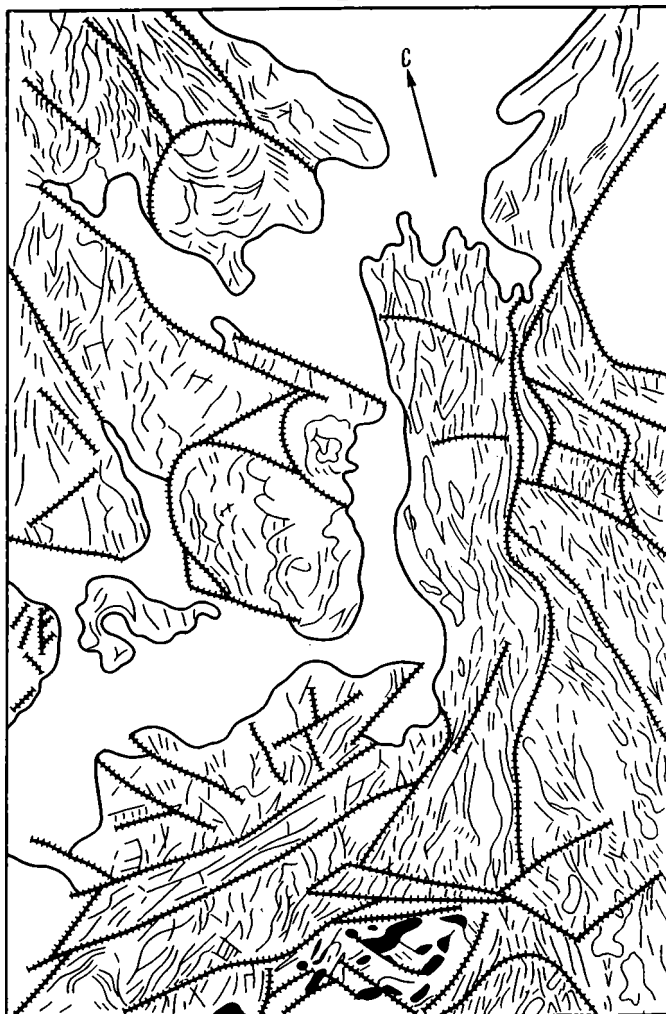


Рис. 7. А — радарное изображение участка размером  $600 \times 850$  км севернее массива гор Максвелла. Восточнее меридионального пояса структур сжатия прослеживается продолжение разорванного северного обрамления Лакшми. В центре и в северо-западном углу изображения видны оползни на концах валообразных структур обрамления Лакшми. Б — схема дешифрирования участка: 1 — границы, 2 — разломы, 3 — простираения структур, 4 — относительно ровные поверхности предположительно молодых лавовых излияний, 5 — радарно-темные участки «затененных» склонов, предположительно крупные зияющие трещины

толщ. Сходство подчеркивается системами узких сопряженных борозд и гряд (на пределе разрешения), ориентированных конформно по отношению к будинам и напоминающих линии течения. Днище котловины покрыто равнинообразующим материалом с пологоволнистым рельефом и сглаженной поверхностью, в северной части усеянной множеством куполов размером несколько километров в поперечнике.

#### ВОСТОЧНЫЙ ВЫСТУП ПЛАТО ЛАКШМИ

В целом изометричная плита плато Лакшми на широте кальдеры Сакаджавея имеет выступ, протягивающийся на восток на 800 км, шириной 200–300 км. Его восточная оконечность упирается в подножия



гор Максвелла, поднимающихся крутым уступом над равниной плато на высоту более 5,0 км. Поверхность плато к востоку слегка повышается, и если в центре Лакшми высотные отметки составляют 2,0—2,5 км, то у подножия гор Максвелла — 3,5—4,0 км над уровнем относимости (см. рис. 1, 2).

В пределах выступа поверхность плато ровная, над ней, как и в центре Лакшми, на несколько сотен метров возвышаются останцы массивов с расчлененным рельефом, созданным сетью прямолинейных борозд, пересекающихся под углами от 45 до 80°. Наиболее крупный из них в 200 км восточнее кальдеры Сакаджавея имеет форму почти правильного ромба со стороной 200 км и длинной диагональю, ориентированной на северо-запад.

В юго-восточном углу выступа его поверхность расчленена серией параллельных дугообразных борозд общего северо-западного простирания, причем их юго-восточные концы имеют максимальную ширину до 10—15 км и сужаются постепенно к северо-востоку, сходя на нет. Длины борозд от 50 до 200 км и, судя по «теням», они имеют V-образный профиль поперечного сечения без признаков валов вдоль резких кромок. Подобные же борозды, но менее отчетливо выраженные и меньших размеров, прослеживаются вдоль всей южной кромки выступа плато (рис. 8).

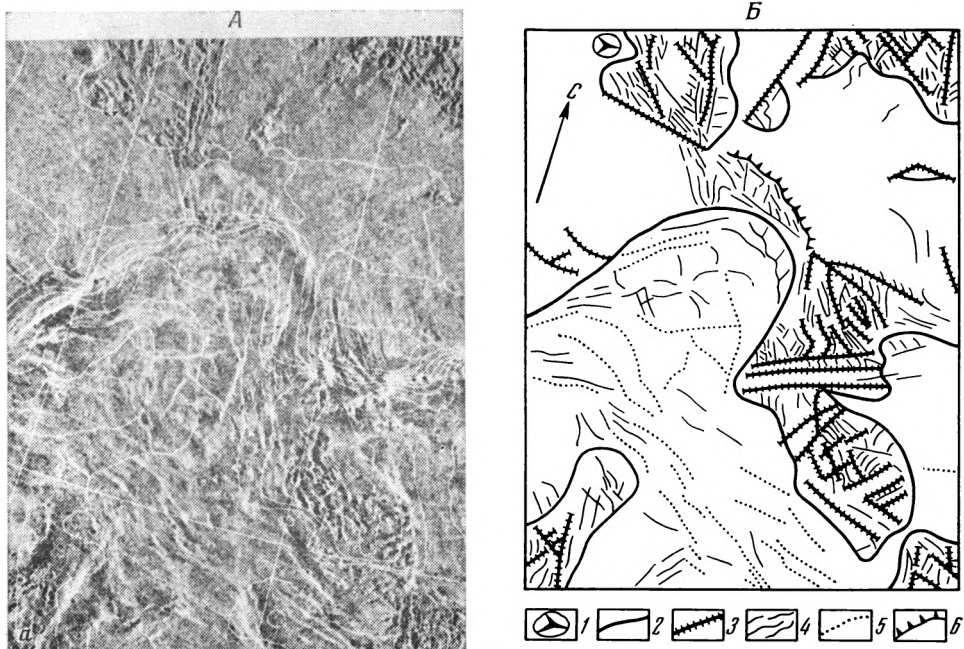


Рис. 8. А — радарное изображение участка размером  $400 \times 600$  км на южной границе восточного выступа плато Лакшми. Граница между ровной поверхностью плато на севере и холмистой равниной на юге маркируется уступом высотой 2,5 км. Б — схема дешифрирования участка: 1 — купол, 2 — границы, 3 — разломы, 4 — простирации структур, 5 — выраженные в альbedo светлые полосы на поверхности холмистой равнины, предположительно невысокие уступы, 6 — выраженные в рельефе уступы

Южная граница выступа плато напоминает изрезанную кромку берегового уступа, причем сходство усиливается тем, что она совпадает с уступом в рельефе высотой 2,5–3,0 км, обращенным в сторону холмистой равнины, над поверхностью которой южнее на высоту 1,0–1,5 км поднимается несколько неправильных изометричной формы останцов хаотического рельефа. Северная кромка восточного выступа плато представляет собой не выраженный в гипсометрии, но отчетливо видимый на изображении уступ, обращенный на север.

### ГОРЫ МАКСВЕЛЛА

По рисунку рельефа и по гипсометрии массив гор Максвелла имеет в плане форму прямоугольника размером  $500 \times 800$  км, ориентированного длинной стороной на северо-запад, и с вытянутым западным углом, представляющим собой отрог, разделяющий северо-восточную котловину и выступ плато Лакшми. В пределах изученной площади массив представлен своей северо-западной частью, где по гипсометрии и по рисунку рельефа выделяется несколько зон (рис. 9).

Юго-западный склон массива поднимается над поверхностью плато Лакшми крутым уступом высотой 5,0 км. Субпараллельно подножию весь склон изрезан системой сопряженных гряд и борозд шириной до 5 и длиной до 100 км. По смещениям полосчатой структуры здесь можно выделить несколько крупных линзовидных в плане блоков, также ориентированных субпараллельно подножию. На поверхности плато вдоль кромки массива протягивается система асимметричных гряд с крутым западным и пологим восточным склонами шириной 5–10 и длиной до 150 км. Эти гряды не выражены в гипсометрии и создается впечатление, что именно здесь поверхностный слой плато Лакшми начинает раскалываться на чешуеобразные блоки с падениями на восток, которые восточнее плотно «упакованы» на западном склоне массива Максвелл.

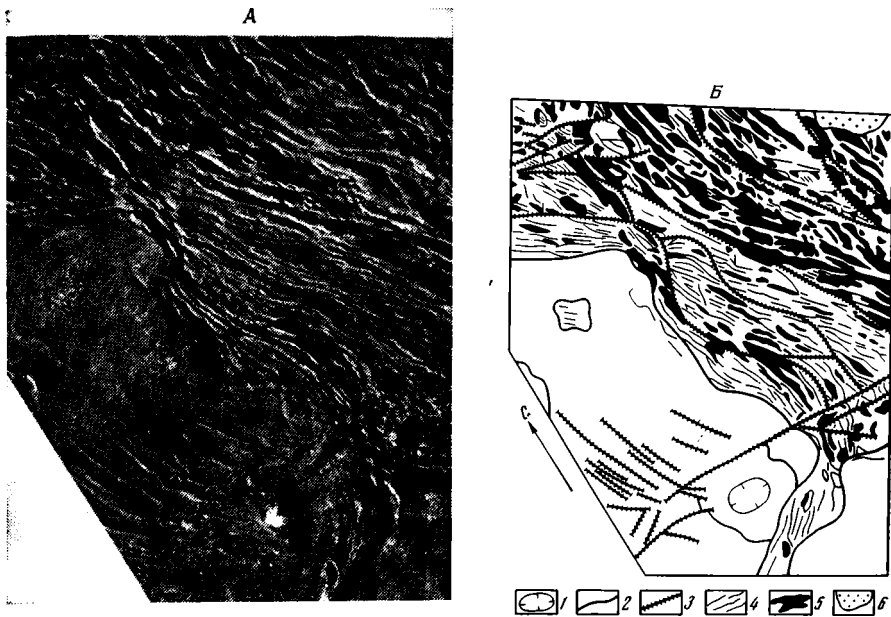


Рис. 9. А — радарное изображение участка размером 400×500 км в месте сочленения массива гор Максвелла с плато Лакшми; граница фиксируется резким переходом от равнины плато к крутому склону с полосчатыми структурами, параллельными простиранию склона. Б — схема дешифрирования участка: 1 — депрессия неясного генезиса, 2 — границы, 3 — разломы, 4 — простирания структур, 5 — радарно-темные «затененные» участки склонов, 6 — выбросы из кольцевой структуры Клеопатра предположительно ударного происхождения

В центральной части массива рисунок рельефа резко меняется, причем граница с крутым западным склоном почти прямолинейна и совпадает с линией нарушения структур. Этой части массива присущи длинные асимметричные гряды (до 200 км) шириной 20–25 км, состоящие как бы из пластин с падениями на запад, поскольку восточные «освещенные» склоны их, как правило, уже (<10 км), а западные шире. В целом рисунок обращенных к радару склонов напоминает систему ячеек сети, сильно вытянутой в северо-западном направлении. Эта зона совпадает с областью максимальных высот массива, но при картировании с разрешением 500 м по высоте вершина массива оказывается почти совсем плоской (уклоны здесь на порядок меньше, чем на западном склоне). Ширина зоны около 200 км, длина порядка 400 км.

Далее к северо-востоку массив полого спускается к области хаотического рельефа, где высоты в среднем такие же, как и на восточном выступе плато Лакшми. Примерно в центре северо-восточный склон осложнен крупной (диаметр 130 км по внешнему валу) двухкольцевой структурой, севернее которой поверхность сглажена и обладает повышенной шероховатостью микрорельефа, что связано, очевидно, с присутствием на поверхности выбросов из кольцевой структуры, похожей на ударный кратер. Рельеф остальной части северо-восточного склона носит разупорядоченный характер: здесь наблюдаются лишь короткие (20–30 км длиной) гряды и бугры, дугообразные линии смещения, напоминающие ниши отрыва оползней, и лишь в отдельных местах сохраняется параллельно-полосчатая упорядоченная структура. Серией дугообразных линий нарушений маркируется восточная граница массива с областью развития хаотического рельефа.

Разупорядоченный рельеф, элементами которого являются короткие гряды и бугры, развит и на южном склоне массива, с той лишь разницей, что у юго-восточного подножия он организуется в некоторое подобие валов, конформных очертаниям массива и почти точно следующего направлению изогипс. Образование этих валов, возможно, связано с оползанием материала вниз по склону, а относительная их выражен-

ность — с тем, что склон здесь ориентирован по простиранию структур центральной зоны массива. На юге подножие массива «затоплено» равнинообразующим материалом на высоте около 3,5 км.

На северо-западном склоне массива центральная зона с крупным рисунком рельефа по зубчатой неровной границе контактирует с участком, резко отличным по рисунку структур, их ориентировке и по шероховатости поверхности. Участок вытянут в северо-восточном направлении на 400 км, его северо-западная граница относительно прямолинейна, а на юго-востоке имеет два треугольных выступа, вдающихся в центральную зону массива. Неровности пологого «морщинистого» рельефа пересечены здесь пятнами и линиями с низкой отражательной способностью, которые на стереомодели выглядят зияющими расселинами. Система таких расселин северо-западного простирания рассекает поверхность участка на западе. Крупнейшая из них протягивается на 100 км при ширине в первые километры. В целом полосчатые структуры массива Максвелл не заходят в пределы участка, как если бы это был наложенный покров со следами деформаций растяжения.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Наиболее молодыми образованиями описываемой структуры Лакшми в целом являются, очевидно, части собственно плато, образованные излияниями жидких лав по меньшей мере из двух центров — кальдер Колетт и Сакаджавея. Большой размах кальдеры Колетт при равных размерах в плане и отчетливо прослеживающиеся границы отдельных потоков свидетельствуют в пользу ее относительной молодости. Область радиального растекания потоков в рельефе соответствует пологому поднятию поперечником около 400 км и высотой порядка 500 м. Из-под поверхности лавовых потоков выступают слегка приподнятые участки с пересекающимися системами трещиноватости. Поскольку материал потоков в виде «заливов» заходит в расселины трещин на останцах, то слагающие плато потоки являются образованиями наложенными по отношению к останцам [2].

Судить о рельефе горных районов можно на основании стереомодели в тех местах, где это позволяет перекрытие отдельных полос при съемке. В адекватности стереомодели убеждает ее сопоставление с данными альтиметрии и с известной морфологией ударных кратеров. В зону стереоизображения попадают значительные части массивов гор Акны и Фрейи, которые оказываются системами асимметричных хребтов с простираниями, конформными плато, что свидетельствует о их едином генезисе. Такие системы асимметричных субпараллельных хребтов могут возникать как при блоковом (чешуйчатом), так и при складчатом их строении. Независимо от механизма образование таких структур требует присутствия относительно жесткого поверхностного слоя мощностью порядка 10 км [3] и условий горизонтального сжатия. В пограничных областях можно видеть, что в образование горного обрамления вовлекается материал равнины, а на юге плато Лакшми линейные хребты обрамления являются структурами наложенными по отношению к области хаотического рельефа. На северо-западе и на севере (горы Акны и Фрейи) по направлению к периферии Лакшми возрастает «степень разупорядоченности» структуры, что также может косвенно свидетельствовать о более длительной истории деформаций и, следовательно, увеличении возраста в сторону периферии.

Независимо от типа строения (складчатого или блокового) линейные структуры непосредственного обрамления плато должны быть образованы за счет усилий горизонтального сжатия в направлении поперек их простирания. О таком направлении усилий говорят и системы взаимопересекающихся трещин на самом юге структуры Лакшми, механизм образования которых описан для гор Максвелла [1]. Однако в отличие от гор Акны и Фрейи зона линейных хребтов южного обрамления не возвышается над поверхностью плато. Тем не менее уклоны на

уступе Весты могут достигать нескольких градусов. Учитывая высокую температуру вещества поверхностного слоя, при таком региональном уклоне структуры обрамления Лакшми на юге могут оказаться складками нагнетания, образовавшимися при пассивном гравитационном растекании массива плато [4]. Поднимающиеся над уровнем плато горы Акны и Фрейи, видимо, образованы более активными силами горизонтального сжатия, что обусловило их значительное воздымание.

При переходе к внешнему обрамлению плато Лакшми отчетливая концентричность структуры усложняется, что обусловлено, очевидно, большей древностью этой зоны и связано с более сложной историей ее формирования.

На юго-востоке область хаотического рельефа осложнена дугообразными депрессиями, обращенными выпуклостью вверх по склону. Внешне они похожи на ниши срыва гигантских (>100 км) оползней, сопровождавшихся отседанием серповидных блоков и лавовыми излияниями. Обширные лавовые потоки, разливающиеся по поверхности гладкой равнины на юге, берут начало в одной из таких полукруглых ниш на южной кромке восточного выступа плато Лакшми (см. рис. 8). Дискообразная структура на юго-западе внешнего обрамления Лакшми напоминает концевую часть гигантского потока пластичного материала, излившегося или выдавленного из-под края плато в юго-западном направлении. В сторону плато поверхность со структурами течения постепенно переходит в бугристый рельеф с трещинами отседания. Такая картина могла возникнуть при движении потока, захватившего кровлю ниши, в которой он берет начало. Похожие ниши срыва присутствуют и на западном обрамлении Лакшми. Крупнейшая из них выглядит как гигантская расселина, к которой примыкает с запада обширное трещинное излияние, покрывшее площадь около  $300 \times 100$  км.

Северо-восточные простирания структур в массиве гор Акны сохраняются только в его восточной части. На западе они сменяются на северо-западные, согласующиеся с ориентировками линейных структур в области холмистых равнин с овидами на западе, и свидетельствуют о смене структурных планов деформаций (см. рис. 5).

Горы Фрейи и горная страна севернее представляют собой в целом единый массив с субширотными простираниями, примыкающий к валу внешнего обрамления Лакшми на севере. Массив можно рассматривать как результат однородной деформации сжатия в север — северо-восточном направлении.

Гигантский вал внешнего обрамления Лакшми на северо-востоке протягивается от  $355^\circ$  в. д. в северо-западном направлении почти на 1500 км и лишь на долготе «залива» Лакшми меняет простирание на юго-западное. В пределах вала отдельные хребты ориентированы примерно параллельно границам общей структуры Лакшми, а вдоль внешней границы он является образованием, наложенным на северную равнину.

На северо-востоке практически сплошное обрамление Лакшми разорвано котловиной, днище которой смыкается с северной равниной. Продолжение северного обрамления плато здесь отсечено меридиональным поясом линейных структур и прослеживается далее на восток в виде коротких валообразных структур, примыкающих к поясу с востока. Сам пояс, состоящий из параллельных гряд, можно интерпретировать как структуру сжатия в широтном направлении, однако примыкающая к нему котловина носит следы растяжения, на что указывает веер спускающихся в нее валов обрамления Лакшми и понижение уровня днища. Таким образом, сама котловина может играть роль тыловой депрессии по отношению к поясу сжатых структур, а ее образование могло быть вызвано подповерхностным оттоком материала в направлении от центра Лакшми.

На юго-восточном борту котловины ситуация может быть интерпретирована как правосторонний сдвиг северо-восточного простирания. Об этом свидетельствуют протяженные желоба, маркирующие «притертые»



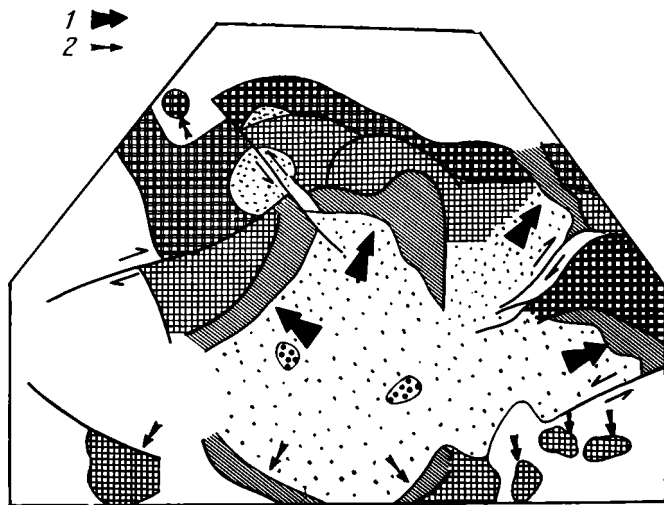


Рис. 10. Схема тектонического строения региона, иллюстрирующая направления астеносферных потоков (крупные стрелки) и гравитационного растекания массива плато (малые стрелки)

линии нарушений и причленяющиеся к ним под острыми углами S-образные гряды и валы сжатия («мегабудины») на северо-западе и зияющие расселины трещин на юго-востоке. Меридиональный пояс, резко обрывающийся на юге этим сдвигом, оказывается, таким образом, структурным аналогом более позднего внутреннего обрамления Лакшми, смещенного по сдвигу на северо-восток, что и послужило причиной разрыва внешнего обрамления на севере.

В чем-то похожая схема образования пригодна и для объяснения строения массива Максвелла, западная граница которого с выступом плато маркирует резкую смену условий горизонтального растяжения (зияющие трещины на поверхности останцов и собственно плато) на сжатие (структуры крутого юго-западного склона массива). Выступ плато Лакшми, поверхность которого и по рисунку рельефа, и по гипсометрии неотличима от основного массива плато, очевидно, не случайно упирается в подножие гор Максвелла. Если это горное сооружение рассматривать в качестве структурного аналога гор Акны и Фрейи, то его образование следует связывать с еще одним подповерхностным потоком вещества, причем наиболее мощным, судя по его длине и по высоте созданного им горного сооружения.

Восточный выступ плато и массив гор Максвелла с юга обрывает протяженная широтная линия нарушения, которое также является сдвигом, но с левосторонним характером смещения. На присутствие сдвига указывают сужающиеся на одном конце борозды к северу от него, являющиеся скорее всего оперяющимися сколами, и валы сжатия с юга, причленяющиеся к сдвигу под острым углом. Широтные сдвиги, ограничивающие выступ плато и массив гор Максвелла, очевидно, играют роль земных трансформных разломов, позволяющих потоку вещества в разных его частях двигаться с различными скоростями.

Основываясь на идее потоков вещества, расходящихся радиально из единого центра, образование складчато-разрывного обрамления Лакшми можно себе представить как результат скупивания материала поверхностного слоя, который должен был обладать большей жесткостью относительно подповерхностного, что следует из существования вертикального температурного градиента на Венере, отрицать который нет оснований. Однако это неизбежно приводит к выводу о необходимости отрыва пластичного глубинного слоя от более жесткого поверхностного и о короблении и раскалывании на чешуеобразные блоки последнего.

Возможно, следы именно этого процесса мы наблюдаем на стыке восточного выступа плато Лакшми с массивом гор Максвелла.

Учитывая общие размеры структуры Лакшми и размеры элементов ее обрамления, очевидно, уместно называть потоки астеносферными, а жесткий поверхностный слой литосферой Венеры. С этих позиций структура Лакшми заслуживает название своеобразного центра растяжения, возникшего над восходящим током разогретого глубинного вещества (так называемый мантийный диапир) (рис. 10).

### ВЫВОДЫ

1. Плато Лакшми и его обрамление — единая структура, образованная единым процессом, на что указывают ее компактность и конформность обрамления.

2. В основе механизма образования структуры лежит процесс подъема вещества из недр планеты к поверхности и его горизонтальное растекание, сопровождавшееся деформациями типа складчатости и/или образования тектонических чешуй. Это позволяет говорить о Лакшми как о своеобразном центре радиального спрединга, однако процесс спрединга был остановлен на стадии скучивания литосферы в массивы горных сооружений, что сопровождалось отрывом астеносферного потока. В ходе формирования структуры мощность литосферного слоя составляла около 10 км.

3. Крупномасштабные горизонтальные перемещения позволяют говорить о Венере как о планете с более сложной тектонической жизнью по сравнению с примитивными членами земной группы (Луна, Меркурий, Марс), где стиль тектоники ограничен вертикальными движениями. Это дает основания считать Венеру промежуточным звеном в ряду усложнения типов деформаций между Землей с ее тектоникой плит и Марсом, тектоническая жизнь которого остановилась на этапе образования гигантских каньонов и обширных поднятий, увенчанных крупными щитовыми вулканами.

### Литература

1. Ронка Л. Б. О напряжениях на поверхности Венеры: изучение данных «Венеры 15» и «Венеры 16». — Геотектоника, 1986, № 4, с. 54—59.
2. Basilevsky A. T., Pronin A. A., Ronca L. B. et al. Styles of tectonic deformation on Venus: analysis of Venera-15 and 16 data. — Proc. Lunar Planet. Conf. 16, Houston, Tex. Pergamon Press, 1985, 325—358.
3. Solomon S. C., Head J. W. Venus banded terrain: tectonic models for band formation and their relationship to lithospheric thermal structure. — Journal of Geophysical Research, 1984, v. 89, N B8, p. 6885—6897.
4. Weertman J. Height of mountains on Venus and the creep properties of rock. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1979, N 19, 1979.

Институт геохимии и аналитической химии  
им. В. И. Вернадского АН СССР

Поступила в редакцию  
10.XI.1985

УДК 551.24+523.4.42

БАЗИЛЕВСКИЙ А. Т.

**СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЕЙ ЗЕМЛИ ИШТАР И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ВЕНЕРЫ**

При движении от гор Максвелла к восточной окраине Земли Иштар происходит постепенная смена субмеридиональных извилистых пликативных хребтов в западной части территории на прямолинейные перекрещивающиеся дизъюнктивные системы типа сопряженных разрывов и субширотных сдвигов. Эти дизъюнктивные системы, по-видимому, перерабатывают более древние структуры; главная ось напряжений, создавших их, ориентирована преимущественно субширотно. Относительно более молодые структуры в западной части занимают более высокое гипсометрическое положение. Причиной образования всей этой системы мог быть крупный астеносферный поток, поднимающийся в области плато Лакшми и гор Максвелла, который растекался и погружался в восточном направлении, увлекая с собой деформируемые блоки литосферы.

**ВВЕДЕНИЕ**

Съемка Венеры с помощью радиолокаторов бокового обзора, установленных на КА «Венера-15 и -16», обеспечила получение изображений с разрешением 1—2 км примерно на  $\frac{1}{4}$  площади ее поверхности. Первые результаты геолого-морфологической интерпретации этих изображений приведены в работах [1—5]. Краткое геолого-морфологическое описание зоны съемки в целом и некоторые предварительные выводы о тектонике Венеры приведены в работе [4], открывающей данный выпуск журнала. Настоящая работа имеет своей целью дать более подробное описание центральной и восточной частей Земли Иштар от гор Максвелла на восток до восточного окончания Земли Иштар и на основании анализа описанных характеристик высказать суждения о природе этого образования.

Земля Иштар является одной из двух крупнейших возвышенных областей на Венере. По площади она примерно равна Австралийскому континенту на Земле и возвышается над окружающими ее равнинами среднепланетарного уровня на 2—10 км. Другая крупная возвышенность Венеры — Земля Афродиты, по площади примерно равная Африке и возвышающаяся над прилегающими равнинами на 2—5 км, в зону съемки «Венеры-15 и -16» не вошла.

Природа равнин и возвышенных областей Венеры начала серьезно обсуждаться после проведения радарной съемки ее поверхности с разрешением 20—40 км КА «Пионер-Венера-Орбитер», в результате которой и было проведено глобальное орографическое районирование с выделением равнин и возвышенностей и получены их некоторые физические характеристики [7]. В отношении равнин среднепланетарного гипсометрического уровня, обладающих холмистым мезорельефом и наличием на них крупных кольцевых структур, был сделан вывод о том, что в их пределах на поверхность выходит материал материковой древней коры Венеры. В отношении равнин низких гипсометрических уровней был сделан вывод, что они могут быть базальтовыми равнинами типа равнин лунных морей. В отношении крупнейших возвышенных областей Афродиты и Иштар определенных выводов об их природе сделано не было. Уже проведенный анализ результатов радарной съемки с более высоким разрешением, выполненной КА «Венера-15 и -16», показал, что и равнины низменностей, и равнины с гипсометрическим уровнем, близким к среднепланетарному, имеют в основном вулканогенно-лавуую (базальтовую) природу с возможным подчиненным участием

эоловых накоплений. Земля Иштар оказалась областью широкого развития интенсивных тектонических нарушений площадного характера, в западной ее части (плато Лакшми) частично перекрытых покровами, вероятно, базальтовых лав [2—4]. Характер тектонических деформаций в пределах Земли Иштар в упомянутых работах почти не обсуждался. Такое обсуждение проводится в настоящей статье и некоторых других статьях данного выпуска журнала (М. С. Маркова, А. А. Пронина, Л. Б. Ронка).

#### НАБЛЮДЕНИЯ

В пределах Земли Иштар от гор Максвелла и далее к востоку, вплоть до восточного окончания Земли Иштар, тянется полоса сильно расчлененной местности с преобладанием субпараллельных и пересекающихся хребтов и разделяющих их долин (рис. 1). Эта полоса и будет предметом нашего описания и анализа. В пределах Земли Иштар есть и другие зоны развития сильно расчлененного рельефа хребтов и долин, которые описываются в других статьях данного выпуска журнала. Полоса местности с сильно расчлененным рельефом, описываемая в настоящей статье, начинается горами Максвелла, образующими компактный горный массив примерно 600 км по широте и 500 по долготе, возвышающийся не только над равнинами низких и средних гипсометрических уровней, но и над всеми остальными районами Земли Иштар. К востоку от гор Максвелла описываемая полоса местности с сильно расчлененным рельефом сначала расширяется почти до 2000 км, а затем резко сужается до 1000 км, а потом, постепенно еще более сужаясь, уходит к востоку до 90° восточной долготы. Местность в пределах описываемой полосы к востоку от гор Максвелла и до ее восточного окончания получила географическое название Тессера Фортуны<sup>1</sup>.

Как уже говорилось выше, западная часть описываемой полосы начинается горами Максвелла. Это самые высокие горы на Венере, в вершинной части которых радиовысотомерами КА «Пионер-Венера» и «Венера-15 и -16» зарегистрированы высотные отметки 6062—6062,5 км над центром масс Венеры, что на 11,5 км выше уровня, соответствующего среднему радиусу Венеры (6051 км). В пределах гор Максвелла рельеф поверхности определяется системой субпараллельных хребтов и разделяющих их долин (рис. 2) шириной (здесь и далее от гребня одного хребта до гребня соседнего хребта) от 3—5 до 10—20 км. Индивидуальные хребты и долины здесь можно проследить на десятки и первые сотни километров, а вся система в целом протягивается в север—северо-западном направлении примерно на 600 км. Простираение хребтов и долин тоже север—северо-западное, согласное с общим простираением их системы и массива гор Максвелла в целом. С запада горы Максвелла граничат с равнинной поверхностью плато Лакшми, которая находится здесь на уровне 6055,5—6056,5 км над центром масс планеты. На поверхности плато видны дугообразные зияющие трещины северо-западного простираения, как бы оперяющиеся здесь южную границу плато. Длина этих трещин может достигать 150—170 км при ширине до 10—15 км. Кроме трещин на поверхности плато видны потоковидные полосы с повышенной радиояркостью поверхности длиной в десятки километров и шириной до 10—15 км. Далее к западу на поверхности плато Лакшми подобные потоковидные полосы радиально расходятся от предполагаемой вулканической кальдеры Коллетт и, вероятно, являются застывшими потоками базальтовых лав, отличающихся от окружающей местности повышенной шероховатостью поверхности [2—4].

На границе плато Лакшми и горного массива Максвелла на поверхности плато видны гряды, параллельные этой границе, которые, увеличиваясь к востоку в длине и степени выраженности, переходят по мере подъема местности в систему субпараллельных хребтов и разделяющих их долин, характерных для этого горного массива. Вдоль границы с пла-

<sup>1</sup> Тессера — термин, принятый в планетной номенклатуре для обозначения местности, где доминируют системы пересекающихся долин и хребтов.

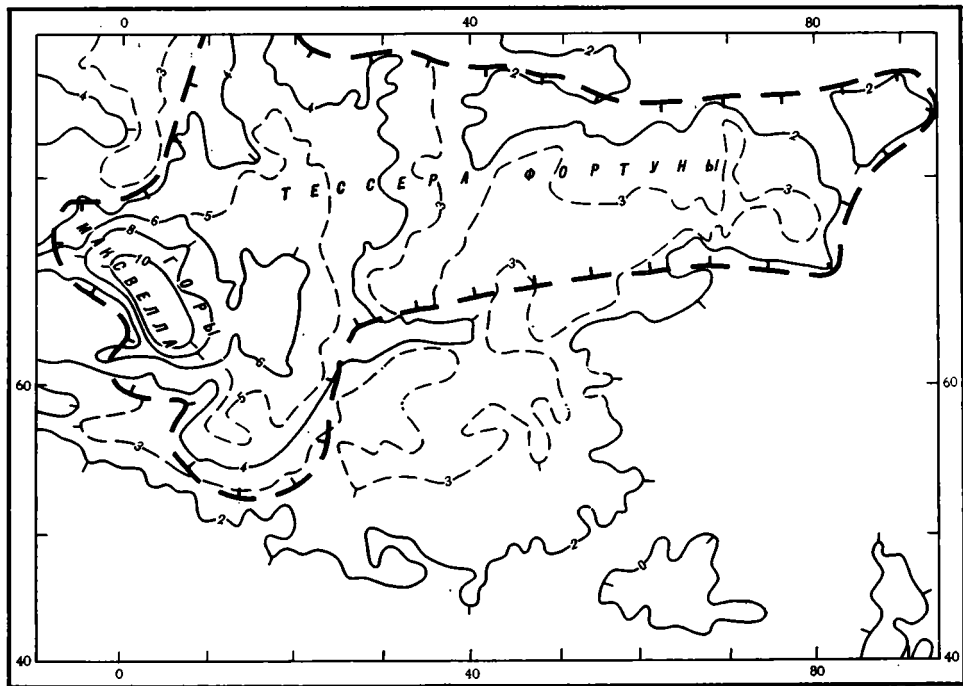


Рис. 1. Схематическая гипсометрическая карта на район исследований. Штрихпунктиром показана граница описываемой полосы сильно расчлененной местности

то в полосе шириной 60—120 км, образующей западный склон горного массива Максвелла, хребты и разделяющие их долины более узкие с характерной шириной 4—8 км. Хребты эти обычно в плане более или менее симметричны. Асимметричные хребты с более крутым склоном, обращенным к западу, характерны для северо-западной части границы гор Максвелла и плато. Асимметричные хребты с более крутым склоном, обращенным к востоку, встречаются изредка в пределах всей этой полосы. При общем север—северо-западном простирании хребтов и долин здесь характерна их ярко выраженная извилистость в плане, совпадающая с извилистостью рисунка изогипс, отрисовывающих западный склон горного массива Максвелла. В целом этот структурный рисунок напоминает рисунок согласного сминания некоторого более или менее податливого тому материала.

По вершинной зоне массива гор Максвелла протягивается тоже север—северо-западно ориентированная полоса шириной 150—220 км, где рисунок хребтов и долин более грубый. Обычная ширина хребтов здесь 12—20 км. Для них в отличие от западной полосы не столь характерна согласная изогнутость в плане. Сами хребты здесь часто асимметричны с более крутым, обращенным к востоку склоном, и нередко расчленены на отрезки длиной в первые десятки километров, разделенные поперечными к хребтам линиями смещения, затрагивающими один или несколько соседних хребтов.

На восточном склоне горного массива Максвелла характерная ширина хребтов в общей север—северо-западной системе уменьшается до 4—10 км, при этом длина, на которую можно проследить индивидуальные хребты или долины, здесь невелика, обычно от 10—15 до 30—40 км, причем на окончаниях индивидуальных хребтов прослеживаются отчетливые линии смещения, поперечные к ориентировке хребтов и имеющие запад—северо-западные и северо-восточные простирания. Этот тип местности наблюдается в южной части восточного склона гор Максвелла, а северная часть этого склона занята четко выраженным кратером Клеопатра (диаметр 100 км) и окружающей его зоной сглаженного рельефа, где из-под равнинообразующего материала лишь изредка про-

глядывают отдельные короткие хребты север — северо-западного простираения. Кратер Клеопатра имеет узкий плохо выраженный вал. Внутри 100-километрового кратера Клеопатра находится еще один кратер диаметром около 60 км, центр которого смещен от центра внешнего кратера в северо-западном направлении. Этот внутренний кратер имеет вал, резко выраженный в восточной и слабо выраженный в западной половинах кратера. Дно внутреннего кратера примерно находится на 1 км ниже дна внешнего кратера, а оно в свою очередь ниже вала, окружающего кратер, на 1,5 км. В ориентировке горных хребтов, удаленных от кратера Клеопатра на 150—300 км, просматривается некоторая концентричность по отношению к этой структуре. Но вблизи от нее никакого отклонения от общего север — северо-западного простираения хребтов не наблюдается и она производит впечатление образования, явно наложенного на ранее существовавшую систему субпараллельных хребтов и долин. Двухкольцевым строением кратер Клеопатра напоминает выявленные в ходе анализа данных «Венеры-15 и -16» ударные кратеры диаметром 100—150 км, например 140-километровый кратер Клёнова к северу от области Тэфии [1].

К югу от гор Максвелла находится «залив» равнины Седны с уровнем поверхности 6053—6054 км над центром масс. Поверхность этого равнинного участка осложнена извилистыми грядами, причем одна из систем этих гряд смыкается с хребтами западной части гор Максвелла и как бы является их вырожденным продолжением на равнину. По границе этого равнинного участка и восточной части плато Лакшми вдоль южных окончаний выше описанных дугообразных зияющих трещин видны неясно выраженные радиоальбедные линии запад — северо-западного простираения, которые, продолжаясь в южное окончание гор Максвелла, проявляются в виде линий, где происходят разрывы сплошности хребтов или их флексурные изгибы в плане. Граница равнины и южного окончания гор Максвелла на большей ее части очень резкая — по уступу и производит впечатление тектонической. Лишь в восточной ее части равнинообразующий материал начинает заливнообразно вторгаться в понижения между отдельными хребтами, что, очевидно, свидетельствует о его молодости по отношению к этим участкам местности хребтов и долин. С востока описываемый равнинный участок граничит с хребтами и долинами юго-западного окончания Тессеры Фортуны (см. ниже). Здесь равнинообразующий материал тоже образует заливы в местности хребтов и долин и явно моложе ее. Вдоль границы и на некотором удалении от нее к западу здесь развита система субпараллельных слабо изогнутых зияющих трещин шириной до нескольких километров и длиной до 100 км. На поверхности равнины наблюдаются отдельные купола поперечником до 10 км и их скопления. На вершинах некоторых из них на пределе разрешения видны кратеры.

К север — северо-западу от гор Максвелла находится местность со сложным сочетанием выровненных участков и участков с расчлененным рельефом. Гипсометрический уровень этой местности 6053—6055 км над центром масс. Далее к северу эта местность переходит в равнину, занимающую большую часть северной полярной области севернее 75° с. ш. На границе с горами Максвелла местность с гипсометрическим уровнем 6053—6055 км имеет следующее строение. На северном окончании гор Максвелла есть участок с нетипичной для них, более ровной, чем в других местах этих гор, волнистогрядовой поверхностью, хотя высоты поверхности в пределах этого участка (6058—6060 км) однозначно говорят о принадлежности его к массиву гор Максвелла. Этот участок имеет достаточно резкие и прямолинейные границы с системами субпараллельных хребтов и долин, которые, утыкаясь в него, изгибаются или образуют бесформенные скопления. Северная граница этого участка (она же северная граница гор Максвелла) тоже очень четкая, имеет вид полосы восток — северо-восточного простираения, к которой под острыми углами подходят системы субпараллельных согласно изогнутых хребтов и долин шириной порядка 5 км. В местах сочленения с этой границей

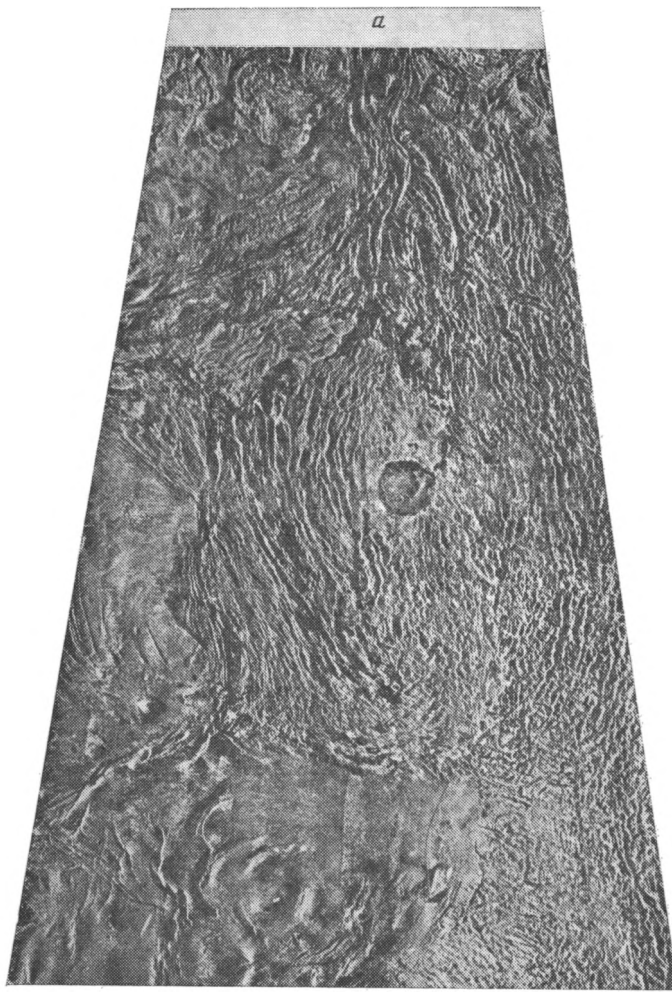
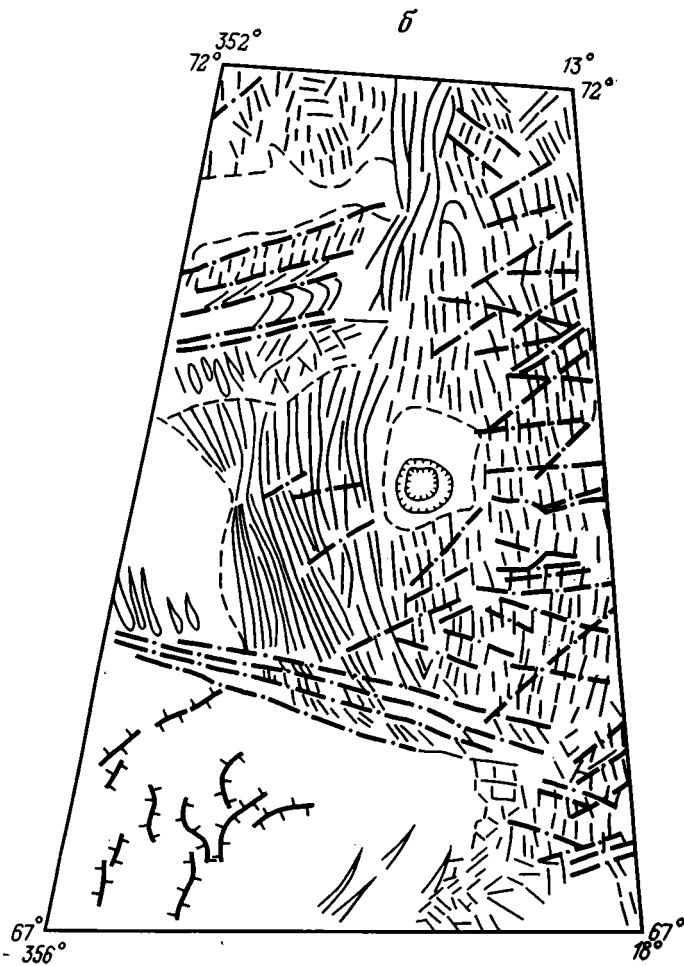


Рис. 2. Горы Максвелла и прилегающие территории. Север — наверху  
*a* — фрагмент из сделанной в ИРЭ АН СССР фотокарты на горы Максвелла,  
*б* — схема дешифрирования линеаментов. Протяженность участка с севера на юг 1500 км

эти хребты и долины имеют восток — северо-восточное простирание и по мере отхода от границы постепенно меняют свою ориентировку на северную и даже на северо-западную и утыкаются в систему протяженных субпараллельных долин и хребтов восток — северо-восточного простирания. Через северное окончание гор Максвелла и примыкающую местность хребтов и долин с меняющейся ориентировкой проходит несколько зияющих трещин северо-западного простирания, более широкие (до 4—6 км) на их юго-восточных окончаниях и сужающиеся к северо-востоку.

К востоку от кратера Клеопатра полоса местности с сильно расчлененным рельефом хребтов и долин расширяется до примерно 2000 км по широте, а высоты поверхности в ее пределах понижаются до 6054—6057 км над центром масс планеты, и эта область уже не относится к горам Максвелла, а является западной частью Тессеры Фортуны. Характер местности здесь, как и в горах Максвелла, определяют системы субпараллельных хребтов и долин с характерной шириной хребтов 5—20 км, но сами хребты и долины по сравнению с горами Максвелла здесь претерпевают некоторые изменения. Их общая ориентировка приближается к меридиональной, а в строении хребтов становится более четко выраженной их расчлененность на отрезки длиной обычно в пер-



вые десятки километров, границами между которыми являются поперечные к хребтам линии смещения запад — северо-западных и северо-восточных румбов. Эти линии смещения явно секут более ранний по отношению к ним структурный рисунок субпараллельных хребтов и долин. Между линиями смещения север — северо-западных и северо-восточных румбов возрастных соотношений установить не удалось, по-видимому, в силу их одновозрастности (рис. 3).

Еще далее к востоку полоса описываемой сильно расчлененной местности сужается до 1000 км, затем до нескольких сотен километров, а гипсометрический уровень в ее пределах снижается до 6052—6053 км над центром масс. Здесь рельеф поверхности определяется системами пересекающихся хребтов и долин, которые имеют ширину такую же, как в горах Максвелла (5—20 км), но длина их за счет частых пересечений, разрывающих сплошность той или иной формы, обычно не превышает первых десятков километров, и лишь изредка отдельные хребты можно проследить на расстоянии до 100 км, а долины до 150. В системе пересекающихся хребтов и долин преобладают два направления — северо-западное и северо-восточное. Углы пересечения хребтов и долин этих двух характерных направлений иногда близки к  $90^\circ$  (ортогональный структурный рисунок), но чаще заметно меньше  $90^\circ$  и обычно лежат в пределах  $45^\circ$ — $75^\circ$  (диагональный или шевронный структурный рисунок). Местами формы северо-западной ориентировки секут формы северо-восточной ориентировки, а местами секутся ими. В целом же оба этих направления представляются равноправными взаимосекущими. Иногда сочетания хребтов и долин образуют кольцевые и петельчатые структуры. Описанный тип местности, где развиты системы пересекаю-



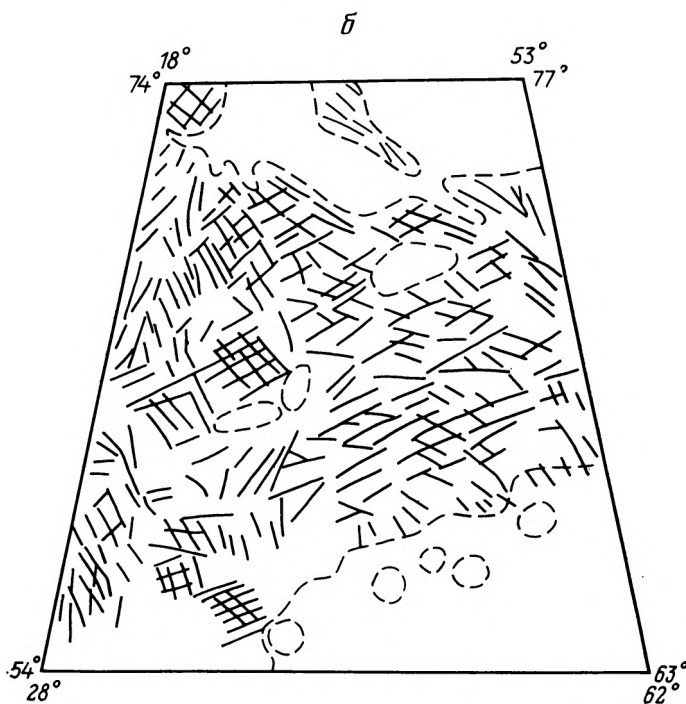


Рис. 3. Центральная часть Тессеры Фортуны. Север — наверху  
*а* — фрагмент из сделанной в ГЕОХИ АН СССР фотомозаики, *б* — схема  
 дешифрирования линеаментов. Протяженность участка с севера на юг  
 1500 км

щихся хребтов и долин, по характеру его структурного рисунка получил краткое условное название «паркет» [2, 3]. Переход от систем субпараллельных хребтов и долин, расчлененных параллельными линиями смещения, характерными для западной части Тессеры Фортуны, к диа-

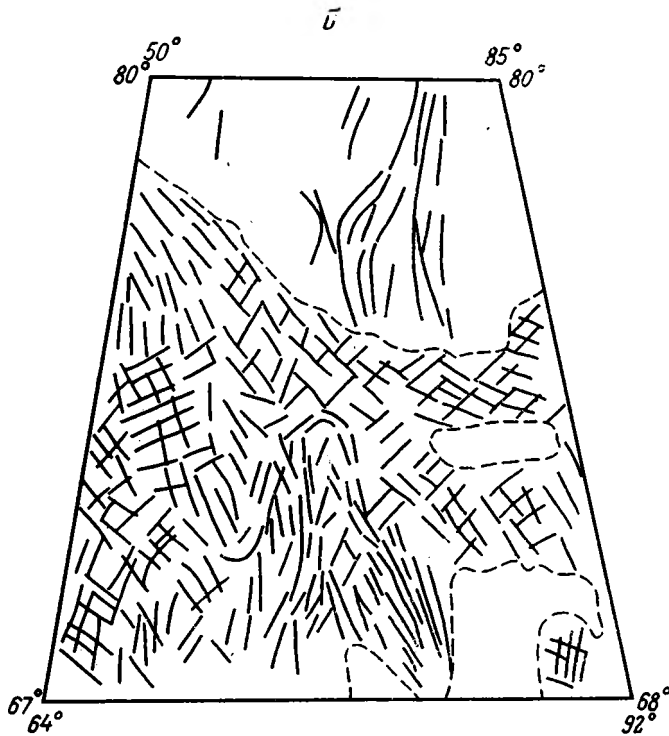


Рис. 4. Северо-восточное окончание Тессеры Фортуны. Север — наверху. *а* — фрагмент из сделанной в ГЕОХИ АН СССР фотомозаики, *б* — схема дешифрирования линеаментов. Протяженность участка с севера на юг 1300 км

гональным и ортогональным системам пересекающихся хребтов и долин ее центральной части носит постепенный характер.

В пределах области ортогонально и диагонально пересекающихся хребтов и долин развиты отдельные участки обычно удлиненной формы (до 100—200 км в длину), где поверхность равнинная, а из-под равнинообразующего материала просвечивают продолжающиеся с окружающей пересеченной местности отдельные хребты. В этих участках нередки купола поперечником 5—10 км, иногда с еле видимыми на них вершинными кратерами.

С севера с этой частью Тессеры Фортуны граничит равнина, являющаяся частью обширной северной полярной равнины. На контакте равнинообразующий материал ингрессионно заходит в понижения между хребтами, что говорит о его относительной молодости по сравнению с местностью пересекающихся хребтов и долин.

С юга в полосе долгот 30—40° в. д. к области развития пересекающихся хребтов и долин примыкает своеобразная местность, где пятна и полосы пересекающихся хребтов и долин (как правило, более узких, чем в описанном выше типе местности) перемежаются с участками равнинного типа, где иногда поверхность осложнена лишь редкими грядами и куполами, а иногда «сморщена» в систему тоже тонких субпараллельных и пересекающихся хребтов и долин. Между этими сморщенными участками и системами пересекающихся хребтов и долин центральной части Тессеры Фортуны местами существуют постепенные переходы. Возможно, эту примыкающую с юга местность следует не отделять от «паркета» центральной части Тессеры Фортуны, а рассматривать как его разновидность.

Далее к востоку системы пересекающихся хребтов и долин Тессеры Фортуны граничат с юга с равниной, поверхность которой осложнена неясно выраженными круговыми структурами поперечником от 20 до 70 км, грядами и мелкими (диаметром 5—10 км) куполами. Переход от области развития хребтов и долин к равнине постепенный — ширина хребтов и долин уменьшается, и постепенно они переходят в систему трещин, расчленяющих эту равнину в узкой пограничной полосе. По-видимому, здесь равнина древнее паркета (рис. 4).

На восточном окончании Тессеры Фортуны, которое одновременно является и восточным окончанием Земли Иштар, в целом ширина полосы развития хребтов и долин сужается до 600—400 км. Здесь наряду с описанными выше системами диагонально пересекающихся хребтов и долин местами появляются системы протяженных субпараллельных меридионально ориентированных нередко асимметричных (восточный борт круче западного) хребтов и разделяющих их долин, похожих на хребты и долины западной части Тессеры Фортуны. Участки развития равнинной местности здесь расчленяют зоны развития хребтов и долин на отдельные пятна. Эти внутривосточные равнинные участки являются как бы заливами окружающих Тессеру Фортуны более протяженных равнин. Этот ингрессионный характер контакта говорит об относительной молодости равнинообразующего материала. Но это верно лишь для части равнинообразующего материала в этой зоне. На примыкающей с севера равнине виден уходящий в меридиональном направлении пояс гряд, который, по-видимому, срезается зоной паркета и, очевидно, древнее ее. Видимо, здесь северная равнина в значительной своей части древнее паркета, но по контакту развит более молодой равнинообразующий материал, который и формирует наблюдаемые ингрессионные соотношения.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенного в предыдущем разделе описания следует, что от гор Максвелла до северо-восточного окончания Земли Иштар протягивается полоса с сильно расчлененным рельефом, представленным системами субпараллельных и пересекающихся хребтов и долин, занимающая возвышенное положение по сравнению с прилегающей к ней почти со-

всех сторон равнинной местностью. Эта расчлененность рельефа, очевидно, есть результат тектонических деформаций, на что указывает угловато-фрагментарный характер очертаний многих хребтов, а также многочисленные случаи смещения и пересечения одних форм другими. Субпараллельные хребты гор Максвелла, а также западного и восточного окончания Тессеры Фортуны по внешнему облику похожи на линейные опрокинутые складки или на тектонические чешуи типа взбросо-надвигов. У нас нет достаточных оснований, чтобы сделать аргументированный выбор между пликативным или дизъюнктивным механизмом образования этих хребтов. Заметим лишь, что извилистый в плане характер ориентировки системы хребтов в западной части гор Максвелла, по-видимому, более присущ пликативным образованиям, а более прямолинейный или угловатый облик хребтов и их сегментов в остальной части гор Максвелла и в пределах Тессеры Фортуны, видимо, более присущ дизъюнктивным тектоническим чешуям. В работах [1—4, 7] приводились доказательства крайне низких темпов экзогенной эрозии и аккумуляции на Венере. Это означает, что в зоне съемки «Венеры-15 и -16» мы видим первичный практически не искаженный экзогенными процессами рельеф тектонического, вулканического или ударно-метеоритного происхождения. Отсюда следует, что в пределах описываемой полосы рельеф хребтов и долин первично-тектонический, а сами хребты и разделяющие их долины были образованы деформациями на поверхности или почти на поверхности, что отличает их, например, от наблюдаемых на поверхности Земли складчатых образований, которые были образованы на глубине и лишь потом выведены эрозией на поверхность. Приповерхностный же характер деформаций, очевидно, скорее должен способствовать развитию дизъюнктивных деформаций, чем пликативных.

Субмеридиональная ориентировка систем субпараллельных хребтов и долин гор Максвелла и Тессеры Фортуны, очевидно, указывает на то, что в момент их образования главная ось напряжений была ориентирована горизонтально в субширотном направлении. Широко развитые в пределах Тессеры Фортуны системы взаимопересекающихся хребтов и долин северо-западного и северо-восточного простираний, пересекающие друг друга без явного возрастного преимущества одного направления перед другим, по-видимому, представляют собой поверхностные проявления сопряженных разломов. Анализ ориентировки эллипсов напряжений на этот район показывает, что главная ось напряжений в момент формирования этих структур была тоже ориентирована горизонтально преимущественно в субширотном направлении. Горизонтальная субширотная ориентировка главной оси напряжений, очевидно, была и при образовании зияющих борозд-трещин, несомненно являющихся трещинами растяжения, на поверхности плато Лакшми к западу от гор Максвелла и на северном окончании гор Максвелла. Субширотные зоны смещения, протягивающиеся от южных окончаний этих зияющих трещин-борозд в зону границы гор Максвелла с прилегающим с юга равнинным участком и вдоль северной границы гор Максвелла, по-видимому, представляют собой зоны сдвиговых деформаций с преимущественно горизонтальными смещениями в субширотном направлении. Конечно, в пределах описываемой полосы тектонических хребтов и долин ориентировка главных напряжений местами отличалась от субширотной, но все же резкое преобладание субширотных, направленных вдоль длинной оси полосы ориентировок напряжений, здесь очевидно.

Рассмотрим положение этой полосы тектонических деформаций в более широком региональном плане. Ее западная часть, горы Максвелла, являются одним из компонентов горного обрамления плато Лакшми. В состав этого обрамления входят горы Акны на северо-западе, горы Фрейи на севере и северо-востоке, горы Максвелла на востоке и возвышенности уступа Весты на юге. Во всех этих сооружениях на границе с плато Лакшми развиты субпараллельные этой границе системы хребтов и долин, а с удалением от плато характер местности постепенно (горы Акны и Фрейи и Максвелла) или резко (уступ Весты) меняется

и внешние части горного обрамления Лакшми представлены системам пересекающихся хребтов и долин типа паркета. Во всех этих сооружениях главные оси напряжений, которые имели место при образовании этих рельефообразующих деформаций, являются радиальными по отношению к плато Лакшми. Вспомним, что плато Лакшми — это зона проявлений крупномасштабного вулканизма, вероятно, базальтового типа, с развитием крупных кальдер Колетт и Сакаджавейн и радиальных систем равнинообразующих лавовых потоков вокруг них.

Изложенное выше дает нам основания предложить гипотезу, объясняющую происхождение полосы тектонических хребтов и долин гор Максвелла и Тессеры Фортуны как одного из компонентов структуры плато Лакшми с его горным обрамлением, т. е. происхождение почти всей структуры одной из двух крупнейших возвышенных областей Венеры — Земли Иштар. Движущей силой образования всей этой структуры является крупный восходящий поток в мантии (астеносфере) Венеры, вероятно, восходящая часть крупной конвективной ячейки под плато Лакшми. Привносимое им глубинное тепло является причиной крупномасштабного базальтового вулканизма плато Лакшми, а сам этот восходящий поток при подъеме «растекается» в стороны, вызывая горизонтальные, радиальные по отношению к плато Лакшми напряжения в коре. Эти напряжения приводят к образованию складчатых деформаций или систем тектонических чешуй, нагромождая коровый материал, что приводит к образованию гор. Растекание гипотетического восходящего потока в виде расходящихся ветвей в разные стороны происходит с разной интенсивностью, что приводит к различной степени выраженности отдельных компонентов образующегося горного обрамления. Максимальное растекание восходящего потока к востоку привело к образованию наиболее высоких среди гор обрамления Лакшми — гор Максвелла и наиболее протяженного шлейфа внешних деформаций — Тессеры Фортуны. Возможно, что расположенная к востоку от Земли Иштар депрессия равнины Аталанты является местом, где эта наиболее мощная ветвь потока погружается в недра планеты. При взаимодействии горизонтально растекающегося потока с более жесткой корой (литосферой) возможно возникновение как обстановки сжатия, так и обстановки растяжения, что определяется тем, замедляется или ускоряется движение потока под деформируемым участком (что в свою очередь контролируется гидродинамикой астеносферных течений) или тем, как уменьшается или увеличивается эффективность передачи напряжений (трение) от потока к литосфере.

В рамках предлагаемой гипотезы горы Максвелла (и другие горы на границах Лакшми) — эта наиболее активная часть формирующейся полосы деформации (складок или тектонических чешуй) над растекающейся ветвью потока. Здесь происходит скупивание материала коры и за счет нагромождения материала коры, более легкого, чем материал подстилающей мантии, а может быть, также и за счет динамической поддержки этого нагромождения движущимся потоком, здесь образуются наиболее высокие горы. Эта полоса деформаций растет от краев к центру подобно тому, как в ледоход на реке растут ледяные заторы около препятствий — в направлении, противоположном движению потока. Эта особенность формирования гор в горном обрамлении Лакшми позволяет называть такой процесс «попятным орогенезом». При «нарастании» очередного участка деформаций с внутренней (обращенной к центру восходящего потока) стороны формирующегося компонента обрамления ранее образованные участки испытывают меньшую динамическую поддержку или вообще теряют ее, и высота ее уменьшается, хотя и не достигает уровня, типичного для недеформированных областей (равнин). Здесь напряжения, передаваемые в литосферу движущимся снизу потоком, приводят к образованию систем пересекающихся хребтов и долин — паркета — за счет переработки ранее образованных систем субпараллельных хребтов и долин, а местами, возможно, и за счет деформаций ранее недеформировавшихся участков.

Принято считать, что характер тектонического развития планетного тела зависит от того, какой механизм выноса тепла из недр к поверхности на данном теле преобладает (см., например, [8]). Рассматриваются три крайних случая: 1) конвективный вынос тепла через литосферу; 2) вынос тепла преимущественно в зонах спрединга; 3) вынос тепла через «горячие точки». Первый случай типичен для современной Луны, второй и в некоторой степени третий — для современной Земли. Из результатов нашего анализа и данных, представленных в [2—4], на наш взгляд следует, что для Венеры, по-видимому, наиболее характерен вынос тепла по механизму «горячих точек», которые по своему масштабу варьируют от очень мощных, таких, как тепловой источник под плато Лакшми, через промежуточные, типа овидов, до мелких морфологически выраженных в виде многочисленных куполов, усеивающих равнины Венеры.

#### Литература

1. *Базилевский А. Т., Иванов Б. А., Крючков В. П. и др.* Ударные кратеры Венеры по данным радиолокационных изображений КА «Венера-15» и «Венера-16». — Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 3, с. 671—674.
2. *Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Пронин А. А. и др.* Первые результаты геолого-морфологического анализа радиолокационных изображений поверхности Венеры, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16». — Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 4, с. 946—950.
3. *Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О.* Геология Венеры по результатам анализа радиолокационных изображений, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16» (предварительные данные). *Геохимия*, 1984, № 12, с. 1811—1820.
4. *Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л. и др.* Геолого-морфологическое описание радиолокационных изображений поверхности Венеры, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16». — *Геотектоника*, 1986, № 4, с. 4—25.
5. *Котельников В. А., Аким Э. Л., Александров Ю. Н. и др.* Исследование области гор Максвелла планеты Венера космическими аппаратами «Венера-15» и «Венера-16». — Письма в «Астрон. журн.», 1984, т. 10, № 12, с. 883—889.
6. *Ivanov V. A., Basilevsky A. T., Kryushkov V. P., Chernaya J. M.* Impact craters on Venus. — *Proc. Lunar and planetary Science Conference 16 th.* Pergamon Press, 1985.
7. *Masursky H., Eliason E., Ford P. G. et al.* Pioneer Venus Radar results: Geology from images and altimetry. — *J. Geophys. Res.*, 1980, v. 85, p. 8232—8260.
8. *Phillips R. J., Malin M. C.* Tectonics of Venus. — *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1984, v. 12, p. 411—443.

ГЕОХИ АН СССР

Поступила в редакцию  
10.XI.1985

УДК 551.24 + 523.4.42

РОНКА Л. Б.

## О НАПРЯЖЕНИЯХ НА ПОВЕРХНОСТИ ВЕНЕРЫ: ИЗУЧЕНИЕ ДАННЫХ «ВЕНЕРЫ-15» И «ВЕНЕРЫ-16»

На Венере нет крупномасштабных осадочно-эрозионных процессов, поэтому наблюдаемые деформации должны были образоваться на поверхности или вблизи нее, и в эллипсоидах напряжений одна из основных осей должна быть перпендикулярна поверхности. По деформациям, видимым на изображениях «Венеры-15, -16», установлены ориентировки эллипсоидов напряжений в различных участках год Максвелла и Северного паркета. Построена геологическая модель, по которой массив Максвелла представляет собой аркообразный свод, а область к югу — сопряженный прогиб, отделенный сдвиговой зоной.

## ВВЕДЕНИЕ

На радарных изображениях, полученных станциями «Венера-15 и -16», не видно ясных признаков наличия на Венере эрозионно-осадочных процессов [1]. Это не означает, что таких процессов вообще нет, поскольку их признаки были обнаружены предыдущими станциями «Венера» [4—6]. Возможно, что эрозионно-осадочные процессы на Венере происходят, только в меньших масштабах, чем разрешение радарных изображений станций «Венера-15 и -16» (1—2 км).

С этими особенностями связан тип тектонических деформаций на поверхности Венеры. В то время как на Земле обычно наблюдаются тектонические деформации, возникшие на глубине и позднее вскрытые эрозией, деформации на Венере должны были образоваться на поверхности. Е. М. Андерсон [9] показал, что поверхность планеты следует рассматривать как плоскость, через которую не проходят сколовые напряжения (поскольку на расстояниях в несколько сот километров кривизной поверхности и неровностями рельефа можно пренебречь). Если материал на поверхности и вблизи нее достаточно однороден, то напряжения (силы на единицу площади) могут быть в идеализированном виде представлены эллипсоидами напряжений. Эллипсоиды напряжений не следует путать с эллипсоидами деформаций, которые отражают дислокации, а не силы. Поскольку поверхность планеты является плоскостью через которую не проходят сколовые напряжения, можно показать, что одна из осей эллипсоида напряжений должна быть вертикальной. Если это верно, то на поверхности Венеры могут наблюдаться только определенные типы деформаций.

Обычно радиусы эллипсоидов пропорциональны напряжениям (силам на единицу площади), направленным к центру эллипсоидов (силы сжатия). В тектонике, однако, часто говорят о силах растяжения, которые, строго говоря, не могут проявиться в масштабе радарных изображений, но могут *предполагаться* исходя из дифференциального уменьшения сжимающих усилий, что описано в работе Д. Григгса и Дж. Хандина [7].

На рис. 1 показаны секции эллипсоида напряжений и трещины, которые можно ожидать. Принято считать, что  $\sigma_1$  — направление максимального напряжения,  $\sigma_2$  — промежуточного,  $\sigma_3$  — минимального. Все это напряжения сжатия, если же говорить о *видимых* напряжениях растяжения, то их распределение обратное:  $\sigma_1$  — минимальное растяжение,  $\sigma_3$  — максимальное.

Простейший тип деформаций, который можно ожидать в масштабе радарных изображений, это разрывы. Теоретически в однородном мате-

риале разрывы могут иметь только три ориентировки относительно эллипсоида напряжений. Первые две из них представлены двумя симметричными плоскостями, перпендикулярными плоскостям с  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  и с углами менее  $45^\circ$  относительно  $\sigma_1$ . При этом обычно происходят подвижки, вызывая относительные латеральные перемещения по разные стороны разрыва. В результате возникают сбросы, взбросы и сдвиги в зависимости от того, какое направление напряжений является вертикальным ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ). Если разрывообразование происходит в обеих плоскостях, то возникшие разрывы называются сопряженными. Третий тип разрывов может проявиться вдоль плоскости, перпендикулярной  $\sigma_3$ . Латеральные движения при этом отсутствуют или невелики, и разрывы называются трещинами растяжения.

Теоретически деформации могут также реализоваться в складках. На Земле, за некоторыми исключениями, складчатость обычно возникает на глубине, но для Венеры этого пока установить невозможно. Если складки располагаются на поверхности, то можно допустить, что горизонтальные следы их осевых плоскостей перпендикулярны  $\sigma_1$ .

#### НАБЛЮДЕНИЯ И АНАЛИЗ

Рассмотренные выше соображения были использованы для района, протягивающегося восточнее гор Максвелла, где распространены Северный паркет (рис. 9, 11, 12 в [2]). Планируются работы по другим областям [4].

Наиболее легко обнаружить те деформации, которые называются сопряженными разрывами: две сети разрывов, пересекающиеся не под прямыми углами, и ни одна из сетей не сечет последовательно другую. Такие сопряженные разрывы найдены в некоторых участках линейных структур восточнее гор Максвелла и на Северном паркете. Как показано выше, при этом ясно устанавливаются основные направления напряжений. Указания на соотношение  $\sigma_1/\sigma_3$  можно получить, измерив углы между сопряженными разрывами, которые уменьшаются по мере увеличения  $\sigma_1/\sigma_3$ . Предполагается, что ориентировка разрывов соответствует ориентировкам векторов, соединяющих центры эллипсоидов с местами пересечения эллипса с кругом равной ему окружности (условия «гидростатического стресса»). На рис. 2 и 3 черными контурами показаны ориентировки и формы эллипсоидов, построенных по сопряженным разрывам.

В некоторых районах, таких, как горы Максвелла, сопряженных разрывов не видно, и деформации представлены сетью одного направления (см. рис. 2, В—Е). Если это разрывы, то, согласно приведенным выше соображениям, это либо сбросы ( $\sigma_1$  — вертикально), либо взбросы ( $\sigma_3$  — вертикально). Присутствие в этом районе таких структур, как криволинейные гребни, и отсутствие открытых трещин позволяют предполагать сокращение поверхности и как следствие этого — наличие взбросов. Если наблюдающиеся структуры — складки, то ориентация эллипсоидов остается прежней.

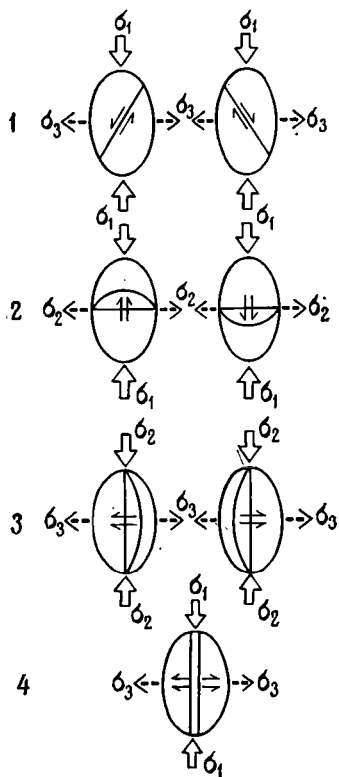


Рис. 1. Сечения эллипсоида напряжений и соответствующие разрывы. Широкими стрелками показаны наибольшие сжимающие усилия, пунктирными — дополнительные к ним видимые растягивающие напряжения (смотри текст) и двойными стрелками — направление смещения по разрывам. Горизонтальные сечения: 1 — сдвиги, 2 — взбросы, 3 — сбросы, 4 — трещины



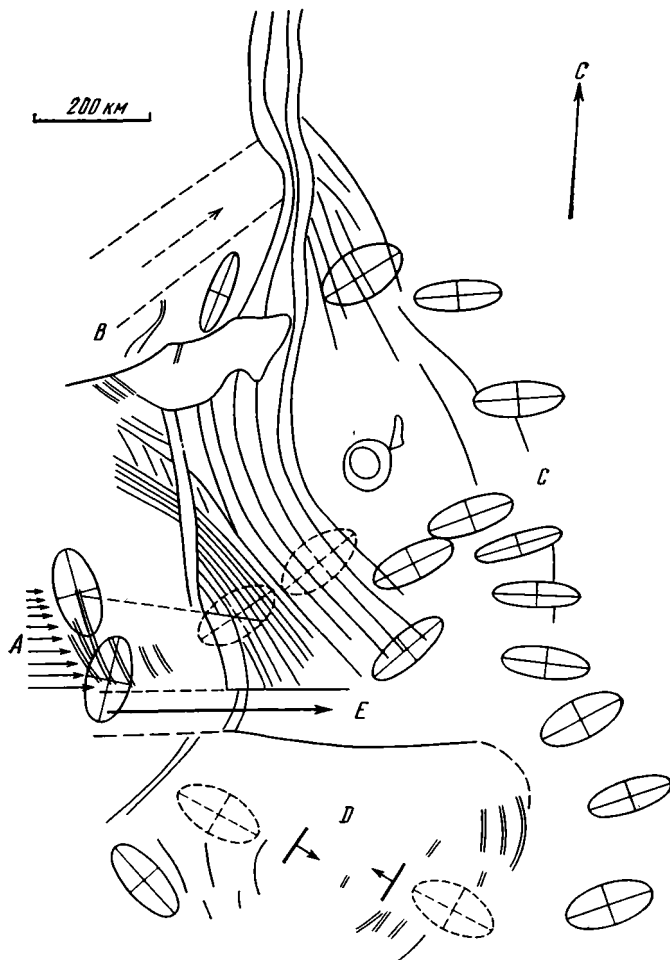


Рис. 2. Схема гор Максвелла. Буквами показаны участки, упоминаемые в тексте. Эллипсы показывают распределение напряжений на представительных участках. Эллипсы, показанные сплошными линиями, обозначают напряжения  $\sigma_1$  (по большой оси) и  $\sigma_3$  (по малой оси). Соотношения осей приблизительно пропорциональны  $\sigma_1/\sigma_3$ , согласно описанию в тексте. Пунктиром показаны эллипсы в местах предполагаемых взбросов, с  $\sigma_1$  — по большой оси и  $\sigma_2$  — по малой. Соотношение осей произвольное. Стрелками показаны сдвиги и сколовые зоны (сплошной линией — относительно надежные, пунктиром — предполагаемые)

Если этот анализ правилен, то различия между горами Максвелла и частью Северного паркета (см. рис. 2, C) не очень велики. Диаграмма, иллюстрирующая это, показана на рис. 4. В обоих районах основное направление напряжений — широтное, но если на горах Максвелла промежуточные напряжения ориентированы горизонтально, в меридиональном направлении, то на Северном паркете вектор промежуточных напряжений вертикален.

Иной тип деформаций наблюдается на равнинах западнее гор Максвелла (правее буквы A, см. рис. 2). Он представлен системой изогнутых открытых трещин, расширяющихся к югу. При пристальном наблюдении видно, что если трещины тонкие, то они прерывисты и существуют переемычки. Края трещин не сглаженные, а зубчатые. Интерпретация этих структур, основанная на теории эллипсоидов напряжений, показана на рис. 5. Эти трещины рассматриваются как трещины растяжения (перпендикулярно  $\sigma_3$ ) и сдвиги (перпендикулярные плоскостям с  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ), образование которых сопровождалось поворотом эллипсоидов в южном направлении.

Новый тип деформаций появляется далее к востоку на Северном паркете. Здесь мы видим неправильные пятна гладкой местности (см. бук-

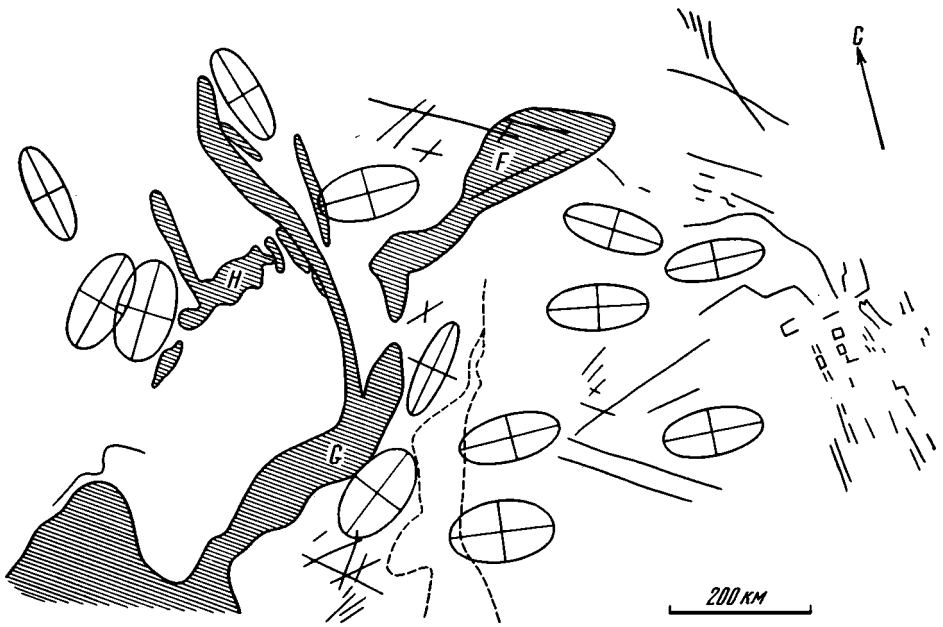


Рис. 3. Схема Северного паркета. Буквами отмечены сглаженные участки, упоминаемые в тексте. Эллипсами показано распределение напряжений на соответствующих участках, с  $\sigma_1$  — по большой оси и  $\sigma_3$  — по малой. Соотношение осей приблизительно пропорционально  $\sigma_1/\sigma_3$

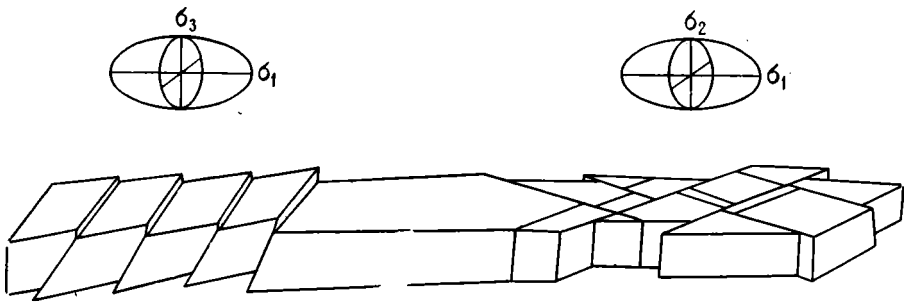


Рис. 4. Блок-диаграмма деформаций в горах Максвелла (взбросы) и на паркете (сопряженные разрывы) и соответствующие ориентации эллипсоидов напряжения

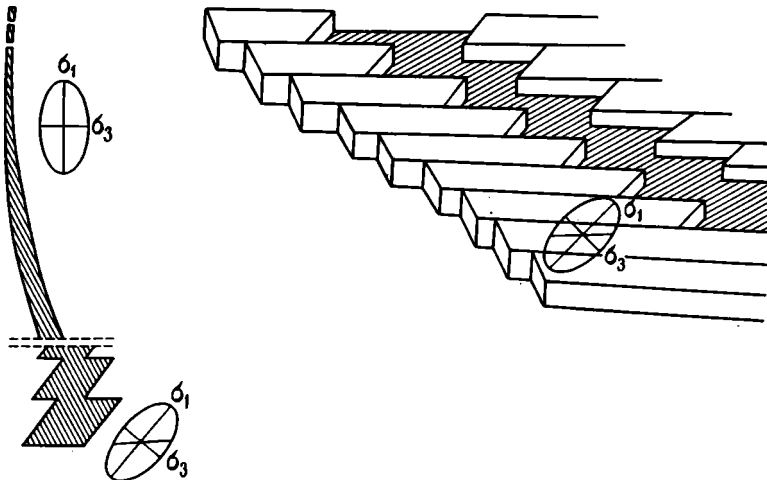


Рис. 5. Модель зоны свола к юго-западу от гор Максвелла. Границы между вытянутыми блоками являются сдвигами, а зияния между ними образованы раскрытием при растяжении. Слева показана планиметрическая схема такой расщелины (южная часть увеличена). Показана ориентировка эллипсов напряжений

вы  $G$ ,  $F$  и  $H$  на рис. 3). Хотя неизвестны надежные признаки их происхождения, их можно связать с трещинами растяжения (перпендикулярно  $\sigma_3$ ), позднее заполненными лавами.

### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Понять напряжения, ответственные за возникновение деформаций, значит сделать только первый шаг к пониманию всей геологической картины. Следующим шагом должна быть расшифровка геологической структуры, ведущая к пониманию местной и глобальной тектоники. В данной работе представлен метод и его приложение к одному району; автор надеется, что этот метод может быть использован в качестве первого шага.

Общая геологическая структура изучаемой области пока неясна. Тем не менее здесь приводится одна из возможных интерпретаций, для рассмотрения которой надо обратиться к району южнее гор Максвелла (см. букву  $D$  на рис. 2). Судя по радарной альтиметрии, этот район пред-

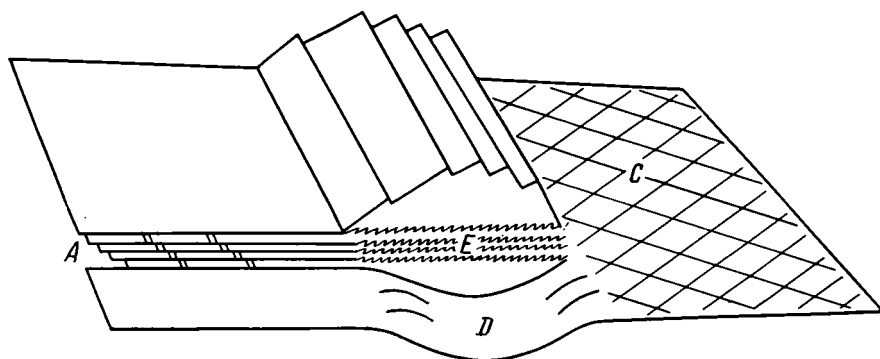


Рис. 6. Упрощенная диаграмма предполагаемой структуры гор Максвелла и депрессии к югу от них. Предполагается, что широтными напряжениями были обусловлены: 1 — поднятие гор Максвелла и взбросы (на диаграмме эти процессы не дифференцируются); 2 — возникновение зоны скальвания; 3 — формирование депрессии (для упрощения она показана в виде синклинали, но здесь возможны и разрывы). Перекрестные структуры в правой части обозначают сопряженные разрывы на паркетке. Буквы соответствуют участкам на рис. 2, упоминаемым в тексте

ставляет собой глубокую депрессию. В восточной и юго-восточной частях этой депрессии видны открытые трещины. Они могут быть трещинами растяжения, созданными напряжениями, возникающими из-за того, что этот район, как на шарнире, располагается на краю прогибающейся области. Депрессия заполнена каким-то материалом, вероятно, лавами. Западная часть северной границы области с горами Максвелла имеет четкий и резкий характер, как бывает в случае нормальных сбросов. Взбросы в горах Максвелла, сопряженные разрывы на паркетке, впадины и сбросы к северу от этой депрессии можно интерпретировать так, как показано на рис. 6.

Предположения о структуре восточной части Северного паркета обоснованы еще слабее. На рис. 3 показано, что приблизительно в середине этой области может существовать граница, отделяющая широтно ориентированные эллипсы от меридиональных. Это не обязательно означает изменение направления сил, определяющих напряжения. Эти силы могут быть повсеместно ориентированными широтно, но на востоке они проявляются в виде сжатия (по  $\sigma_1$ ), а на западе — в виде растяжения (по  $\sigma_3$ ). Режим растяжения для западной части можно предполагать как по ориентации эллипсоидов, так и по наличию уплощенных участков.

Последним шагом в построении связной геологической картины должно быть определение тектонического механизма, создавшего наблюдаемые структуры. К сожалению, это пока невозможно. По аналогии

с Землей мы можем предположить, что определяющие силы были вызваны астеносферными течениями, взаимодействующими с литосферой. Напряжения в литосфере могут определяться несколькими переменными: 1) геометрией и скоростью астеносферных потоков, 2) характером взаимодействия между астеносферой и литосферой, 3) мощностью, температурой и составом литосферы.

#### Литература

1. Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Кузьмин Р. О. и др. Геология Венеры по результатам анализа радиолокационных изображений, полученных АМС «Венера-15» и «Венера-16» (предварительные данные).—Геохимия, 1984, № 12, с. 1811—1820.
2. Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л. и др. Геолого-морфологическая характеристика северного плушария Венеры.—Геотектоника, 1986, № 4, с. 4—25.
3. Anderson E. M. The Dynamics of Faulting (Oliver and Boyd, Edinburg), 1951. 206 p.
4. Basilevsky A. T., Kuzmin R. O., Nikolaeva O. V. et al. The surface of Venus as revealed by the Venera landings: Part II.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1985, v. 96, p. 137—144.
5. Florensky K. P., Ronca L. B., Basilevsky A. T. Geomorphic degradation on the surface of Venus.—Science, 1977, v. 196, p. 869—870.
6. Florensky K. P., Basilevsky A. T., Kryuchkov V. P. et al. Sedimentary rocks on Venus? — Science, 1983, v. 221, p. 57—59.
7. Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F. An Outline of Structural Geology. N. Y.: John Wiley and Sons, 1976. 571 p.

Университет им. Вейна, США

Поступила в редакцию  
10.XI.1985

УДК 551.24+523.4.42

СУХАНОВ А. Л.

**ПАРКЕТ: ОБЛАСТИ ПЛОЩАДНЫХ  
ПЛАСТИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ**

Обширные пологие возвышенности северного полушария Венеры покрыты частыми перекрещивающимися линейными дислокациями, напоминающими рисунком гигантский паркет. Во внутренних частях этих областей видны грабены и зоны растяжения, а на периферии — языковидные структуры течения. Паркет образовался после начала формирования лавовых равнин, но перекрыт самыми молодыми лавами. Эти структуры, видимо, возникли частью за счет волочения блоков коры астеносферными течениями, а частью — при гравитационном оползании таких разогретых блоков при частичном плавлении их основания. Возможно, что в тектонике Венеры эти поднятия занимают место рифтовых систем Земли.

**ВВЕДЕНИЕ**

Области площадных дислокаций, называемые паркетом из-за их своеобразной узорчатой поверхности [1], занимают на заснятой территории около  $9 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Они представлены несколькими крупными изометричными участками (по 0,5—2 млн. км<sup>2</sup>) и отдельными небольшими останцами среди лавовых полей.

Структура паркета образована, как правило, двумя-тремя системами перекрещивающихся валов и борозд с характерной шириной 5—10 (до 20 км) и длиной от нескольких десятков до первых сотен километров. В целом эти валы и долины образуют ортогональные, диагональные и V-образные рисунки, отличающиеся как по размерности, так и по структуре от складчато-разрывного обрамления Лакшми и от поясов линейных структур на равнинах. Местами структуры напоминают рисунки течения лав, ледников и каменных глетчеров, но увеличенные в десятки и сотни раз. Все эти рисунки изменяются как в пределах каждой области, так и при переходе от одной области к другой. Общим является лишь постоянство, с которым они перекрывают огромные территории.

Ниже дано описание основных областей развития паркета — от хаотических, беспорядочных участков до участков, где структуры обнаруживают предпочтительные ориентировки.

**ОБЛАСТЬ МЕЖДУ РАВИНАМИ АТАЛАНТЫ И НИОБЫ**

(47—57° С. Ш., 125—143° В. Д.)

Район представляет собой в общем прямоугольный блок примерно  $500 \times 1500$  км, вытянутый в северо-восточном направлении, приподнятый на 0,5—1,7 км над окружающей равниной. Вся его поверхность пересечена неправильными грядами и четковидными бороздами: некоторые из них ориентированы в общем параллельно границам блока, другие располагаются на продолжении поясов линейных структур, подходящих с юга, но в целом эти мелкие (местами до предела разрешения) гряды и борозды не имеют определенной ориентировки, прихотливо изгибаются по простиранию, пересекают одна другую под непостоянными углами и обычно имеют неясные окончания. На возвышенных участках просматриваются слегка деформированные очертания кратеровидных структур поперечником 50—150 км, а в понижениях этот блок перекрыт молодыми лавовыми полями и мелкими вулканическими конусами. По сравнению с районами, описанными дальше, здесь не видно явных следов сколько-

нибудь существенных горизонтальных перемещений, и поэтому такой паркет условно назван «стоящим».

Примерно так же выглядит участок поперечником около 500 км на 40° с. ш., 107° в. д., имеющий слабый собственный рельеф.

### ОБЛАСТЬ ТЕЛЛУРЫ

Эта область представляет собой пологий купол с поперечником около 1500 км и высотой 1,5—2 км над окружающей местностью. Вся его поверхность гофрирована частыми взаимопересекающимися валами и бороздами нескольких направлений (рис. 1, фото 16 в [1]). Преобладают северо-западные и северо-восточные направления. Наиболее выдержанные прямолинейные структуры (скорее всего разрывы) прослеживаются через весь купол, разбивая его на крупные блоки, и скрываются под лавами окружающей равнин. Пространство между ними заполнено сглаженными линеаментами протяженностью примерно 20—100 км, имеющими в целом те же ориентировки: они не объединяются в какие-либо пояса, а равномерно покрывают всю площадь. Наиболее четко эта ортогональная сеть выражена на уплощенной вершине купола, где редко встречаются линеаменты других направлений. Но с приближением к краям купола, там, где увеличивается уклон, этот рисунок сменяется U-образными и петлевидными структурами, ориентированными в целом субрадиально к центральной части купола и свидетельствующими о пластичном движении материала вниз по склонам, хотя уклоны здесь не превышают 1,5:1000. Вдоль западного склона купола проходит субмеридиональная зона разрывов и узких грабен, маркирующая тыловую зону отрыва крупной пластины, соскальзывающую к западу по пологому склону: при этом пластина разбита на несколько отдельных чешуй, каждая из которых гофрирована в субпараллельные мелкие складки.

На южном склоне купола также видны признаки перемещения материала вниз по склону: здесь развиты структуры, напоминающие крупные потоки вязких лав, но протяженностью до 300—400 км. На их поверхности видны характерные валы коробления, струи и вытянутые депрессии, а материал потоков местами отчетливо перекрывает прилегающую местность.

В восточной части закартированной территории проходит субмеридиональная зона разрывов, образующих грабеновидную долину, которая отделяет восточную часть Теллуры; о последней судить труднее из-за пробелов в съемке.

В юго-западной части свода видны мульды с поперечником до 30—150 км, заполненные лавами. Как правило, мульды обрамляются характерными рвами с приподнятыми бортами, которые могли образоваться при отделении кровли застывающих лавовых озер от их бортов и ее обрушении. Расплавы из-под погружающейся кровли либо выжимались на поверхность, заполняя прогибы, либо частично дренировались в соседние мульды, расположенные гипсометрически ниже. Цепь таких впадин протягивается от оси свода на юго-восток по дну широкой долины. В широких пологих бортах этой долины ортогональная сеть прямолнейных разрывов исчезает, сменяясь неправильными рисунками течения, изометричными холмами и впадинами, извилистыми бороздами и вздутиями. Видимо, пластичность материала здесь была выше, чем на остальном куполе, и связь мульд с этой зоной не случайна.

К южному подножию области Теллуры примыкает участок так называемого хрупкого древнего рельефа, едва выступающего над окружающей равниной: это зона трещин тех же диагональных направлений, но частых, временами едва различимых. Соотношения этих образований с куполом Теллуры не вполне ясны. Местами потокообразные массы, спускающиеся с купола, отчетливо перекрывают хрупкий рельеф (но похоже, что они местами перекрывают и грядовый рельеф самого купола), а иногда хрупкие дислокации переходят в структуры купола постепенно, при этом увеличиваясь в размерах и приобретая размытые

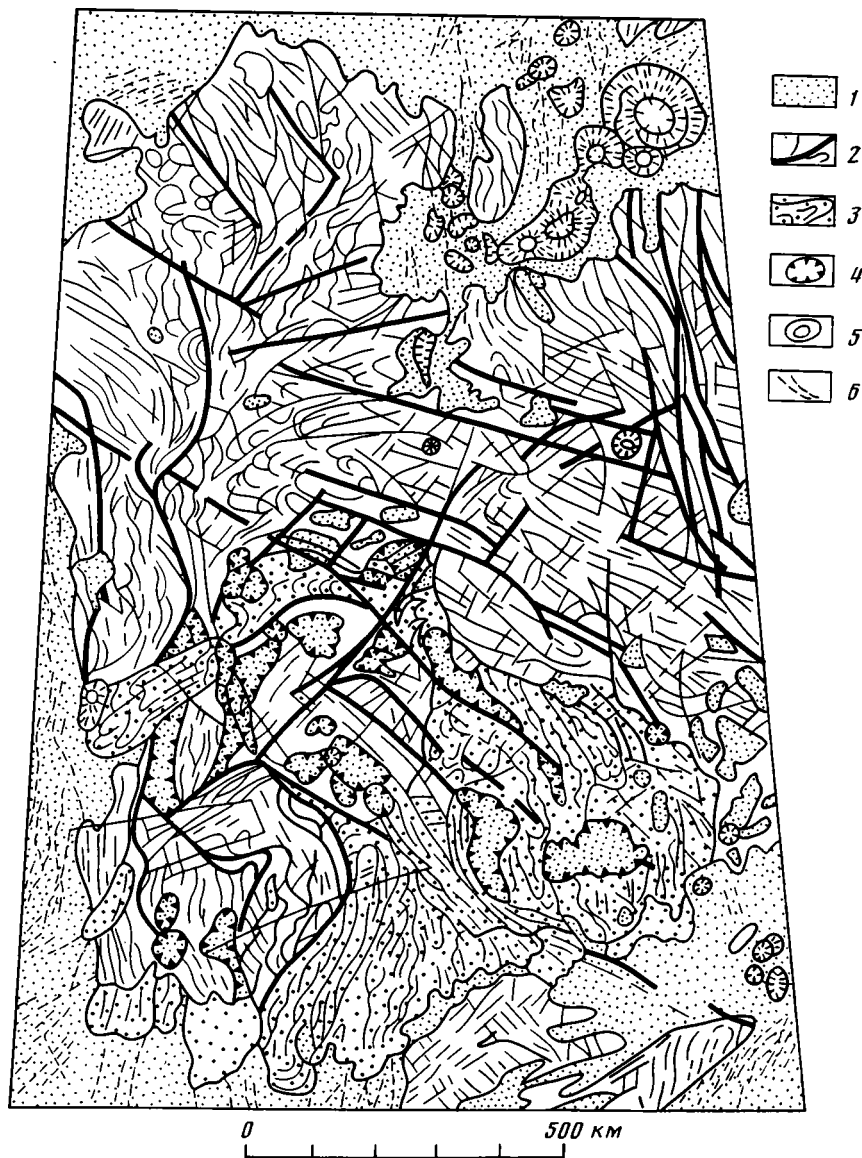


Рис. 1. Структура западной части области Теллуры  
 1 — равнинные лавы, 2 — основные и второстепенные линеаменты, 3 — отдельные потоки и области смягченного хаотического рельефа, 4 — корытообразные мульды, 5 — вулканы, 6 — линеаменты на равнине

очертания, как бы «раздуваясь». Создается впечатление, что они представляют собой относительно древний субстрат, при ремобилизации которого и сформировались структуры Теллуры.

#### ЮЖНЫЕ ПАРКЕТ ЗЕМЛИ ИШТАР (45—58° С. Ш., 30—60° В. Д.)

Если в области Теллуры видны признаки движения вещества по расходящимся от центра купола направлениям, то структура паркета на юго-востоке Земли Иштар свидетельствует о более или менее однонаправленном движении материала (рис. 2, фото 14 в [1]). Паркет этого района занимает площадь около 1500 км в поперечнике и располагается на региональном склоне: в северо-западной части он занимает высоты 3—4 км, в юго-восточной спускается до 0—1 км, т. е. с уклоном около 2 : 1000.



Рис. 2. Область Южного паркета Земли Иштар  
 1 — равнинные лавы; 2 — пояса линейных дислокаций, 3 — борозды и трещины на паркете, 4 — изолированные овальные блоки, 5 — вулканы, 6 — ударный кратер, 7 — долины, разделяющие языки паркета

Вся эта территория разделяется северо-западными бороздами протяженностью в сотни километров и шириной 15—25 км на серию отдельных языков или потоков: на северо-западе они имеют ширину 250—300 км, а на юго-востоке делятся на языки шириной 40—100 км. Каждая такая полоса разбивается северо-западными и северо-восточными бороздками на множество ортогональных блоков. На северо-западе эти блоки имеют относительно большие размеры и несколько размытые очертания, а на юго-востоке начинают преобладать частые резкие северо-восточные борозды, поперечные направлению потоков, и постепенно они превращаются в систему трещин, напоминающих трещины горных и выводящих ледников. Как правило, эти трещины не переходят с одного языка на другой. Вся картина свидетельствует о перемещении поверхностного материала в виде дифференцированных потоков.



Направление движения устанавливается по следующим признакам. 1. Вся местность в целом наклонена на юго-восток. 2. Внутри потоков встречаются каплевидные депрессии с поперечником до 50 км, от которых на юго-восток протягиваются «хвосты» — долины, постепенно сужающиеся до узких борозд. 3. Отдельные борозды образуют флексуровидные рисунки, по которым видно, что центральная часть системы потоков смещена к юго-востоку относительно краевых частей. 4. В северо-западной части паркет перекрыт по краю лавами, которые присутствуют и внутри него в виде многочисленных «озер», а борозды здесь широкие и сглаженные: обстановка напоминает зону растяжения. На юго-востоке рисунок скорее соответствует зонам сжатия, скупивания и, кроме того, здесь видно, что местами отдельные языки перекрывают пояс линейных дислокаций.

Все говорит о том, что поверхностный материал по всей площади перемещался на юго-восток в виде потоков с разными скоростями (мощность этих потоков во фронтальных частях около 1 км).

Юго-западная четверть этой области имеет вид пологой сглаженной котловины, ограниченной с запада, востока и юга невысокими валами, так что материалу некуда двигаться. Здесь рисунок борозд становится неупорядоченным: хотя намечаются два преимущественных направления, борозды здесь становятся широкими и прерывистыми, извилистыми, петляют, и их рисунок напоминает «стоячий» паркет, о котором говорилось вначале.

### ОБЛАСТЬ ТЕФИИ

Эта возвышенная область почти целиком образована глетчеровидными языками, похожими на потоки в восточной части Южного паркета, шириной 50—100 км и протяженностью 200—400 км, которые ориентированы в восток — юго-восточном направлении (рис. 3, 4, фото 15 в [1]). Они возвышаются над окружающей местностью на 800—1500 м, в среднем на 1000 м и ограничены довольно крутыми уступами (первые градусы). В плане они организованы в кулисообразную систему: восточные блоки сдвинуты относительно западных дальше на юго-восток. Их поверхность расчленена частыми поперечными и редкими продольными бороздами и трещинами, образующими самостоятельную сеть в каждом блоке. (Иногда трещины переходят с одного блока на другой; такое же явление наблюдается и на сливающихся языках ледников.)

Иногда на стереопарах по соотношению с рельефом видно, что поперечные трещины имеют падение на северо-запад и, вероятно, маркируют небольшие взбросы с надвиганием материала на юго-восток. Местами валы и борозды внутри языков изгибаются как ледниковые огивы, свидетельствуя о смещении материала к юго-востоку.

В тыловой части эти языки прерываются субширотной грабеновидной депрессией протяженностью около 1300 км, заполненной лавами, а на другом ее борту видны «истоки» языков, спускающиеся со склонов возвышенности в северо-западной части территории под углом примерно 1 : 1000. Сама эта возвышенность представляет собой деформированный овоид, восточная часть которого «оплывает» вниз по склону в виде частых мелких субконцентрических морщин или складок; один из глетчеровидных языков, спускаясь с возвышенности, пересекает эти складки и в свою очередь перекрыт молодым материалом, похожим на огромный разжиженный оползень. Еще один овоид находится западнее: он сильно перекошен и сдавлен в направлении с запада на восток.

В тыловых частях эти структуры, очевидно, растягивались, разрывались и погружались, перекрываясь лавами, и на поверхности лав просвечивают только реликты структур течения. Фронтальные же части потоков либо останавливаются перед местными поднятиями, либо надвигаются на прилегающую местность (хотя в основном зона контакта скрыта под более молодыми лавами, и надвигание четко видно только в двух случаях). Нет никаких признаков поддвигания или «затягивания» этого материала под местность перед фронтом потоков.

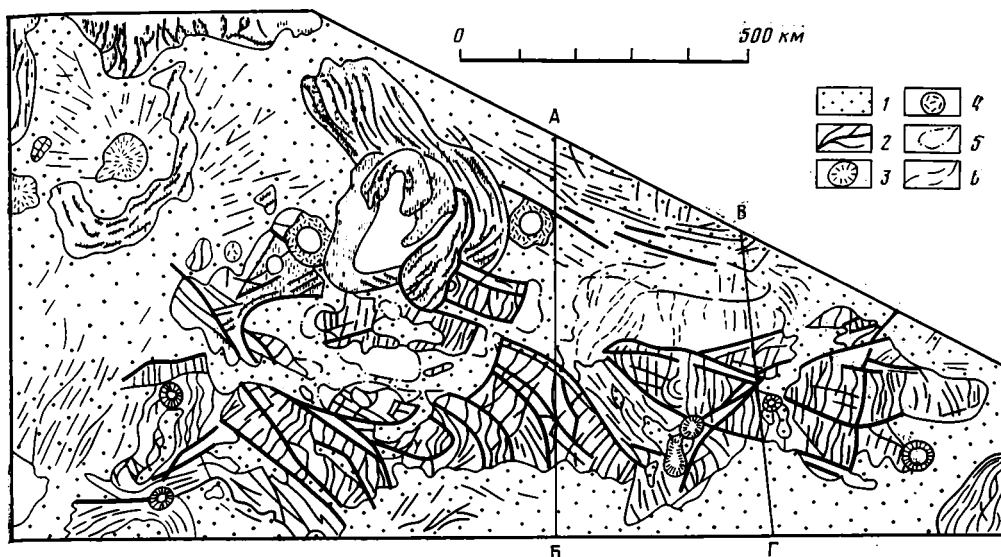


Рис. 3

Рис. 3. Структура области Теффи

1 — равнинные лавы, 2 — основные и второстепенные линейные элементы паркета, 3 — вулканы, 4 — кратеры, 5 — контуры потоков, перекрытых лавами, 6 — структуры потоков, просвечивающие из-под лав. А—Б, В—Г — линии профилей на рис. 4

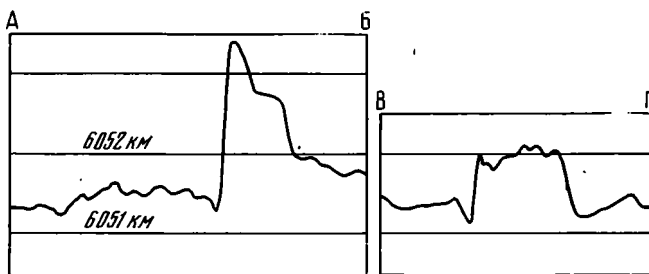


Рис. 4. Гипсометрические профили к рис. 3

Рис. 4

На профилях видно, что с приближением к краям потоков окружающая местность километров за 20 начинает опускаться, погружаясь на 200 м у края потока (или больше, если учесть осреднение высот по 50-километровому полю замера), как если бы местность прогнулась под тяжестью этих перемещенных масс.

Была предпринята попытка реконструировать первичное положение этих языков или блоков (вместе с теми их частями, которые сейчас едва просвечивают над лавами), сдвинув их в северо-западном направлении так, чтобы перекрыть тыловой трог, залитый базальтами (рис. 5), и

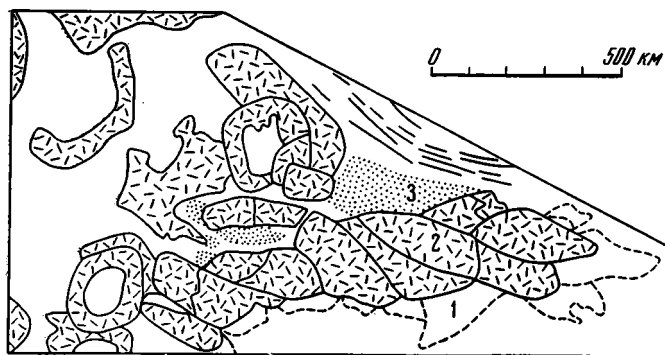


Рис. 5. Схематическая реконструкция первичного положения потоков Теффи 1 — современное положение потоков; 2 — первичное положение перемещенного материала; 3 — первичное положение материала, перекрытого сейчас лавами

соединить разобщенные однотипные потоки. Эта схема весьма условна, но она позволяет в первом приближении оценить величину перемещений. При такой реконструкции весь материал собирается в единую палеовозвышенность на северо-западе, которая была, видимо, расколота грабенами, и ее часть сдвинулась в юго-восточном направлении на расстояния от 40—60 до 180 км.

#### ПАРКЕТ «ПОДКОВА»

На 62° с. ш., 119° в. д. расположен вулкан высотой 1,2 км с поперечником 100—150 км и с несколькими вершинными кратерами и лавовыми потоками, расходящимися от подножия на 100—200 км. От вулкана на юг протягивается очень пологий склон с общим понижением всего 500—600 м на 1000 км, а на этом склоне располагается подковообразная возвышенность с поперечником 500 км, обращенная выпуклостью вниз по склону. Ее краевая часть шириной около 100 км приподнята на 400—700 м над окружающей местностью, а центральная — на 200—300 м. С севера она отделяется от вулкана заполненной лавами депрессией шириной около 100 км.

Структура материала возвышенности свидетельствует о его движении в южном направлении, вниз по региональному склону: в центральной части видны многочисленные сопряженные трещины двух-трех систем, похожие на трещины в осевых частях ледников, а в окаймляющей подковообразной части видны извилистые субконцентрические широкие борозды, что производит впечатление зоны нагнетания, вспучивания и растрескивания материала.

Такую форму вряд ли могли образовать лавы, игнимбриты или какие-то разновидности турбидитовых потоков просто из-за масштабов структуры, не говоря уже о своеобразии рисунка. Скорее эта структура напоминает так называемые ореолы у подножия вулкана Олимп на Марсе: языки материала с субконцентрическим рисунком поперечником по несколько сот километров, явно созданные каким-то выдавливанием, оползанием и растеканием материала пьедестала Олимпа [15]. И там, и здесь лавы вулкана накапливались преимущественно на пониженной от вулкана стороне склона и затем всей массой сдвинулись вниз по этому склону. Но если на Олимпе это, видимо, было связано с частичным таянием вечномерзлых грунтов, то на оползне «Подкова» можно предполагать только частичное плавление подошвы пластины коры в окрестностях вулкана.

#### СЕВЕРНЫЙ ПАРКЕТ ЗЕМЛИ ИШТАР

Этот регион, протягивающийся на 3000 км по широте и 800—1800 км по долготе, хотя и объединяется под общим названием Северного паркета, разделяется на несколько структурных зон (рис. 6, 7, фото 12, 13; в [1]).

Самая западная зона (см. рис. 7, зона Б) располагается на восточном склоне гор Максвелла на высотах 6—8 км и к северу от них, где она снижается до 3 км. В ее пределах прослеживаются реликты субмеридиональных хребтов, сходных со складчато-надвиговыми структурами крутого западного склона гор Максвелла (см. рис. 7, зона А). На эти хребты наложена система северо-западных и северо-восточных разрывов и небольших (первые десятки километров) полудуговых структур, обращенных выпуклой стороной вниз по склону. По мере уменьшения высоты при движении с запада на восток (1—2 км на 200—300 км ширины зоны) количество диагональных разрывов увеличивается, а реликты меридиональных хребтов постепенно становятся неузнаваемыми и исчезают, и эта зона постепенно переходит в зону В (см. рис. 7).

Граница между зонами Б и В примерно соответствует перегибу склона или широкой ложбине, восточней которых горы Максвелла переходят

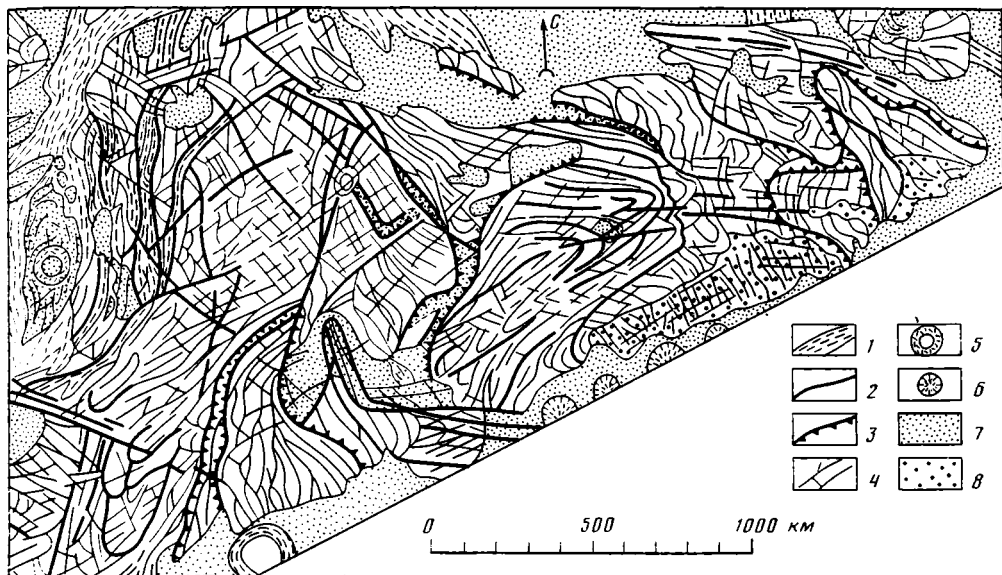


Рис. 6

Рис. 6. Структура области Северного паркета Земли Иштар

1 — пояса линейных дислокаций, 2 — основные разрывы, 3 — уступы, 4 — гряды и борозды, 5 — кратер Клеопатры, 6 — вулканы, 7 — равнинные лавы, 8 — лавы, вовлеченные в движение паркета

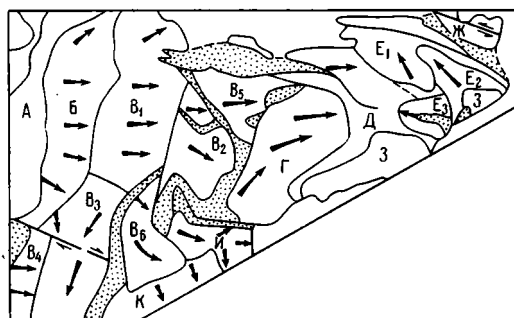


Рис. 7

Рис. 7. Деление Северного паркета на зоны. Точками показаны основные зоны растяжения, стрелками — направления перемещения материала. Пояснения к буквенным обозначениям в тексте

в почти горизонтальное плато  $350 \times 500$  км на высоте 6 км, окруженное широкими пологими склонами, спускающимися до 3—4 км. Это плато покрыто в основном частыми северо-западными и северо-восточными сопряженными разрывами, разбивающими местность на ромбовидные участки по 20—40 км, вытянутые широтно, а они в свою очередь делятся на меньшие блоки; иногда преобладают разрывы одного направления (см. рис. 7, подзоны  $B_2$ ,  $B_3$ ). К югу плато снижается до уровня равнин, и на этом склоне прямые сопряженные разрывы начинают изгибаться, их южные стыки приобретают округленные очертания, пока, наконец, не сменяются широкими (50—150 км) дуговидными U-образными структурами, выпуклыми к югу (см. рис. 7, подзона  $B_3$ ); рисунок этой зоны напоминает налегание черепицы.

Блок  $B_4$  (см. рис. 7) отделен от горного массива крупным левосторонним сдвигом, и здесь на сопряженные диагональные разрывы также наложены U-образные структуры, но ориентированные на восток, в направлении смещения блока.

Блок  $B_5$  (см. рис. 7) выглядит треугольным осколком, отделенным крупными грабенами от соседних районов, и представляет собой крае-

вую зону паркета, где частые запад — северо-западные разрывы субпараллельны его северной границе.

Зона В<sub>8</sub> (см. рис. 7) образована веерообразным языком материала, спускающегося к югу от плато. Узкие слегка извилистые гряды, образующие «пластинки» этого веера, похожи на складки или чешуи, надвинутые в восточном направлении, и крайние восточные гряды четко перекрывают участок лавовой равнины с ее рифтовой системой.

Далее на восток паркет пересечен субмеридиональной системой разрывов и рифтообразных депрессий до 100 км шириной и около 1 км глубиной, залитых лавами. Структура похожа на гигантскую зону отрыва или на разветвляющийся рифт, по которому разошлись зоны В и Г (см. рис. 7); но, конечно, величину 100 км нельзя расценивать как истинное перемещение; дно грабена могло просесть и при сравнительно небольшом горизонтальном раздвиге.

Отсюда начинается самая впечатляющая часть этого региона (зона Г, см. рис. 7): серия вложенных одни в другие V- и U-образных структур, состоящих из сопряженных гряд и борозд в сотни километров длиной, в целом образующих как бы корку гигантского потока пластического вещества, двигавшегося к востоку. Осевая часть зоны сравнительно однородна, и рельеф здесь относительно спокойный по сравнению с краевыми частями, а краевые части образованы двумя сходящимися к востоку поясами субпараллельных разрывов. Определить размеры перемещений невозможно из-за отсутствия реперов, но представляется очевидным, что в осевой части зоны смещение к востоку было гораздо больше, чем по ее краям.

На восточном окончании зоны диагональные разрывы соединяются в дуги, сначала острые, а восточнее — все более широкие и открытые, пока не остаются только неправильные субмеридиональные структуры, похожие на зону скупивания, в которую упирается поток материала с запада (зона Д, см. рис. 7). Зона Д служит как бы перемычкой, зажатой между зоной Г и блоками зоны Е.

Интересно, что максимальные поднятия здесь расположены по южной окраине паркета, и материал зоны Г только на юго-западе, в «истоках», перемещался в направлении регионального уклона, а в основном осевая часть потока направлена поперек склона.

На восточном окончании Земли Иштар, в зоне Е, рисунок структур снова меняется: местность разделяется на несколько крупных лопастевидных языков. Необычно то, что одни из них ориентированы на северо-запад, а другие, тут же по соседству, на юго-восток, так что создается впечатление движения материала одновременно в противоположных направлениях. Детальное изучение этого района по стереопарам позволяет считать, что во всех случаях материал перемещался на северо-запад, спускаясь с южной окраины Земли Иштар, которая примерно на 2 км выше северной. Но, судя по структурным рисункам, смещение материала подзоны Е<sub>1</sub> (см. рис. 7) похоже на оползание гигантской пластины с зоной отрыва в ее тыловой части (как на западе Теллуры), а на участках Е<sub>2</sub> и Е<sub>3</sub> (см. рис. 7) материал как бы стекал по склону в достаточно пластичном состоянии (вместе зоны отрыва в «истоках» этих языков видны впадины, похожие на лавовые озера в пластичной зоне Теллуры).

Зона Ж (см. рис. 7) — это приподнятая платформа с опущенной и залитой лавами центральной частью: возможно, это древний овоид, превращенный в паркет. Интересно, что лавы также подверглись некоторым деформациям. На южном валу этой структуры по стереопаре видно, как небольшой кратер смещен по левостороннему сдвигу на 12 км.

Зона З (см. рис. 7) имеет сглаженную поверхность, покрытую тонкими субмеридиональными морщинами и трещинами. Ее северная граница дешифрируется четко: она обрывает грубые диагональные валы и борозды паркета, которые иногда прослеживаются внутри этой зоны по слабым изгибам ее поверхности, но они существенно отличаются от трещин и морщин собственно зоны. На юге же эта зона постепенно сливается с пологоувалистой равниной, обрамляющей паркет и, очевидно,

сложенной лавами; вдоль границы с паркетом видна цепь предположительно вулканических кальдер. Похоже, что южная окраина паркета перекрыта какими-то массивными покровами еще до завершения движений на паркете и покровы были вовлечены в последние фазы этих движений, что привело к их «сморщиванию».

Наконец, надо сказать несколько слов о зоне И (см. рис. 7), которая располагается на пересечении меридионального рифта длиной 1000 км с мощным субширотным разломом длиной 1500 км, проходящим вдоль южной границы паркета. Эта зона представляет собой широтный вал высотой 2—2,5 км, у которого северная и южная границы повторяют конфигурацию соседней границы паркета. От паркета вал отделен лавовой низиной с явной зоной растяжения и излияний типа небольшого рифта, а южная граница — это край узкой угловатой опущенной плиты с сетью даек (зона К, см. рис. 7). Создается впечатление, что эта микроплита К сместилась в юго-восточном направлении, а в образовавшемся зиянии возникла рифтовая зона, и в области наибольшего раздвижения вздулся горб пластичного горячего материала снизу, частично перекрывший или уничтоживший материал зоны Г. Одновременно или впоследствии этот горб был разбит на серию чешуй, надвинутых на восток, а затем перекрыт «веером» зоны В<sub>6</sub>, что, кстати, говорит о более молодом возрасте западной части паркета (зона В) по сравнению с центральной частью (зона Г).

Таким образом, на Земле Иштар восточнее массива Максвелла видны признаки движения крупных масс материала преимущественно в восточном направлении, но также и на юг, северо-запад и северо-восток, в зависимости от регионального уклона (исключение составляет центральная часть региона). Движение осуществлялось крупными пластинами (размером до многих сотен километров), с формированием в их тыловых частях зон отрыва и растяжения, и внутри этих пластин, с образованием сопряженных разрывов, надвигов и структур течения.

Итак, структуры паркета различных областей можно выстроить в последовательный ряд, на одном конце которого будут участки с хаотическим рисунком и реликтами древних структур («стоячий» паркет), а на другом — «мобилизованный» паркет, с перемещением материала либо в виде глетчеровидных потоков, либо по типу гигантских оползней и гравитационных шарьяжей.

Надо отметить, что линеаменты паркета разных областей, хотя и ориентированы преимущественно в северо-западных и северо-восточных направлениях, все же не образуют единой сети: даже в одной области эти ориентировки колеблются в пределах  $\pm 30^\circ$ , а различия между разными блоками еще больше.

## РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ СТРУКТУР ПАРКЕТА

Кроме описанных областей полоса паркета окаймляет плато Лакшми с его горными хребтами, крупное пятно со структурами течения ( $0,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>) располагается между областями Мегиды и Ульфрун ( $60^\circ$  с. ш.,  $240^\circ$  в. д.), а еще в полутора десятках мест среди лавовых равнин видны мелкие останцы структур, относимые к паркету.

На некоторых участках (например,  $50$ — $60^\circ$  с. ш.,  $70$ — $80^\circ$  в. д.) видно, что с приближением к останцам паркета перекрывающие его лавы разделяются на сеть неправильных полигонов, сопоставимых по размерам с самыми мелкими блоками паркета (10—40 км). Вероятно, места развития таких полигональных лав обозначают участки погребенного паркета. Естественно также допустить, что соседние останцы паркета, разобщенные лавами, соединяются под ними в единые поля. Если эта интерпретация верна, то площадь блоков Теллуры и Южного паркета увеличивается вдвое, общая площадь распространения паркета достигает по крайней мере  $16 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> и можно говорить о некоем глобальном процессе «паркетизации». (Это, конечно, не значит, что паркет распро-

странен всюду под лавовыми равнинами; например, восточнее равнины Аталанты пояса линейных дислокаций расположены так часто, что для паркета просто нет места).

### СООТНОШЕНИЯ С ЛАВАМИ И ПОЯСАМИ ЛИНЕЙНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Лавы почти всюду перекрывают края паркета и в виде «заливов» и «озер» проникают в его внутренние части. Однако есть случаи обратных соотношений: северная граница Северного паркета, затопленная лавами на западе, на востоке срезает пояс линейных дислокаций, который сформировался, очевидно, по древним лавам. Подзона В<sub>8</sub> (см. рис. 7) Северного паркета отчетливо перекрывает равнинные лавы, а они в свою очередь перекрывают подзону Г. Лавы в зонах З и Ж перекрывают основные структуры паркета, но и сами деформированы в тех же направлениях, что и паркет. Лавовые мульды Теллуры и заполненные лавами рифты Тефии и Северного паркета, несомненно, формировались на последних стадиях паркетизации.

Таким образом, одни лавы изливались до начала паркетизации, другие — одновременно и в связи с формированием паркета, а третьи — после завершения этого процесса. Примеров паркетизации самых молодых лав пока не обнаружено, но вполне возможно, что формирование паркета продолжится вплоть до настоящего времени.

С другой стороны, подсчеты ударных кратеров и предположительно ударных круговых структур показали, что на единицу площади равнин их приходится больше, чем на единицу площади паркета, т. е. паркет в целом должен быть моложе. Это можно объяснить тем, что вся совокупность кольцевых структур отражает возраст нижних и средних лавовых горизонтов или даже их подложки: только самые свежие кратеры со светлыми выбросами характеризуют возраст последних излияний, а остальные в той или иной мере перекрыты и «просвечивают» из-под молодых лавовых наслоений на стабильных равнинных территориях. На паркетке же относительно древние кратеры встречаются только в самых спокойных участках (например, на «стоячем» паркетке, о котором говорилось вначале), а на «мобильном» паркетке кратеры уничтожены дислокациями.

Взаимоотношения с поясами линейных дислокаций определяются немного лучше. Если типичный линейный пояс встречается с областью паркета, то он либо «паркетизируется» (область «стоячего» паркета), либо срезается и перекрывается (северная окраина Северного паркета). Потоки Южного паркета отклоняются к югу при встрече с поясом, но местами перекрывают его, и такие же перекрытия видны на окраине Теллуры. Местами паркет «съедает» даже участки сравнительно молодого горного обрамления плато Лакшми.

Но с другой стороны, такие пояса конформны границам Теллуры и Южного паркета, а пояс вдоль 60° в. д., на 40—60° с. ш. зажат между этими блоками, и местами трудно определить, где начинается пояс и где кончается паркет. Иногда же между ними виден постепенный переход, когда пояс расширяется, его линейные гряды расплываются, распадаются на мелкие отрезки с поперечными структурами, и пояс превращается в паркет (район между областями Метиды и Ульфрун).

Пояса скорее всего имеют различный возраст, но те из них, которые связаны с паркетом, видимо, заложились перед началом паркетизации или формировались одновременно с паркетом по его границам со стабильными блоками равнин, а на последних стадиях процесса мобилизованный паркет частично дислоцировал и перекрывал эти пояса либо же полностью перерабатывал их.

Все ооиды, попавшие в сферу действия паркета, были интенсивно переработаны, и даже в тех из них, которые расположены изолированно, обычно видны следы процесса, сходного с паркетизацией.

Итак, для паркета характерны следующие особенности.

1. Площадное распространение частых мелких (5—10 км шириной) сглаженных линейных структур нескольких направлений, среди которых, по всей видимости, встречаются и складки, и разрывы. Это значит, что напряжения не были приложены к торцам каких-то пластин коры, а распределялись по всей площади [12]. Размеры валов и борозд и расстояния между ними говорят о небольшой мощности деформируемых пластин [11, 12, 20], не более 5 км, а возможно, и менее 1 км.

2. Системы сопряженных и V-образных разрывов, вызываемых одно-сторонними (преимущественно широтными) горизонтальными напряжениями. Эти системы местами переходят в U-образные, языковидные и потоковидные структуры с признаками дифференциальных горизонтальных перемещений, иногда надвинутые фронтальной частью на прилегающую местность.

3. Зоны растяжения, трещины отрыва, грабены и рифтоподобные системы во внутренних частях паркета, маркирующие тыловые зоны отрыва крупных пластин и блоков, смещающихся в общем направлении регионального уклона.

4. Паркетные дислокации появляются обычно на участках, приподнятых относительно окружающих равнин на 1—3 км. Региональные уклоны в этих районах составляют 0,03—0,3°, в среднем 0,05—0,1°. Если это останцы, залитые лавами и не выраженные в современной рельефе, то они обычно маркируют структурные поднятия долаовой поверхности. С увеличением уклона перекрестные системы разрывов обычно сменяются дуговидными и потоковидными структурами.

Все эти особенности могли возникнуть в результате действия одного из двух механизмов: подкорковых астеносферных течений, увлекающих блоки коры, или же гравитационного скольжения и смятия этих блоков.

Оба механизма обеспечиваются *PT*-условиями в недрах Венеры. При температуре на поверхности 480° и давлении атмосферы, соответствующем давлению столба пород всего 300 м, температура плавления базальтов будет достигаться ближе к поверхности, чем на Земле. При среднем градиенте 20° С/км плавление начнется на глубине 35—40 км, при 30° С/км — на 20—25 км, а при «геосинклинальных» температурах регионального метаморфизма [2] — всего на 10 км, и ниже этой границы можно ожидать возникновения астеносферной конвекции. Прочность коры, особенно ее нижней части, должна существенно снизиться за счет усиленного прогрева, и блоки такой коры, имея в основании смазочную зону частичного плавления, вероятно, смогут скользить и деформироваться по типу гравитационных надвигов.

В пользу гипотезы астеносферных течений говорит преимущественная приуроченность паркета к областям пологих поднятий. Чисто изостатическая поддержка таких поднятий в условиях Венеры выглядит маловероятной из-за слишком глубокого уровня компенсации, требующегося по геофизическим данным [18]: предполагается, что они, как и крупные вулканы Бета, Белл и Ульфрун, поддерживаются динамически восходящими мантийными струями («плюмами»). Но если на этих вулканах теплоотдача осуществляется и кондуктивно, и путем лавовых излияний, то на поднятиях с паркетом — в основном за счет усиления теплового потока через утоньшенную на значительных площадях кору. Такие структуры, как лавовые мульды и подплавленная зона юго-запада Теллуры, позволяют предполагать, что местами восходящие струи настолько разогревали кору, что проплавливали ее почти до поверхности.

Локальными оползаниями трудно также объяснить возникновение таких региональных структур, как рифтовая зона длиной 900 км, пересекающая Северный паркет, и трог в тыловой части Тефии протяженностью 1300 км.

Наконец, в областях Северного и Южного паркета, Тефии и района между областями Метиды и Ульфрун массы двигались преимущественно



но на восток, и не расползались во все стороны от максимального под-  
нятия. Поток в центральной части Северного паркета движется на во-  
сток поперек регионального уклона. Это согласуется с преобладающими  
субмеридиональными и северо-восточными ориентировками поясов ли-  
нейных дислокаций области Атланты и более восточных, которые, воз-  
можно, возникли как реакция на давление в восточном направлении  
крупной плиты Атланты. Можно высказать предположение, что эти  
восточные ориентировки созданы приливным торможением. В фигуре  
Венеры сохранились следы ее более быстрого вращения в прошлом [7],  
а сейчас ее вращение стабилизировалось в резонансном относительно  
Солнца и Земли состоянии; поскольку планета вращается в западном  
направлении, то приливные силы должны были увлекать оболочку на  
восток. Возможно, что из-за этого и восходящие ветви астеносферных  
потоков отклонялись и растекались преимущественно на восток.

Однако в пользу гравитационного скольжения говорят такие факты,  
как смена сети сопряженных разрывов на пологих участках структурами  
течения на более крутых склонах, появление здесь же пластин с тыло-  
выми трещинами отрыва, циркообразные ограничения некоторых не-  
больших пластин, а также небольшая ширина (до 100—200 км) сосед-  
них потоков, движущихся дифференцированно, — вряд ли астеносферный  
поток может разбиваться на такие узкие струи или создать среди нена-  
рушенной местности такую вытянутую структуру, как паркет Тефии.  
Несовпадения направления смещений с современными уклонами можно  
объяснить позднейшими перекосами поверхности: так, северная окраи-  
на Северного паркета после его формирования была перекрыта лавами  
равнины, т. е. погружена.

С позиций астеносферных течений труднее всего объяснить надви-  
гание фронтальных частей потоков паркета на прилегающую местность  
в районах Южного паркета и Тефии, где такое надвигание достигает  
40—180 км при очень малом уклоне.

На Земле гравитационные покровы смещаются по склонам в первые  
градусы, и только иногда их фронтальные части могут преодолевать  
небольшие обратные склоны под напором тыловых масс и под весом  
вышележащих толщ. Кроме того, в их подошве обычно есть смазочный  
горизонт с эвапоритами, глинами, с поровыми жидкостями [4, 8, 12]  
и др. На Венере нет воды и не видно следов эрозии, а значит, нет сколь-  
ко-нибудь значимых осадочных отложений с их потенциальными сма-  
зочными горизонтами, а уклоны составляют доли градуса. Поэтому  
скольжение или течение поверхностного материала может обеспечивать-  
ся только его разогревом до достаточно пластического состояния.

Естественно, возникает вопрос: насколько надо разогреть эти мас-  
сы, с какой скоростью они могут двигаться и как долго? Но реология  
пород при субсолидусных температурах и низких давлениях изучена  
плохо. С приближением к точке плавления и особенно с появлением  
первых порций расплава в породе вязкость начинает меняться очень  
резко (также резко меняется вязкость льда с приближением к точке  
таяния). Вязкость зависит также от небольших примесей летучих, на-  
пример углекислоты, содержание которой в коре неизвестно. Кроме  
того, реология небольших лабораторных образцов лишь частично отра-  
жает реологию крупных объемов пород, в которых большую роль играет  
дробление и дифференциальное перемещение небольших блоков, что  
резко понижает прочность всего объема породы в целом [12], так же  
как изучение пластических свойств однородного образца льда в лабо-  
ратории не позволит вычислить скорость катастрофической подвижки  
глетчера.

Поэтому была сделана попытка оценить время жизни потока по ско-  
рости его остывания, для того лишь, чтобы получить хотя бы представ-  
ление о порядке величин. Были приняты следующие допущения. Течение  
в верхних слоях земной астеносферы, по мнению многих, начинается,  
когда в породе образуется 1% капель расплава. Это происходит при  
небольшой добавке углекислоты при 1100° С [7]. Допустим, что потоки

Тефии с их средней мощностью 1 км содержали 1% расплава базальтового состава на весь объем (это средняя величина, а в подошве расплава, вероятно, было больше, и он образовывал там смазочный горизонт). Для того чтобы остановить движение, надо закристаллизовать этот расплав и понизить температуру всего объема, скажем, на 100°.

Если для течения разогретого материала нужно большее содержание расплава, то его кристаллизация займет больше времени, т. е. мы оцениваем только минимальное время остывания, и то же можно сказать, если для отверждения потока надо охладить его не на 100°, а больше. (В реальных условиях остывание будет идти дольше за счет подпитки теплом, поступающим снизу в подошву потока.) Принимая теплоту кристаллизации 100 кал/г, удельную теплоемкость 0,39 г/град и коэффициент теплопроводности  $5 \cdot 10^{-3}$  кал/см $\cdot$ с $\cdot$ град [10], а температуру в подошве потока 1100 и на поверхности 460—480°С, получаем, что такой поток будет остывать до остановки за время порядка 300 лет. Если его языки за это время продвинулись на расстояние 40—180 км, то скорость их перемещения составляла 130—600 м в год.

Это на 3—4 порядка больше скорости перемещения земных гравитационных покровов, но близко к скоростям земных ледников: в Антарктиде, например, малоподвижные береговые льды движутся со скоростью 100 м/год, а языки выводных ледников — 600 м/год [9].

Таким образом, допустимо, что кора Венеры может местами прогреваться до такого состояния, что крупные массы вещества начинают вести себя, как ледники, соскальзывая и стекая по пологим склонам, преодолевая небольшие препятствия и образуя структуры, похожие на ледниковые. До сих пор таких явлений на планетах солнечной системы не наблюдалось.

Механизм астеносферных струй, создающих сводовые поднятия, горизонтальные напряжения в коре и ее прогрев, и механизм термически-гравитационного растекания коры с этих поднятий не являются альтернативами, поскольку в условиях Венеры второе представляется логическим следствием первого. Не являются они и единственными тектоническими механизмами, действующими на Венере, и их роль в общей тектонической картине нуждается в дальнейшем изучении. Здесь можно высказать лишь некоторые соображения по этому поводу.

## МЕСТО ПАРКЕТА В ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТИНЕ

Один из основных вопросов тектоники Венеры, обсуждавшихся в последние годы, сводится к следующему: работает ли на Венере плейт-тектоника? С одной стороны, некоторые данные указывали на существование на Венере этого процесса, хотя и в ограниченных масштабах [16, 17], но в то же время расчеты показывали, что при современном состоянии литосферы Венеры субдукция земного типа на ней невозможна [13, 18]. Разрешение имевшихся изображений не позволяло сделать однозначного выбора: если удалить воду из земных океанов и трансформировать рельеф их дна так, чтобы скомпенсировать это удаление, а затем сфотографировать с разрешением изображений «Пионер-Венеры», то срединно-океанические хребты и системы островных дуг почти перестают различаться [18].

Теперь мы можем сказать определенно, что на заснятой территории нет признаков плейт-тектоники земного типа: ни глобальных хребтов с рифтами, ни структур зон субдукции. Вместо этого на поверхности Венеры широко представлены следующие образования. 1. Гигантские шитовые вулканы, насаженные на сводовые поднятия, сопоставимые по размерам с Исландией или Гавайским сводом (сейчас трудно определить, какая часть объема этих поднятий создана накоплением дав). 2. Кольцевые вулcano-тектонические сооружения (овоиды) поперечником в сотни километров. 3. Области распространения паркета. Отдельные поля паркета, включая перекрытые лавами участки, занимают площади по 0,5—1,5 млн. км<sup>2</sup>, а поднятые блоки Теллуры, Северного и

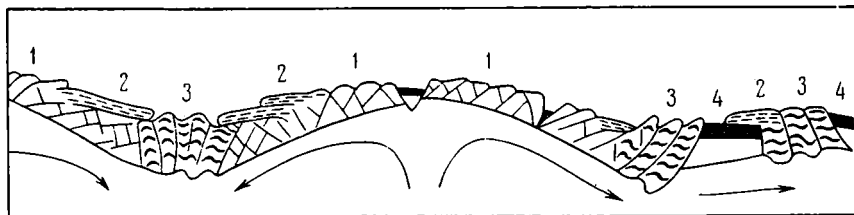


Рис. 8. Соотношения областей паркета с их обрамлением  
 1 — паркет с сопряженными разрывами, 2 — термически-гравитационные оползания, 3 — пояса линейных дислокаций, 4 — равнинные лавы на стабильных блоках; стрелками показано движение астеносферных струй

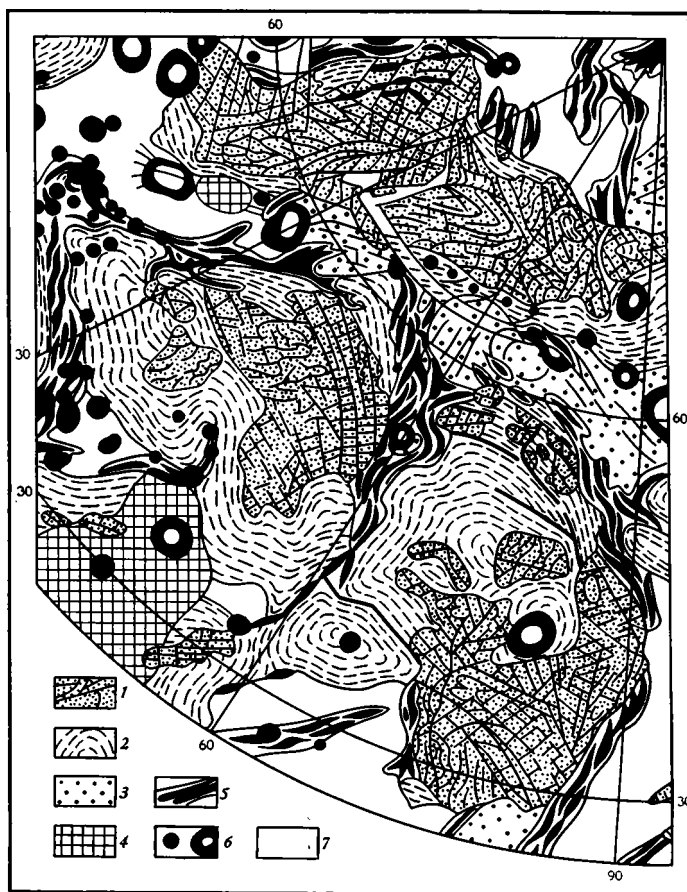


Рис. 9. Структурная схема блоков Северного и Южного паркета Земли Иштар и Теллуры

1 — структуры паркета на поверхности, 2 — предполагаемое распространение структур паркета, перекрытых лавами, 3 — стабильные блоки, 4 — вулcano-тектонические поднятия, 5 — пояса линейных дислокаций, 6 — кольцевые структуры — «пауки» и овоиды, 7 — лавовые поля с неясной структурой

Южного паркетов, также включая их предполагаемое распространение под лавами, занимают примерно по 4 млн. км<sup>2</sup>.

Все эти структуры возникли скорее всего над восходящими астеносферными струями («плюмами»), прогревавшими, приподнимавшими и иногда прорывавшими литосферу, а тип структуры, видимо, зависит от размеров и режима струи и от мощности литосферы (рис. 8). Из-за огромных размеров эти области трудно назвать горячими точками, но очевидно, что такие струи должны были служить одним из основных механизмов теплоотдачи, существенно увеличенной в областях паркета, где литосфера была тоньше, а температурный градиент больше. Воз-

можно, именно из-за малой мощности литосферы эти струи не объединялись едиными системами рифтов, раскалывающих литосферу на плиты, а проплавливали ее каждая на своем участке. Впрочем, возможно, что элементы такой объединяющей рифтовой системы существуют на экваториальном «континенте» Венеры — Земля Афродиты [19].

На рис. 9 показана упрощенная структурная схема трех основных областей паркета и их окружения. Распространение паркета под лавами прослеживается в основном по характерной крупномасштабной полигональности лавовых полей или по их «увалисто-морщинистой» поверхности. Поэтому картина достаточно гипотетична в деталях: области первичного распространения паркета могут занимать меньшую площадь и иметь более прихотливые очертания. Однако в целом на схеме видна общая структура региона: три крупных блока паркета, обрамленные или разделенные на стыках линейными поясами складчатых дислокаций или относительно бесструктурными мелкими блоками. К этим же межпаркетным зонам приурочены кольцевые структуры с поперечниками от десятков до сотен километров: вероятно, часть их образовалась по древнейшим ударным кратерам, реликты которых сохранились в структуре подлавого фундамента, тогда как на мобильном паркете эти кратеры уничтожены. Во всяком случае по структуре блоки паркета весьма отличаются от межпаркетных зон и по отношению к ним ведут себя как цельные самостоятельные единицы — некие микроплиты, хотя внутри этих блоков идет активная структурная переработка.

Если сравнивать Венеру с Землей, то она, конечно, ближе не к современной Земле, а к архейской. Из-за повышенного теплового потока (обусловленного в основном большим содержанием радионуклидов) литосфера Земли в архее была тоньше, порядка 10—20 км, и, видимо, пластичнее; она делилась на мелкие «протократоны» [3, 11, 14]. При этом тепловой поток резко менялся на небольших расстояниях [14] и, вероятно, существовали долгоживущие восходящие мантийные струи, вокруг которых наращивались ядра будущих щитов — Канадского, Африканского и др. [6], тогда как в более спокойных зонах могли существовать крупные округлые отрицательные структуры [5]; зеленокаменные пояса не испытали ни глубокого захоронения, ни высокого топографического воздымания [11]. Все это напоминает Венеру с ее структурными поднятиями над постулируемыми струями и пассивными промежуточными зонами; в каком-то смысле паркет занимает здесь место срединно-океанических хребтов.

В заключение хочется отметить, что концепция плейт-тектоники была разработана на материале Земли и именно для Земли, для объяснения ее современной тектоники, и поиски точно такого же механизма на других планетах не обязательно должны были привести к успеху. Возможно, аналоги венерианской тектоники скрыты в ранней истории Земли, но возможно, что оболочка Венеры с самого начала развивалась несколько иначе, и в отношении Венеры следует говорить не о плейт-тектонике, а о плюм-тектонике.

#### Литература

1. Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л. и др. Геолого-морфологическая характеристика северного полушария Венеры. — Геотектоника, 1986, № 4, с. 4—25.
2. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
3. Берк К., Дьюк Дж. Ф., Кидд У. С. Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 123—143.
4. Виле Г. Структура и тектоническая история гор Уошито, Арканзас. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 356—372.
5. Глуховский М. В., Моралев В. М., Кузьмин М. Н. Тектоника и петрогенезис протократонского комплекса Алданского щита в связи с проблемой офиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103—117.
6. Гудвин А. М. Гигантская метеоритная бомбардировка и развитие континентальной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 87—107.
7. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 415 с.
8. Лемуан М. О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 207—222.

9. Лосев К. С. Антарктический ледниковый покров. М.: Наука. 159 с.
10. Френкель М. Я., Забалуева Е. В. Затвердевание эффузивного расплава на Венере и Земле.— Геохимия, 1983, № 9, с. 1275—1279.
11. Шоу Д. М. Развитие ранней континентальной земной коры. Часть 2. Доархейская, протоархейская и более поздние эры.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 40—62.
12. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 215 с.
13. Andersen D. L. Plate tectonics on Venus.— Geophys. Res. Lett., 1981, № 4, p. 309—311.
14. Engel A. E. J., Itson S. P., Engel C. G. et al. Crustal evolution and global tectonics: petrogenetic view.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 6, p. 843—858.
15. Harris S. A., The aureole of Olympus Mons on Mars.— J. Geophys. Res., 1977, v. 82, № 20, p. 3099—3108.
16. Head J. W., Solomon S. C. Tectonic evolution of the terrestrial planets.— Science, 1981, v. 213, p. 62—76.
17. Jangle P., Jannsen D. Tectonics of the southern escarpment of Ishtar Terra on Venus from observations of morphology and gravity.— Earth, Moon and planets, 1984, v. 31, p. 141—155.
18. Phillips R. J., Malin M. C. Tectonics of Venus.— Annual Rev. Earth and Planet. Sci. Palo Alto, Calif., 1984, v. 12, p. 411—443.
19. Schaber G. G. Venus: limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness.— Geophys. Res. Lett., 1982, v. 9, p. 499—502.
20. Solomon S. C., Head J. W. Venus banded terrain: tectonic models for band formation and their relationship to lithospheric thermal structure.— J. Geophys. Res., 1984, v. 89, № B8, p. 6885—6897.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
10.XI.1985

УДК 551.24+523.4.42

МАРКОВ М. С.

## СТРУКТУРНЫЕ АНСАМБЛИ СЕВЕРНОГО ПОЯСА ДЕФОРМАЦИЙ НА ВЕНЕРЕ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрены структурные ансамбли в северном поясе деформаций Венеры, изученные по данным радиолокационной съемки аппаратами «Венера-15 и -16». Показано, что они состоят из зон сжатия, ориентированных субмеридионально, зон сдвига, простирающихся в субширотном направлении, и отдельных слабдеформированных блоков. Высказано предположение, что формирование этих структур связано с горизонтальными движениями в мантии в субширотном направлении.

### ВВЕДЕНИЕ

В статье, посвященной геолого-морфологическому описанию северной области Венеры, отмечалось, что из-за малой роли экзогенных процессов на поверхности Венеры особенности ее рельефа могут быть обусловлены тектоническими или вулканическими процессами, происходящими на этой планете [1].

При малой роли экзогенных процессов все изменения рельефа могут быть связаны с изостатической компенсацией или его расплыванием, если кора Венеры тонка и обладает меньшей вязкостью (за счет высокой температуры поверхности), чем земная кора. Однако наши знания о прочностных свойствах коры, ее мощности и тепловом потоке практически не выходят за рамки предположений. Поэтому в данной статье будут рассмотрены в основном морфология структур и их пространственные сочетания (структурные ансамбли), которые, как нам кажется, позволяют восстановить условия их формирования.

В коллективной статье, публикуемой в начале этого номера журнала, уже упоминалось о том, что на Венере существует субширотная зональность в распределении наиболее крупных форм рельефа.

Полярный регион сложен преимущественно равнинами, осложненными отдельными линейными хребтами.

К югу от него располагаются горные массивы Земли Иштар и продолжающие их на восток и юго-восток системы поднятий Тефии, Теллуры и др.

Южнее них вновь располагается зона пониженных участков рельефа, в составе которой выделяются равнины Гиневры, Седны, Леды, Ниобы и Аталанты.

Происхождение равнинных зон практически ни у кого не вызывает сомнений. Это крупные опускания, заполненные лавовыми излияниями. Состав лав скорее всего базальтовый, что вытекает из данных, полученных станциями «Венеры-8, 9, 10», а также из характера дешифрируемых на радиолокационных изображениях «Венера-15, -16» отдельных лавовых потоков. Эти крупные области развития вулканических депрессий по многим особенностям своего строения напоминают «морские» депрессии Луны, Марса и Меркурия. Они разделены поясом очень сложного гористого рельефа, представляющего собой результат проявления очень напряженных деформаций, проявление которых и составляет уникальную особенность строения Венеры по сравнению с Луной, Марсом и Меркурием и делает похожей ее на тектонически активную Землю.

Особенностям строения этого пояса деформаций и будет посвящена настоящая статья.

## ТИПЫ СТРУКТУР ПОЯСА ДЕФОРМАЦИИ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ВЕНЕРЫ

**Структуры сжатия.** Эти структуры на Венере наиболее четко представлены в горах Акны и Максвелл и выражены в виде системы линейных протяженных хребтов и разделяющих их долин, окаймляющих с запада и востока плато Лакшми.

*Горы Акны* имеют высоту около 7 км от среднего радиуса Венеры и возвышаются на 4,5—5 км над поверхностью равнины, расположенной к северо-западу от них (между областью Метиды и Землей Иштар) и на 2—3 км над плато Лакшми. Они построены асимметрично, наиболее поднятые участки расположены на юго-востоке горного массива, относительно круто обрываясь в сторону плато Лакшми, в то время как в северо-западном направлении массив гор Акны погружается более полого (см. рис. 10 в коллективной статье в данном журнале).

На радиолокационных изображениях АМС «Венера-15, -16» видно, что горы Акны не представляют собой единого горного массива, а состоят из серии хребтов и долин, вытянутых параллельно друг другу и контакту с плато Лакшми. Длина хребтов достигает 300 км, ширина в среднем составляет 50 км. Они асимметричны — их крутые и более короткие склоны обращены к плато Лакшми. Иногда хребты кулисообразно соединяются. Наиболее четко такое строение гор Акны обнаруживается в пограничной с плато Лакшми в зоне и в северо-западной части горного массива. Этот рельеф гор Акны несомненно имеет тектоническое происхождение, а системы параллельных хребтов могут представлять собой либо опрокинутые крупные складки, либо систему тектонических чешуй, которые могли образоваться только в обстановке субширотного сжатия.

По мере удаления от плато Лакшми характерный структурный рисунок гор Акны меняется. Четко выраженные и протяженные хребты север — северо-восточного простирания нарушаются крупными разломами северо-западного простирания, выраженными в рельефе протяженными (до 700—800 км) узкими (10—15 км) долинами. Соединение этих разрывов с хребтами север — северо-восточного простирания различное. Местами (особенно вдоль западного края горного массива Акны) они почти до неузнаваемости перерабатывают систему север — северо-восточных хребтов. И структурный рисунок этой зоны становится иным, что детально будет рассмотрено ниже. По мере движения в сторону плато Лакшми видно, что система разрывов северо-западного простирания рассекает линейные хребты гор Акны, которые местами смещаются вдоль зон разломом, а иногда образуют S-образные изгибы (см. рис. 10 в коллективной статье).

Еще далее к востоку система северо-западных разрывов местами заканчивается мелкими трещинами, нарушающими север — северо-восточные хребты гор Акны без видимых смещений, а местами северо-западные разрывы изгибаются и переходят в долины, параллельные хребтам гор Акны. Все это свидетельствует с нашей точки зрения об одновозрастности формирования север — северо-восточных тектонических чешуй (или складок) и системы северо-западных разрывов.

*Горы Максвелл* располагаются вдоль восточного обрамления плато Лакшми. В их пределах распространены наиболее крупные высоты Венеры, достигающие 11 км над средним радиусом планеты. Они достаточно круто обрываются к западу, возвышаясь над плато Лакшми на 5—6 км и более полого к востоку, переходя в гористый рельеф восточной части Земли Иштар. На радарных изображениях этого района Венеры видно, что горы Максвелл, так же как и горы Акны, состоят из системы параллельных хребтов и долин, четко вытянутых вдоль восточного обрамления плато Лакшми (см. рис. 9 и 11 в коллективной статье).

Вдоль самой границы с плато расположен блок очень узких (2—3 км) хребтов и разделяющих их долин. Ширина этой зоны около 40—50 км. Она более широкая на юге и сходит на нет к северу. При анализе изо-

бражений создается впечатление, что этот блок представляет собой деформированные отложения плато Лакшми. Далее на востоке расположен собственно массив гор Максвелл, который состоит из системы параллельных хребтов и долин. Наиболее крупные из них имеют ширину около 10—15 и протяженность 300—500 км. Они асимметричны — их западные склоны более крутые, чем восточные. Общая ширина этой зоны протяженных хребтов и долин достигает 150 км. Они слагают наиболее возвышенные части гор Максвелл. На восточной части этой зоны располагается крупный кратер — патера Клеопатры. Вблизи него на расстоянии от 50 до 150—200 км линейно-гористый рельеф гор Максвелл выражен менее четко, так как он перекрыт выбросами из патеры Клеопатры. Далее на восток строение горного массива Земли Иштар сильно меняется за счет нарушения линейных хребтов и долин системами косых разломов.

Несомненно, что происхождение рельефа гор Максвелл тектоническое и принципиально сходно со структурами, рассмотренными ранее в горах Акны. Это либо опрокинутые складки, либо тектонические чешуи, наклоненные к востоку.

В других местах Земли Иштар также обнаруживаются структуры сжатия, морфология структур которых отличается от структур гор Акны и Максвелл. В ряде мест восточная часть Земли Иштар рассечена субмеридиональными, изгибающимися по простиранию долинами, ширина которых достигает 10—15 км. Долины разделяют этот регион на отдельные блоки, внутри которых имеются свои, несколько отличные от смежных блоков, структурные рисунки. Вероятно, эти формы рельефа отвечают зонам надвигов или пологих взбросов. Таким образом, в субширотном поле тектонических деформаций, простирающемся от областей Метиды и Мнемосины через Землю Иштар к области Тефии и Теллуры, отчетливо выявляются структуры сжатия, имеющие субмеридиональные простирания.

**Структуры сдвига.** Структуры этого типа наиболее широко распространены в пределах рассматриваемого субширотного пояса тектонических деформаций и в разных частях его выражены по-разному.

**В северо-западном окончании гор Акны** это системы узких протяженных блоков. Ширина их достигает 70—100 км, длина несколько сот километров. Они разделены узкими протяженными долинами, ширина которых достигает 10—15 км, которые несомненно представляют собой разломы. Блоки возвышаются над разделяющими их долинами на высоту около 500 м. Внутри каждого из блоков имеются свои структурно-морфологические элементы. Это, как правило, системы относительно непротяженных хребтов и ложбин, которые иногда бывают ориентированы параллельно крупным долинам-разломам, иногда простираются перпендикулярно к ним, а в ряде мест бывают S-образно изогнуты, как это наблюдается на Земле в зонах сдвиговых деформаций.

В ряде случаев можно предполагать наличие горизонтальных движений и по смещению вдоль зон разрывов простирающихся перпендикулярно к ним хребтов.

Часть этой системы деформации, подходя к горам Акны, затухает, сменяясь мелкими системами разрывов и образуя структуры типа «конского хвоста». Другие зоны сдвигов, постепенно изгибаясь, переходят в системы надвигов и чешуй субмеридионального простирания. Именно с этим разворотом, видимо, связано образование складок с вертикальными или крутыми шарнирами в северо-западной части гор Акны.

Самые южные из зон сдвигов скорее всего продолжаются в уступы Весты и Ут, ограничивающие с юга плато Лакшми. Местами они перекрыты отложениями вулканических равнин и следятся лишь в виде зон неясно выраженных линеаментов.

*Уступ Ут* представляет собой по существу такой линеамент, северное крыло которого приподнято над южным на 1,5—1 км.

Более отчетливо дешифрируются структуры вдоль *уступа Весты*. В пределах этой зоны отчетливо дешифрируются системы сближенных



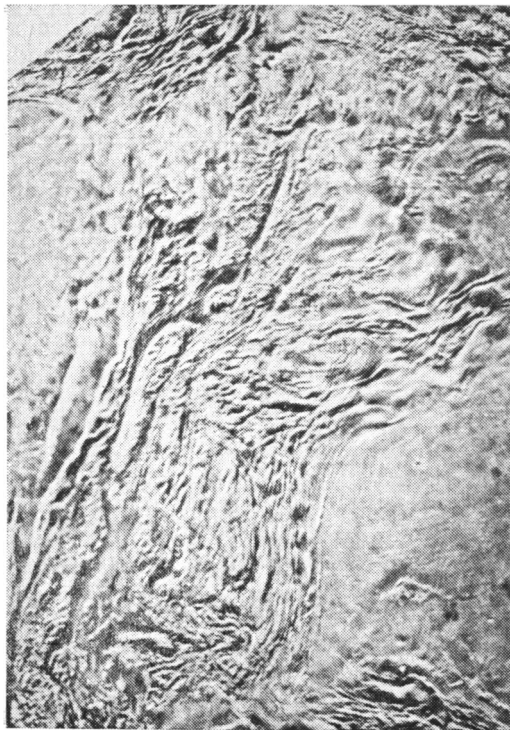


Рис. 1. Северное и северо-восточное обрамление плато Лакшми

разломов северо-запад — юго-восточного простирания, между которыми располагаются отдельные хребты, ориентированные, как правило, параллельно разломам, либо кулисообразно примыкающие к ним. Общая ширина этой зоны не превышает 50 км. Примерно на меридиане  $320^\circ$  система разломов плато Веста несколько меняет свое простирание, отгибаясь к северу, ограничивая плато Лакшми с юго-востока.

Несколько иная картина наблюдается вдоль северного окончания плато Лакшми в пределах *гор Фрей* и их северных склонов. По морфологии рельефа горы Фрей распадаются на две части (рис. 1).

Первая из них соответствует северной половине гор Фрей. Здесь отчетливо видно, что она отделяется от полярной равнины крутым дугообразным уступом, простирающимся на расстояние около 1500 км. К югу от этого уступа северная часть гор Фрей состоит из отдельных горных массивов, вытянутых параллельно нему. Иногда, преимущественно в западной части гор, массивы имеют изометричную угловатую форму. Их ширина варьирует от 50 до 100 км. Длина колеблется от 1000 до 500 км. Они разделены сравнительно широкими долинами, максимальная ширина которых достигает 50 км.

Внутреннее строение массивов различно. Иногда они состоят из систем мелких хребтов, вытянутых параллельно простиранию долин. Чаще же в пределах массивов дешифрируется своя собственная структура, состоящая из отдельных мелких хребтов и разделяющих их долин, ориентированных поперек простиранию массива, а иногда S-образно изогнутых вблизи его краев. В некоторых массивах видно, как сложно сочетаются параллельные и косые к его простиранию хребты и долины.

В пределах основных долин, расчленяющих северную часть гор Фрей на отдельные массивы, также расшифровывается свой рельеф, состоящий из узких протяженных хребтиков и долин и создающий линейно-полосчатый рисунок. Такие структуры на снимках Земли иногда отчетливо дешифрируются вдоль крупных зон смятия и милонитизации. Долины иногда соединяются друг с другом и расположенные между соеди-

няющимися долинами горные массивы напоминают в макромасштабе будины в метаморфических комплексах Земли.

На восток — юго-восточном окончании гор Фрей часть долин меняет свое простираие и переходит в систему субмеридиональных нарушений. Структурный рисунок местности сразу же меняется. Здесь появляются системы вытянутых асимметричных хребтов, напоминающих по своему строению структуры сжатия в горах Акны и Максвелла.

Иной структурный рисунок характерен для южной половины гор Фрей. Здесь развита система узких (5—10 км шириной) хребтов и разделяющих их долин. Длина отдельных хребтов несколько сот километров. На первый взгляд эти структуры напоминают структуры гор Акны и Максвелла. Однако при внимательном изучении видно, что они имеют и существенные отличия. В ряде мест они построены симметрично. В отдельных случаях удается наблюдать, что их крутые склоны обращены к плато Лакшми, тогда как в других эта асимметрия оказывается обратной. В отдельных местах среди этих узких и не очень высоких хребтов сохраняются отдельные вытянутые вершины, видимо, представляющие собой реликты каких-то более древних структур.

Запад — северо-западная часть гор Фрей состоит из языковидного горного массива, структуры которого явно перекрывают субширотные хребты и долины южной части гор Фрей. Такие структурные формы известны и вдоль южного края уступа Весты и, возможно, представляют собой гравитационные покровы.

Иной структурный рисунок характерен для восточной половины Земли Иштар, для области Тефии и Теллуры.

К востоку от гор Максвелла идет постепенное понижение рельефа к восточной половине Земли Иштар (см. рис. 13, 14 в коллективной статье), которую предложено называть *Тессера Фортуна* (см. статью А. Т. Базилевского в настоящем номере). При этом примерно в 150—160 км от центральной части гор Максвелл система меридиональных хребтов и долин начинает существенно меняться. На геоморфологически выраженную систему меридиональных хребтов и долин накладывается дополнительная система, связанная с появлением долин двух простираий: северо-восток — юго-западного и северо-запад — юго-восточного. Последняя представляет собой продолжение разломов северной части гор Фрей. Вблизи от гор Максвелла среди этого рельефа еще читаются реликтовые меридиональные простираия хребтов. Но уже примерно в 150—200 км от гор Максвелл эти реликты почти полностью исчезают и далее на расстоянии 1500 км вся восточная часть Земли Иштар представляет собой очень сложное сочетание узких разноориентированных, частью дугообразных долин и отдельных полигональных и ромбовидных хребтов, получившее условное наименование «паркет» и детально рассмотренное в статье А. Л. Суханова в настоящем журнале. Эти разноориентированные долины пересекаются под углами 50° и менее. Среди этого сложного орнамента хребтов и долин встречаются отдельные более ровные участки, которые также вытянуты по простираию преобладающих систем ориентировки разломов. Возможно, что ранее они представляли собой деформированные днища кратеров или участки небольших равнин.

Кроме того, вся поверхность восточной части Земли Иштар распадается на отдельные более крупные блоки, отделенные друг от друга дугообразными системами более крупных долин (скорее всего надвигов), выпуклых в восточном направлении. В пределах каждого из этих блоков ориентировка мелких долин и хребтов и углы, под которыми соединяются разноориентированные долины, несколько отличаются.

С севера и юга восточная часть Земли Иштар обрамляется вулканическими равнинами. На юге в нескольких участках хорошо видно, что лавы перекрывают структуры «паркета». Однако на севере равнинные лавы пересечены субмеридиональным поясом линейных дислокаций, а этот вал в свою очередь скрывается под «паркетом». Таким образом,

возрастные соотношения структур Земли Иштар с комплексами пород равнин различные.

В восточной половине Земли Иштар складчатые деформации разделяются на две ветви. Одна из них протягивается в субширотном направлении в район области Тефии. Другая приобретает юго-восточное простирание и следует к области Теллуры.

*Область Тефии* представляет собой возвышенную область, образованную структурами, состоящими из линейных блоков, вытянутых в восток — юго-восточном направлении (рис. 15 в коллективной статье). Отдельные блоки, разделенные долинами, возвышаются на 800—1500 м. Ширина их достигает 50—100, длина 200—400 км. Блоки кулисообразно подставляют друг друга, при этом более восточные из них продвинуты дальше всего к юго-востоку. Поверхность отдельных блоков рассечена более мелкими и чаще всего поперечными долинами (разрывами). Местами эти структуры S-образно изгибаются. Разломы, приуроченные к этим долинам, скорее всего падают на северо-запад. В тыловой части Области Тефии расположена крупная субширотная депрессия.

Весь рисунок говорит о движении блоков в юго-восточном направлении вдоль зон сдвигов.

Вдоль восточного края Области Тефии видно, что фронтальные части блоков надвигаются на прилегающую равнину, хотя в других местах отчетливо выявляется перекрытие структур Тефии молодыми лавами.

Далее на восток эти структуры затухают среди вулканических пород равнин Аталанты, хотя в ее пределах иногда дешифрируются отдельные запад — северо-западные трещины и иногда встречаются отдельные поднятые участки со структурами «паркета». Не исключено, что эта зона здесь в основном перекрыта вулканическими потоками равнины.

Другая часть этого пояса деформаций простирается на северо-запад — юго-восток от юго — юго-восточного края Земли Иштар в область Теллуры.

*Юго-восточное обрамление Земли Иштар (южный «паркет»)* (рис. 14 в коллективной статье). Этот район от 47 до 63°, от 54 до 52° с. ш. занимает отдельную возвышенность, располагающуюся к юг — юго-востоку от восточного окончания Земли Иштар, располагаясь между ней и равниной Леды. Максимальные высоты здесь достигают 4 км, при этом область максимальных высот сдвинута к северо-восточному окончанию возвышенности. От земли Иштар она отделена неглубокой впадиной, дно которой располагается на высотах около 2 км. В сторону равнины Леды идет очень пологий склон, постепенно снижающийся до 0 км на расстоянии около 1500 км. Эта область состоит из сложного сочетания хребтов и долин. Она рассечена сравнительно узкими (ширина 15—25, редко до 100 км) долинами запад — северо-западного направления. Наиболее протяженная из них, расположенная примерно в центральной части возвышенности, протягивается на 1500 км. Протяженность других долин меньшая, но не менее нескольких сот километров.

В запад — северо-западном окончании долины часто расширяются, заканчиваясь очень характерными каплевидными впадинами. В восток — юго-восточном направлении происходит постепенное сужение долин, а некоторые из них постепенно исчезают, переходя в узкие трещины. В результате вся возвышенность (особенно ее северная половина) оказывается разбитой на длинные блоки, ширина которых колеблется от 250—300 на северо-западе и 40—100 км на юго-востоке. Эти блоки не монолитны. Они представляют собой сложное сочетание более мелких хребтов и долин. В запад — северо-западной части возвышенности хребты и второстепенные долины образуют сложный узор. Часто они S-образно изогнуты между двумя крупными долинами, часто вытянуты параллельно с их простиранием. Расстояние между отдельными хребтами здесь колеблется от 10 до 15 км.

Мелкие хребты и долины ориентированы обычно перпендикулярно к простиранию крупных долин. При движении в восток — юго-восточном

направлении расстояние между хребтами уменьшается, а долины все более и более сужаются.

Несколько иначе устроена южная половина возвышенности. В ее юго-восточной части, так же как и северной, развита система хребтов и борозд, нормальных к простираению крупных долин. В юго-западном углу простираение хребтов и долин становится неупорядоченным и исчезают крупные долины запад — северо-западного простираения. На юге эта возвышенность постепенно перекрывается отложениями вулканических равнин. На западе и севере к ним близко подходят линейные пояса, однако между ними располагаются узкие впадины, выполненные отложениями вулканических равнин.

На востоке они непосредственно контактируют со структурами линейного пояса, которые служат границами распространения «паркета».

*Область Теллуры* представляет собой слегка вытянутую в меридиональном направлении возвышенность, расположенную между равнинами Леды и Ниобы (рис. 16 в коллективной статье). Высота ее достигает 3,5 км. Вся поверхность ее осложнена различно простирающимися небольшими хребтами и долинами, среди которых выделяется несколько основных направлений.

В западной и восточной частях возвышенности прослеживаются крупные долины, простирающиеся в северо-западном и северо-восточном направлениях. Они несомненно связаны с крупными разломами.

Пространство между ними состоит из мелких блоков, ориентированных параллельно этим крупным разрывам. По периферии области Теллуры эта ортогональная сеть блоков нарушается и структурный рисунок становится менее упорядоченным.

Вдоль западного и восточного склонов возвышенности проходят извилистые субмеридиональные зоны разрывов, которые скорее всего являются надвигами.

В юго-западной части Теллуры расположены отдельные впадины (поперечником до 30—150 км), заполненные лавами.

Таким образом, поле разрывно-складчатых деформаций на Венере локализуется в пределах единого пояса, протягивающегося от области Метиды до равнины Аталанты на расстояние около 1300—1500 км. Местами он разветвляется, и отдельные зоны деформаций разделены монолитными блоками, которые слабо деформированы и в пределах которых дешифрируются лишь отдельные разрывы. Наиболее крупным из таких блоков («микроконтинентов») является *плато Лакшми*.

Оно представляет собой обширную высокогорную равнину между 58 и 75° с. ш. и 310 и 355° з. д., окруженную со всех сторон поясом горных сооружений. Основная часть плато Лакшми имеет в плане форму шестиугольника поперечником около 1200 км с трапециевидным выступом на севере, и лишь на востоке вплоть до подножия гор Максвелла плато продолжается в виде «залива» длиной 600 и шириной 400 км. Ровная поверхность плато имеет высоты 4—4,5 км над средним радиусом и осложнена рядом структур меньшего размера (см. рис. 8 в коллективной статье).

К ним относится депрессия Колетт, располагающаяся в западной половине плато. В плане она представляет форму овала размером 130 × 80 км, вытянутого в меридиональном направлении. Глубина депрессии около 2 км. Она имеет плоское или слегка выпуклое днище и террасированные внутренние склоны. Юго-восточнее депрессии видна система гряд и борозд, протягивающихся на расстоянии около 50 км, концентричных структур Колетт. В окрестностях Колетт на расстоянии до 250 км прослеживаются узкие (15—20 км) полосы более светлой поверхности, которые в плане похожи на потоки жидких лав. Они ориентированы в основном радиально по отношению к депрессии. В целом депрессия Колетт с системой расходящихся потоков скорее всего представляет собой гигантский щитовой вулкан поперечником около 600 км, занимающий почти всю западную половину плато Лакшми.

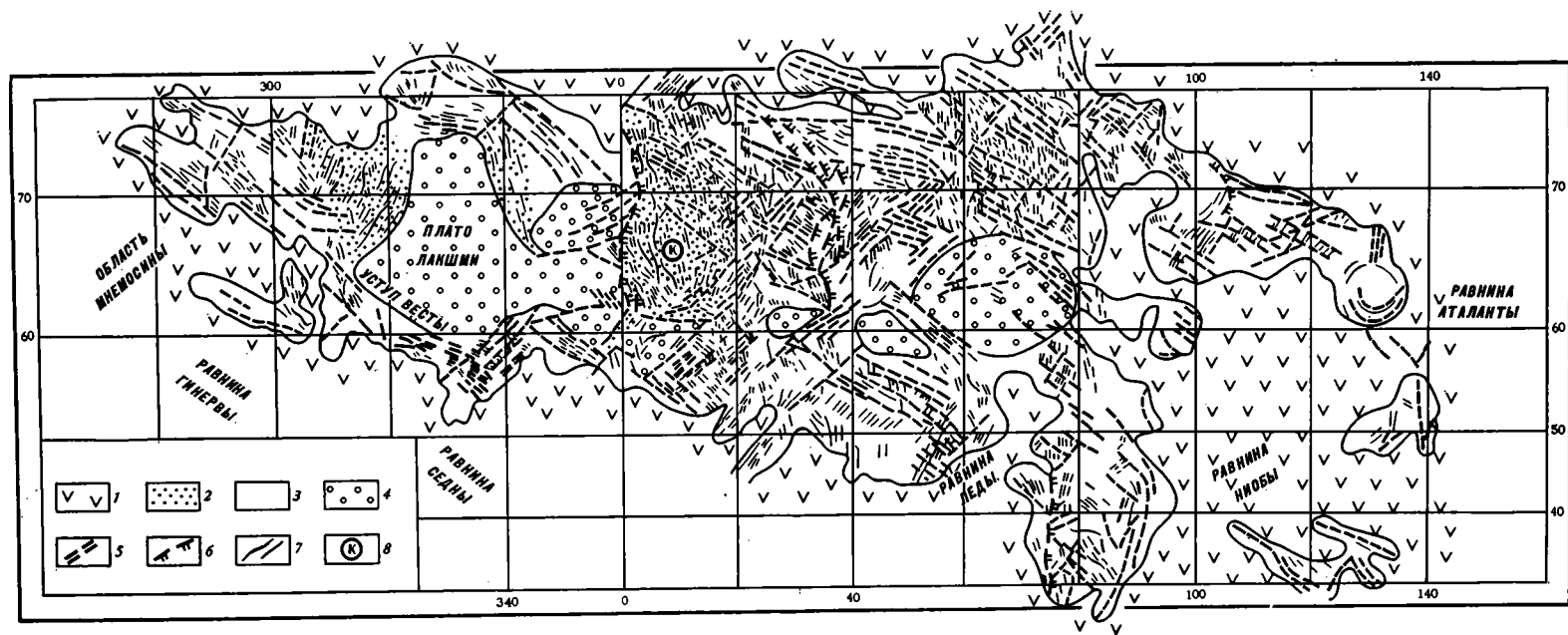


Рис. 2. Структурная схема северного пояса деформаций Венеры

1 — области сплошного развития вулканических пород равнин, 2 — зоны сжатия, 3 — зоны развития сдвиговых деформаций, 4 — слабдеформированные блоки в пределах пояса, 5 — разломы, 6 — надвиги, 7 — структурные линии простираения хребтов и долин, 8 — патера Клеопатры

В восточной половине плато Лакшми расположена еще одна овальная депрессия Сакаджавея размером в плане 200×120 км и глубиной около 1,5 км. В рельефе она выражена менее отчетливо, чем Колетт. На юго-восточной кромке депрессии берет начало ряд уступов в виде узких темных и светлых линий на пределе разрешения, они образуют систему плоскодонных желобов шириной 3—10 км, которые похожи на поверхностное проявление сопряженных грабенов и горстов.

Севернее депрессии Сакаджавея, через всю восточную половину плато Лакшми, в широтном направлении протягивается полоса плосковершинных останцов, поднимающихся над равниной плато в среднем на 500 м. Их расчлененная сеть ортогональных гряд и борозд поверхность, очевидно, несет на себе следы прежних деформаций, которыми не затронуты более молодые равнинные отложения плато Лакшми.

В самых крайних частях равнинообразующий материал плато Лакшми смят в систему линейных хребтов, параллельных простиранию обрамляющих его зон деформаций. Они, видимо, представляют собой реакцию относительно жесткого материала плато на деформации в соседних зонах, который похож на деформации у конвергентных границ литосферных плит на Земле, как это было описано в работах П. Молнара и М. Топонье, а также В. Г. Трифонова [4, 8].

Отдельные более мелкие недеформированные блоки встречаются к востоку от плато Лакшми. Местами создается впечатление, что они оторваны от плато по системе субширотных и северо-восточных разломов.

Серию блоков можно предполагать вдоль южного края Земли Иштар. Наиболее крупный из них развит в пределах 50 и 80° в. д. и 68 и 55° с. ш. Он располагается в месте раздвоения пояса деформаций между его субширотной и юго-восточной ветвями. Краевые части этого блока разбиты разломами, параллельными его контуру, и слагающие их породы местами смяты. Восточное ограничение его недостаточно четко. На его восточной окраине располагается структура овоида.

В пределах недеформированных блоков распространены отдельные зоны разрывов и лишь иногда прослеживаются отдельные хребты. Наиболее четкий из таких разрывов с системой оперяющих трещин растяжения прослеживается в юго-восточную часть плато Лакшми от южной оконечности гор. Максвелл.

Таким образом, северный пояс тектонических структур содержит зоны с тремя типами деформаций: 1) субмеридиональные зоны сжатия, представленные опрокинутыми складками, тектоническими чешуями и надвигами; 2) субширотными и северо-запад — юго-восточными зонами сдвига; 3) отдельными слабдеформированными блоками, располагающимися внутри пояса (рис. 2). Соотношения между этими тремя типами деформаций, наблюдаемые на радионизображениях, позволяют предполагать, что они разновозрастны и, следовательно, образуют единый структурный ансамбль [3].

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ АНСАМБЛЕЙ СЕВЕРНОГО ПОЯСА

Разнообразные по своему генезису структуры, распространенные в пределах рассматриваемого пояса, сочетаются вполне закономерно. Субширотные и северо-западные разломы в пределах этого пояса, по всей видимости, являются сдвигами. Различие в их строении в разных частях пояса может объясняться как разной амплитудой сдвига, разной мощностью литосферы или разной прогреетостью коры, а, следовательно, и разной степенью ее пластичности. Все эти обстоятельства приводят к разной морфологии деформаций в зонах сдвигов. С последними двумя причинами, вероятно, связано и наличие внутри пояса отдельных недеформированных или слабдеформированных блоков. Субмеридиональные разрывные нарушения в пределах пояса представляют собой зоны сжатия, выраженные либо в виде надвигов (восточная часть Земли Иш-

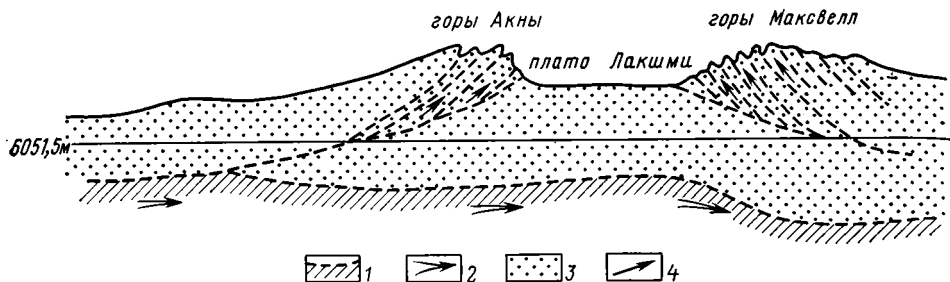


Рис. 3. Предполагаемая схема движений и деформаций в западной части северного пояса Венеры

1 — астеносфера, 2 — направление движений в астеносфере, 3 — литосфера, 4 — относительное направление движений в литосфере

тар, область Теллуры и др.), либо в виде тектонических чешуй или систем опрокинутых складок (горы Акны и Максвелла).

Таким образом, весь пояс представляет собой обширную зону срыва, структурные ансамбли которой связаны с общим движением масс в субширотном направлении. В принципе такие же данные были получены Л. Б. Ронкой (см. статью в настоящем номере журнала) при анализе эллипсоидов напряжений в горах Максвелла и восточной части Земли Иштар.

В каком направлении происходили движения в этом поясе, выяснить достаточно трудно, ибо мы не имеем на Венере хорошо маркируемых объектов, по которым можно было бы оценить направление смещений и их величину.

Одним из немногих свидетельств возможного направления смещений является разлом, проходящий вдоль южного фаса Земли Иштар и гор Максвелл и заканчивающийся в юго-восточном углу плато Лакшми. В его западном окончании (уже в пределах плато Лакшми) отчетливо дешифрируются оперяющие его трещины растяжения, ширина раскрытия каждой из которых достигает 500—700 м.

Это позволяет предполагать, что относительное движение в пределах пояса происходило в основном в восточном направлении.

При этом не особенно понято падение тектонических чешуй (или опрокинутых складок) в горах Акны и Максвелла в стороны от плато Лакшми. Однако это может найти свое объяснение, если предположить, что восточный край плато погружается под горы Максвелл, в то время как горы Акны надвигаются на плато, как это изображено на рис. 3. Такое предположение вроде бы находит свое объяснение в строении венерианской литосферы, которая может быть приблизительно оценена по гравиметрическим данным, полученным КА «Пионер-Венера». Согласно этим данным, под горами Максвелла можно предполагать существование наиболее мощной коры [9].

Имеется еще одна особенность строения северного пояса деформаций — структурные ансамбли, связанные с существованием обширной зоны срыва, явно осложняются еще одним явлением — гравитационным оползанием. Часть этих явлений очень детально описана в статье А. Л. Суханова в настоящем журнале. К ним следует добавить необычные языки покровов, распространенных в горах Фрей, вдоль уступа Весты и в северной части на востоке Земли Иштар. Это несомненно гравитационные покровы, которые распространяются в зоны погруженных частей рельефа.

Это явление, видимо, достаточно частое на Венере, скорее всего связано с относительно малой мощностью литосферы и большей прогретостью коры и меньшей ее вязкостью [5, 7, 9]. В этом отношении поверхность современной Венеры может представлять собой модель тектоники ранней Земли, ибо, как считают многие исследователи, кора нашей планеты на ранних этапах ее эволюции была относительно тонкой

и более прогретой за счет более высокого теплового потока в раннем докембрии [2].

Однако, если для Земли предполагается, что зоны хрупкопластичных деформаций располагались на некоторой глубине в нижних частях земной коры, то для Венеры в силу специфики ее атмосферы эти деформации происходят вблизи поверхности, если справедливы наши предположения о малой роли эрозивных процессов на этой планете.

Похоже, что такое сравнение действительно справедливо, так как в последние годы в метаморфических комплексах докембрия описаны многочисленные зоны срывов, вдоль которых происходят весьма интересные вязкопластичные деформации [10]. Часть этих структур, изученных при помощи аэрометодов, по своим структурным рисункам напоминает некоторые структуры Венеры [6].

Следует отметить, что в пределах той части поверхности Венеры, которая была покрыта радиолокационной съемкой КА «Венера-15, -16», известно еще несколько типов структур, соотношение которых с рассматриваемым поясом деформаций не очень ясно. Это прежде всего крупные кольцевые структуры (овоиды), которые, возможно, представляют собой зоны вертикального подъема мантийного вещества (плюмажи) и которые обрамляют северный пояс тектонических деформаций с запада, юга и востока.

Кроме того, в пределах вулканических равнин выявляются линейные пояса деформаций, временные соотношения которых со структурами субширотного пояса не совсем ясны. В ряде мест (восточная часть Земли Иштар) они как будто бы моложе пояса и накладываются на его структуры. В других местах соотношения обратные.

Таким образом, пояс тектонических деформаций в северном полушарии Венеры представляет собой крупную зону горизонтальных перемещений вещества коры, в пределах которой отчетливо дешифрируются зоны сдвигов, надвигов, опрокинутых складок или тектонических чешуй, объединенных в единый структурный ансамбль. Этот тип деформаций венерианской литосферы, по-видимому, сходен с деформациями раннедокембрийской зоны Земли.

Такой тип деформаций свойствен северному поясу. К сожалению, мы не можем сравнить его сейчас с центральной приэкваториальной зоной поднятий, куда входит Земля Афродиты и где, по данным КА «Пионер-Венеры», описаны многочисленные рифтовые зоны [7].

Дальнейшее изучение Венеры позволит нам провести более полное сравнение особенностей тектоники этой планеты с Землей и выявить черты их сходства и различия.

#### Литература

1. Барсуков В. Л., Базилевский А. Т., Крючков В. П. и др. Типы структур на поверхности Венеры.— Астрон вестн., 1985, № 1, с. 16—31.
2. Марков М. С. Ранние этапы развития земной коры.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981, с. 104—112.
3. Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. 312 с.
4. Трифонов В. Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 185—201.
5. Head J. W., Solomon S. C. Tectonic evolution of the terrestrial planet.— Science, 1981, v. 213, p. 62—76.
6. Hepworth J. V. Photogeological recognition of ancient orogenic belts in Africa.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1967, v. 123, pt. 3, p. 253—292.
7. Masursky H., Eliason E., Ford P. G., McGill G. E., Pettengill Schaber G. G., Schubert G. Pioneer Venus radar results: Geology from images and altimetry.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, p. 8232—8260.
8. Molnar P., Tapponnier M. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision.— Sciences, 1975, v. 189, № 4201, p. 419—426.
9. Phillips R. J., Kaula W. M., McGill G. E., Malin M. C. Tectonics and evolution of Venus.— Science, 1981, v. 212, p. 879—887.
10. Shear zones in Rocks.— J. Struct. Geol., 1982, v. 2, № 1/2. 287 p.



УДК 551.25(234.851)

ШМЕЛЕВ В. Р., ПУЧКОВ В. Н.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ ГИПЕРБАЗИТОВОГО  
МАССИВА РАЙ-ИЗ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В результате изучения ультрабазитов массива Рай-Из установлена длительная, многоэтапная структурно-метаморфическая эволюция первично мантийного вещества, представленного гарцбургитами с высокоглиноземистым хромшпинелидом и акцессорным диопсидом. Ведущее место в этой эволюции принадлежит многоэтапной складчатой пластической деформации, проходившей в существенно мантийных условиях и формировавшей крупные синформные (антиформные) структуры с характерным набором деформационных макро- и микроструктур и отчетливой ориентировкой минералов. На коровом уровне последующие преобразования связаны с формированием зоны высокотемпературного метаморфизма амфиболитовой ступени в средней части массива. В завершающие стадии становления массива процессы деформации и метаморфизма зеленосланцевой ступени локализованы в узких линейных тектонических зонах рассланцевания, секущих массив или расположенных вдоль его приконтактных частей.

Гипербазитовый массив Рай-Из, расположенный в бассейне рек Сось и Хараматолоу, можно отнести к числу классических объектов. Описание его приводятся в целом ряде работ [5, 6, 8, 13, 14 и др.], поэтому здесь мы ограничимся изложением самых кратких общих сведений по геологии массива и его окружения, необходимых для понимания приводимого оригинального материала.

Рай-Изский массив отделен от расположенного южнее Войкаро-Сыньинского гипербазитового массива метаморфическими породами Хараматолоуского древнего (допалеозойского) блока. Вместе с тем массивы связаны между собой с северо-запада полосой серпентинитового меланжа, с юго-запада они окаймляются единой, непрерывной полосой габброидов и соединяются цепочкой мелких тел серпентинитов. Это позволяет говорить о принадлежности указанных массивов единой офиолитовой ассоциации.

Комплексы пород, слагающие Рай-Изский массив, с некоторой долей условности можно разделить на три группы: гарцбургитовый, дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый (рис. 1).

**Гарцбургитовый комплекс** представлен гарцбургитами с небольшим количеством дунитов в виде жильной серии, располагающихся в определенных участках. Характерные структурные элементы — «планпараллельная» полосчатость ( $S_0$ ), выраженная параллельным чередованием полос с большим или меньшим содержанием энстатита, вплоть до мономинеральных энстатитовых полос, жил; агрегатная хромшпинелидовая линейность ( $L_{xp}$ ) и линейность скоплений энстатита ( $L_{ан}$ ). Помимо «планпараллельных» гарцбургитов отмечаются «струйчатые» и «беструктурные», в которых энстатитовая полосчатость лишь намечается или не выражена совсем. Комплекс характеризуется повышенной глиноземистостью акцессорного хромшпинелида: 20—25% вес. сод.  $Al_2O_3$  против 5% в гарцбургитах остальной части массива [17].

**Дунит-гарцбургитовый комплекс**, слагающий основную часть массива, отличается большой насыщенностью дунитами; в зависимости от содержания последних в общем объеме он разделяется на: комплекс с нормальным содержанием дунитов (10—20%) и комплекс с повышенным содержанием (20—30% и более). Ко второму типу, как правило, приурочены крупные тела (площадью до 4—6 км<sup>2</sup>) дунитов линзовидной или неправильной конфигурации, обычно окруженные ореолом многочисленных более мелких жил. По соотношению дунитов и гарцбургитов

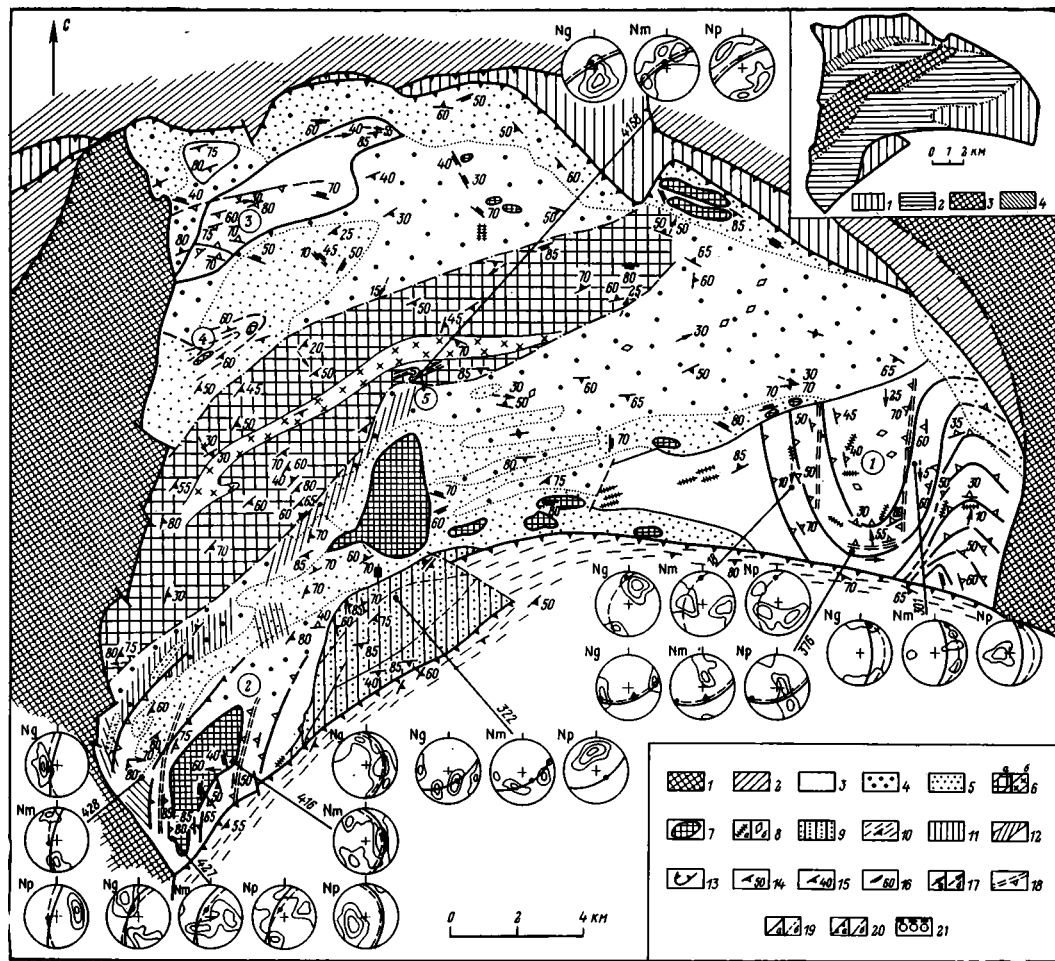


Рис. 1. Структурно-геологическая схема гипербазитового массива Рай-Из с данными микроструктурного анализа

1 — докембрийские метаморфические образования; 2 — палеозойские осадочно-вулканогенные образования; 3 — гарцбургитовый комплекс; 4 — дунит-гарцбургитовый комплекс с нормальным содержанием дунитов (10–20% общего объема); 5 — дунит-гарцбургитовый комплекс с повышенным содержанием дунитов; 6 — ультраосновные метаморфиты: а — вторичные гарцбургиты, б — оливин-энстатитовые породы, энстатититы, сагвандиты, гранатовые амфиболиты; 7 — тела дунитов; 8 — жильный комплекс в ультрабазитах: а — клинопироксениты, б — габброиды (плаггиоклазиты); 9 — дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 10 — апогабровые blastsмилониты; 11 — меланж; 12 — зона скалы вающих деформаций в гипербазитах; 13 — контуры складчатых структур; 14 — планпараллельная полосчатость; 15 — дунит-гарцбургитовая полосчатость и гнейсовидность; 16 — хромшпинелидовая полосчатость; 17 — линейность: а — агрегатная линейность, б — микролинейность зерен оливина; 18 — положение уплотненности в структурах; 19 — контакты: а — между комплексами, б — внутри комплексов; 20 — тектонические нарушения: а — надвигового, б — сдвигобросового типа; 21 — диаграммы ориентировки оливина (в горизонтальной плоскости). На диаграммах: сплошная линия — полосчатость, пунктирная линия — уплотненность, залитый кружок — макро- и микролинейность хромшпинелида и оливина, треугольник — линейность «растяжения» энстатита. На врезке: схема размещения деформационных типов микроструктур. 1 — ассоциация микроструктур этапов деформации  $D_1$ – $D_2$  (типы А.1, А.2а); 2 — ассоциация микроструктур этапа деформации  $D_3$  (типы А.2б, А.2в с реликтами предыдущих); 3 — ассоциация микроструктур этапа деформации  $D_4$  (тип Б.1 с реликтами предыдущих); 4 — ассоциация микроструктур этапа деформации  $D_5$  (тип Б.2 с реликтами предыдущих). Цифры в кружках: 1 — юго-восточная структура; 2 — юго-западная; 3 — северо-западная структура; 4 — Леквожская складка; 5 — Енга-юская складка

выделяются блоки, характеризующиеся сетчато-полосчатой или полосчатой структурой. В первом случае это гарцбургиты с наложенной, расплывчатой сетью дунитовых жил, во втором — линзовидно-полосчатое чередование дунитов и гарцбургитов, имеющих резкие контакты. В последнем случае основным структурным элементом комплекса является полосчатость, образованная параллельными дунитовыми жилами ( $S_0'$ ). Ориентировка  $S_0'$  обычно близка полосчатости  $S_0$  вмещающих гарцбургитов. Другой структурный элемент — это хромитовая полосчатость ( $S_{xp}$ ), проявленная главным образом в дунитах и, как правило, согласная с залеганием контактов последних. Комплекс более значительно деформирован по сравнению с гарцбургитовым и имеет повышенное (до 0,52%) содержание  $Cr_2O_3$  [8]; с ним связана основная масса рудных тел.

**Дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс**, представленный дунитами, верлитами, клинопироксенитами, реже вебстеритами и габброидами, занимает обычное для таких комплексов положение между гарцбургитовым и габброидным, отделяясь от первого полосой дунитов шириной 300—500 м. Широко развиты бластомилониты по вышеперечисленным разностям. Комплекс имеет линзовидно-полосчатое строение, а в прилегающих гарцбургитах его аналоги представлены жильной серией клинопироксенитов и габброидов. Контакт комплекса с габброидами, расположенными южнее, тектонический.

Все комплексы в разной степени затронуты метаморфизмом, вследствие чего широко развиты оливин-антигоритовые, оливин-тальковые и куммингтонит (тремолит)содержащие породы; в центральной части массива выделяется полоса «вторичных» гарцбургитов, метаморфизм которых отвечает верхам амфиболитовой фации [13].

Проведенное нами в последние годы изучение на микро- и макроуровне внутренней структуры вышеописанных комплексов позволило прийти к выводу о сложной динамической истории массива и выделить целый ряд этапов и типов тектонических деформаций. Ранее подобные исследования были проведены на Войкаро-Сыншинском массиве, в результате которых установлено, что внутренняя структура массива сформирована в течение нескольких этапов пластических деформаций [3, 15, 20].

#### ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИЯ И ТИПЫ МИКРОСТРУКТУР ГИПЕРБАЗИТОВ МАССИВА

Микроскопическое изучение ультраосновных ксенолитов из базальтов и кимберлитов, а также ультрабазитов, слагающих крупные массивы, и сравнение полученных результатов с экспериментальными данными по пластической деформации показало, что наблюдаемые в оливине и энстатите признаки деформации обусловлены высокотемпературным твердопластичным течением вещества мантии [1, 3, 11, 26, 27, 29—32]; породы с такой структурой получили название ультраосновных тектонитов. Эти наблюдения полностью подтверждаются при изучении ультрабазитов данного массива.

В оливине почти повсеместно наблюдаются следы внутрикристаллического скольжения и синтетектонической рекристаллизации; в меньшей мере проявлены процессы возврата (полигонизации). Микроскопически эта картина выражена полосами сброса или субзернами полигонизации, в которых соседние блоки повернуты на угол до  $10^\circ$  (обычно  $3-5^\circ$ ). Границы полос сброса в зернах субпараллельны и нередко внутри них видны более узкие (клиновидные) полоски, ориентированные под острым углом к основной границе. Статистические наблюдения показывают, что с увеличением степени деформации ширина полос сброса уменьшается и количество их возрастает.

Определение систем скольжения в оливине, которые, как известно, фиксируют определенные  $P-T-\epsilon$ -условия, было проведено согласно известной методике [32]. Как оказалось, все исследованные порфирокласты чаще всего деформированы по системе  $\{0kl\}$  [100] и нередко по

(010) [100], что, видимо, свидетельствует о высокотемпературных условиях деформации, если исходить из данных, обобщенных в [29].

Рекристаллизация оливина наряду с наблюдаемым скольжением широко проявлена в породах массива. Необласты (новообразованные рекристаллизованные зерна) оливина либо присутствуют в виде единичных зерен, либо сгруппированы в агрегаты. Рекристаллизация обычного типа (синтектоническая, по [21 и др.]) представлена мелкими субизометричными необластами, развивающимися вдоль границ, стыков зерен и реже вдоль полос сброса (в последнем случае границы полос имеют непрямолинейный характер). Размер зерен меняется от 0,06 до 0,40—0,50 мм; границы в основном плавные, прямые, с характерными тройными сочленениями (под углом  $120^\circ$ ) на стыках соседних индивидов. Оливин, имеющий черты определенного сходства с вышеописанным, но более крупный и нередко с полосами сброса, отнесен нами к проторекристаллизованному.

Необходимо заметить, что кроме разновидностей пород с рекристаллизацией обычного типа в массиве имеются породы, сложенные очень похожим, в основном свежим оливином (следы петельчатой серпентинизации отсутствуют), который по ряду признаков соответствует синметаморфическому<sup>1</sup> типу рекристаллизации [1, 11]. Дуниты и гарцбургиты с таким оливином характеризуются гранобластовой структурой; размер зерен 0,20—0,40 мм. Магнезиальность оливина в отличие от синтектонически рекристаллизованного, состав которого близок к составу порфирокластов или становится даже более железистым, — обычно повышенная [8]. Диаграммы ориентировки гранобластового оливина (см. ниже) имеют очень расплывчатый узор, близкий к изотропному.

Энстатит обычно везде несет очень слабые признаки деформации и рекристаллизации в силу своей меньшей пластичности; наблюдаемые полосы сброса относятся к системе (100) [001]. Вторичный энстатит в породах с гранобластовой структурой повсеместно содержит включения оливина; нередко внутри порфиробластов наблюдаются как бы «спаянные» субзерна.

Хромшпинелид наиболее устойчив по отношению к деформации. Во всех типах пород он часто субизометричен, либо имеет неправильную форму; в агрегатах с оливином и энстатитом нередко вытягивается в шпильки, подчеркивающие линейность. В сильно деформированных типах структур его индивиды имеют вытянутую форму.

## МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ ГИПЕРБАЗИТОВ

Ранее было произведено расчленение пород комплексов с использованием признака микроструктурной неоднородности, т. е. по характеру соотношения деформированных и рекристаллизованных зерен [18]. К настоящему времени предложенная схема на основании новых фактов несколько усовершенствована. Все микроструктуры разделены по времени их формирования на две группы: ранние и поздние; ранние, возникающие в широком площадном масштабе в условиях высокотемпературного пластического течения («сухой» динамометаморфизм), и поздние, образующиеся в линейных тектонических зонах при относительно невысоких температурах с участием флюида.

### А. РАННИЕ МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ

1. **Протогранулярный (крупнозернистый) тип** (рис. 2, А). Породы, характеризующиеся такой микроструктурой, представлены агрегатом крупных (3—6 до 10 мм) зерен оливина с отчетливыми признаками пластической деформации в виде полос сброса и волнистого угасания. Контуров зерен, как правило, извилистые, нередко зазубренные, форма зерен при

<sup>1</sup> Наблюдения показывают, что этот процесс мог осуществляться как в динамической, так и в статической обстановке с активным участием флюида, в отличие от скольжения и синтектонической рекристаллизации, реализуемых в «сухих» условиях.

этом меняется от субизометричной до слегка вытянутой (в последнем случае видно, что полосы сброса перпендикулярны удлинению) по оси Ng в соотношении 1 : 1,5. Между крупными зернами с признаками деформации могут присутствовать мелкие изометричные рекристаллизованные зерна, которые занимают не более 5—10% площади шлифа. Энстатит в структуре ксеноморфен, по размерам близок к оливину и также деформирован. Хромшпинелид в отдельных зернах имеет обычно неправильно изометричную форму.

**2. Порфирокластические типы.** При всем разнообразии микроструктур этой группы, обусловленном вариациями количества и пространственных взаимоотношений порфирокластов и необластов, наиболее отчетливо выделяются три разновидности:

**а) протопорфирокластический тип** (рис. 2, Б). Этот фациальный тип тесно ассоциирует с протогранулярным (ранее выделялся в его составе), отличаясь от него структурой, представляющей двумя агрегатными состояниями оливина при сопоставимом размере зерен (0,5—3,0 мм). Оливин первой генерации имеет все признаки порфирокластов, а оливин второй — признаки типичных небластов (субгексагональность, тройные сочленения), только более крупных и частично деформированных;

**б) собственно порфирокластический тип** (рис. 2, В). Структура представлена мелкозернистой недеформированной матрицей (необласты), в которой «плавают» более крупные, деформированные порфирокласты. В отличие от протогранулярного типа рекристаллизация имеет здесь площадной характер, в отдельных шлифах достигая 90—100%. Средний размер порфирокластов 2—5, небластов 0,2—0,5 мм. Энстатит, там, где он есть, претерпевает частичную рекристаллизацию. Подобная структура чаще всего наблюдается в дунитах;

**в) «таблитчатый» тип** (рис. 2, Г). По известной классификации структур [26] он является переходным между лейстовым и порфирокластическим. Характерная особенность — присутствие в структуре «кластической» матрицы (с небольшим содержанием небластов), в которую нередко включены более крупные порфирокласты. Большинство зерен оливина имеет удлиненную форму (в соотношении 1 : 2—1 : 3). Интересно поведение хромшпинелида в этой структуре: если в предыдущих индивидах его субизометричны, то здесь они отчетливо вытянуты согласно общему удлинению оливина, отражая большую интенсивность деформации. Энстатит обнаруживает ориентировку по форме, согласную с оливином и хромитом.

## **Б. ПОЗДНИЕ МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ**

**1. Гранобластовый тип** (рис. 2, Д). Характеризуется сильной неоднородностью внутреннего строения, что, вероятно, обусловлено различием микроструктур первичного субстрата, подвергшегося значительной метаморфической перестройке. Даже в пределах одного шлифа можно обнаружить реликтовые участки со структурой, близкой к протогранулярному и порфирокластическому типам. В представительных образцах структура складывается свежим гранобластовым агрегатом недеформированных зерен оливина (средний размер 0,20—0,40 мм) полигональной или угловатой формы с крупными до нескольких миллиметров порфиробластами вторичного энстатита. Петельчатая серпентинизация не характерна для подобной структуры.

**2. «Лейстовый» тип** (рис. 2, Е). Этот тип микроструктуры приурочен к линейным зонам позднего низкотемпературного метаморфизма и рассланцевания, накладываясь на все предыдущие типы. Особенностью строения является наличие вытянутых лейстовидных зерен оливина, имеющих средний размер в поперечном сечении до 0,2 мм (матрица), в которой заключены либо отдельные крупные зерна деформированного оливина, либо агрегаты зерен с микроструктурами предыдущих типов. Структура типична в том отношении, что демонстрирует признаки мило-

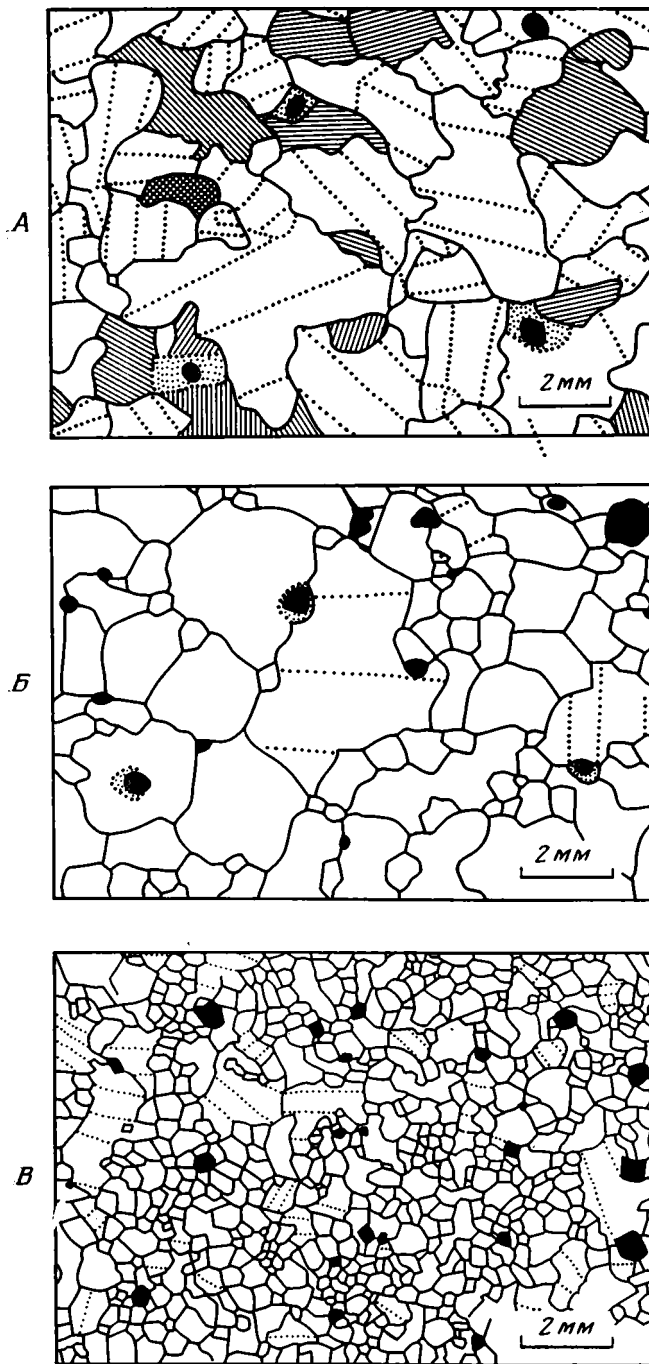


Рис. 2

нитизации и последующего ориентированного бластеза. В некоторых образцах можно наблюдать формирование структуры «лейстового» типа за счет внутризернового смещения индивидов вдоль плоскостей спайности.

Размещение структурных типов (см. рис. 1, врезка) отличается от ранее приводимой схемы тем, что каждая из выделенных зон соответствует не определенному деформационному типу, а их ассоциациям. Пространственное размещение этих ассоциаций (их относительная симметрия) объясняется нами как следствие многоэтапной складчатой деформации, а не одноактной деформации в ходе изгиба пластины, как предполагалось ранее.

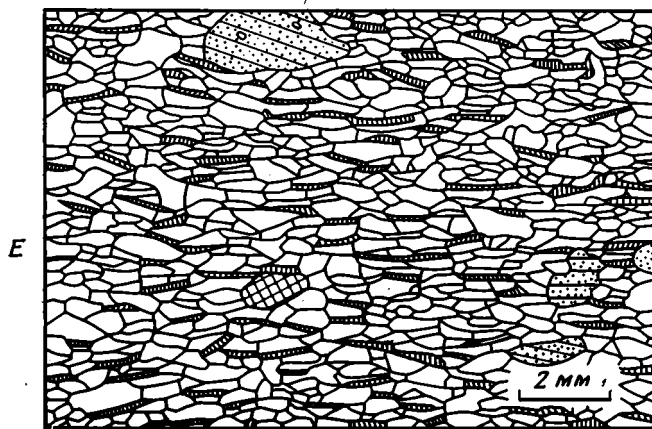
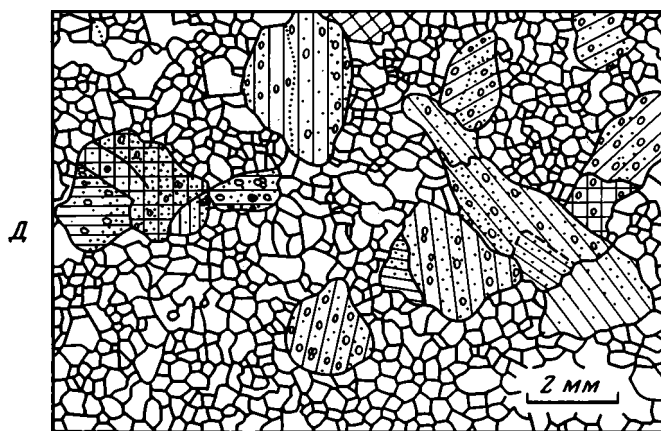
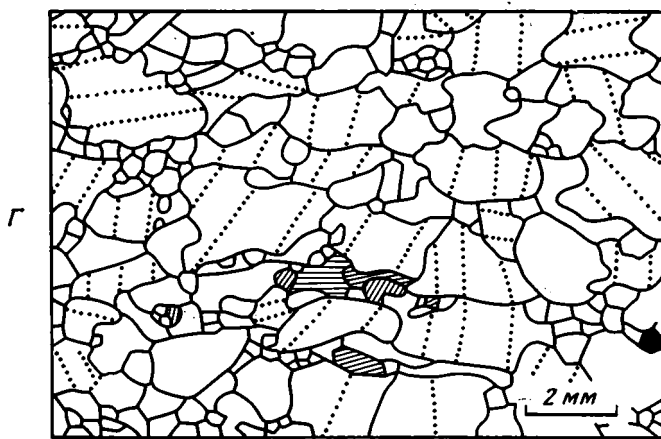


Рис. 2. Основные типы микроструктур в ультрабазитах. А — протогранулярный тип, шлиф 138; Б — протопорфирокластический тип, шлиф 377; В — собственно порфирокластический тип, шлиф 416; Г — таблитчатый тип, шлиф 428; Д — гранобластовый тип, шлиф 171; Е — лейстовый (апогранобластовый) тип, шлиф 1576. Обозначения на рисунках: оливин — белое, полосы сброса показаны пунктиром; энстатит — штриховка, параллельная спайности; хромшпинелид — черное (крап — вторичные изменения), вторичный энстатит — штриховка с крапом. А, Д — зарисовки в наклонной плоскости, косо расположенной к полосчатости; Б, В, Г, Е — зарисовки в горизонтальной плоскости, субперпендикулярной уплощенности (В — под углом  $40^\circ$  к ней)

Действительно, выделенные типы микроструктур приурочены к совершенно определенным частям складок. В юго-восточном блоке: крылья — слабдеформированные фации типа А.1, центральная (шарнирная) часть и зона сопряжения складок — сильнодеформированные фации типа А.2а. В юго-западном блоке: крылья — фациальный тип А.1, зона скалывающих напряжений в крыльях — тип А.2в, ядерная часть — тип А.2б. Таким образом, наблюдаемая в пределах блоков со складчатым строением смена структур является закономерной, соответствующей увеличению степени деформации, с разрушением исходных структур [26, 28]. На эти микроструктурные типы, связанные с главными этапами складчатой деформации, накладываются микроструктуры более поздних этапов деформации, синхронные с метаморфизмом линейных тектонических зон. Подобная картина выявлена в гипербазитовых массивах Алтае-Саянской складчатой области и других регионах [2, 11].

Общая эволюция структурных типов представляется в следующем виде: (протогранулярный тип → протопорфирокластический) → порфирокластические А.2б, А.2в → гранобластовый → «лейстовый».

### ОРИЕНТИРОВКА МИНЕРАЛОВ В ГИПЕРБАЗИТАХ

Наряду с изучением типов микроструктур большую информацию о тектонике гипербазитов дает изучение оптической ориентировки и формы их породообразующих минералов — оливина и энстатита, поведение которых в процессе пластической деформации устанавливается однозначно [28]. Петроструктурный анализ дает представление о механизме ориентирующего процесса и положении структурно-кинематических осей (плоскостей), которые связаны между собой определенной зависимостью. Как установлено для оливина [23], в ряде случаев такая зависимость выражается близостью максимума оси Ng, линейности и направления течения; последнее определяется ориентировкой направления растяжения ( $\sigma_3$ ). Соответственно оказываются близки минеральная уплощенность и плоскость течения, определяемые ориентировкой плоскости  $\sigma_2\sigma_3$ ; направление сжатия ( $\sigma_1$ ), нормальное к этой плоскости, контролирует расположение оси Np оливина.

Изучение пространственной ориентировки оливина в Рай-Изском массиве уже проводилось ранее Г. Л. Кашинцевым и др. [9] и привело указанных авторов к выводу, что существуют два типа узоров ориентировки — магматический и тектонический. Наши материалы в целом не противоречат данным о существовании на Рай-Изе указанных типов ориентировки оливина. Однако интерпретация диаграмм, как нам представляется, уже не соответствует современному уровню знаний о природе структур в ультрабазитах, в частности в ней недооценивается определяющий фактор ориентировки минералов — пластическая деформация. Кроме того, в указанной работе отсутствует привязка диаграмм, полученных авторами, к макроструктурным элементам, вследствие чего использование этих диаграмм для структурных интерпретаций представляется малоэффективным.

Сравнение петроструктурных диаграмм ориентировки показало отсутствие прямой связи узоров с петрографическими типами пород, в то время как сопоставление петроструктурных диаграмм с конкретными деформационными микроструктурами позволяет обнаружить некоторые характерные особенности.

В целом для слабдеформированных фаций протогранулярного типа (рис. 3, А) ориентировка оливина определяется максимумом оси Ng, близким минеральной линейности и лежащим в плоскости уплощенности с поясами двух других осей, субперпендикулярными ей. Нередко в аналогичных образцах все три оси образуют ортогональные максимумы. Известно, что такая ориентировка возникает при трансляционном скольжении в оливине (что подтверждается замерами полос сброса) по системам  $\{0kl\}$   $[100]$  и  $(010)$   $[100]$ . Этот узор ориентировки был отнесен Г. Л. Кашинцевым и др. [9] к магматическому типу. Ориентировка эн-



статита, как следует из диаграммы (рис. 3, Б), имеет достаточно четкий узор, характеризующийся расплывчатыми максимумами Ng, Nr в плоскости уплощенности и максимумом Nm (в поясе), перпендикулярным ей. Такая ориентировка может возникать путем трансляционного скольжения в энстатите по системе (100) [001], как следует из схемы в [19], и подтверждается одинаковой ориентировкой осей Ng (направление скольжения) энстатита и оливина (см. рис. 1, обр. 301).

В сильнодеформированных фациях (порфиорокластические типы) ось Nr оливина образует четкий максимум, субперпендикулярный уплощенности, как в рекристаллизованных зернах, так и в порфиорокластах (рис. 3, В, Г). Как известно, совпадение ориентировки осей  $Nr \parallel \sigma_1$  служит доказательством того, что рекристаллизация в данном случае имеет синтетектоническую природу [21, 32]. Максимум оси Ng, как правило, не характерен для этого типа, но в таблитчатом подтипе он выражен довольно четко (рис. 1, обр. 428). Энстатит на диаграмме, как и оливин (рис. 3, Д, Е), показывает максимум оси Nr, субперпендикулярный уплощенности, и размытые максимумы осей Ng, Nm, располагающихся в ней. Такое совпадение ориентировки осей Nr в оливине и энстатите, наблюдаемое здесь, также указывает на закономерное поведение этих минералов в ходе синтетектонической рекристаллизации. В отнесении этого типа ориентировки к тектоническому у нас как будто нет расхождений с [9], считающих, что она обусловлена однонаправленным давлением с последующей перекристаллизацией. В протопорфиорокластическом типе узор обладает сходными чертами промежуточного характера, а в гранобластовом типе приближается к изотропному (рис. 3, Ж, З).

Ориентировка оливина в дунитах и верлитах полосчатого комплекса практически не отличается от той, которая описана выше, характеризуясь сильным тектонитовым узором (рис. 1, обр. 322) с отчетливым максимумом оси Nr, субперпендикулярным уплощенности, и поясами двух других осей. Такая ориентировка явно обусловлена механизмом синтетектонической рекристаллизации, что подтверждается и деформационной микроструктурой в этих породах, отнесенной к протопорфиорокластическому типу.

Симметрия диаграмм ориентировки в целом коррелируется с типами микроструктур, которые, как было показано выше, приурочены к определенным участкам складчатых структур. Слабodeформированные фации имеют узор ориентировки, характеризующийся ромбической симметрией (на диаграммах можно провести не менее трех плоскостей симметрии), в сильнодеформированных фациях порфиорокластического типа узор менее стабилен (усложнен), что позволяет отнести его к моноклинной или даже к триклинной симметрии. Необходимо отметить, что несмотря на реальное существование такой зависимости, в конкретных случаях она может не подтвердиться из-за наложения последующих деформаций, приводящих к частичной или полной перестройке первичных структурных узоров.

Сравнимые данные имеются по массиву Ланцо [22], где симметрия текстуры меняется от ромбической до моноклинной при переходе от структуры «больших зерен» («gross grain») к порфиорокластической; в Иджимском (Западный Саян) массиве [2] смена структурных типов сопровождается изменением симметрии от ромбической к моноклинной и триклинной, соответственно от крыльев складок к ядерным частям, в Билинском массиве [11] смена узоров происходит по аналогичной схеме.

### СКЛАДЧАТОСТЬ В МАССИВЕ

По залеганию полосчатости достоверно закартированы две крупные складчатые структуры — в юго-восточном и юго-западном блоках, кроме которых можно предполагать существование структуры сравнимого масштаба в северо-западной части массива (см. рис. 1). Более мелкие складки проявлены обычно в пределах отдельных обнажений, и зачастую

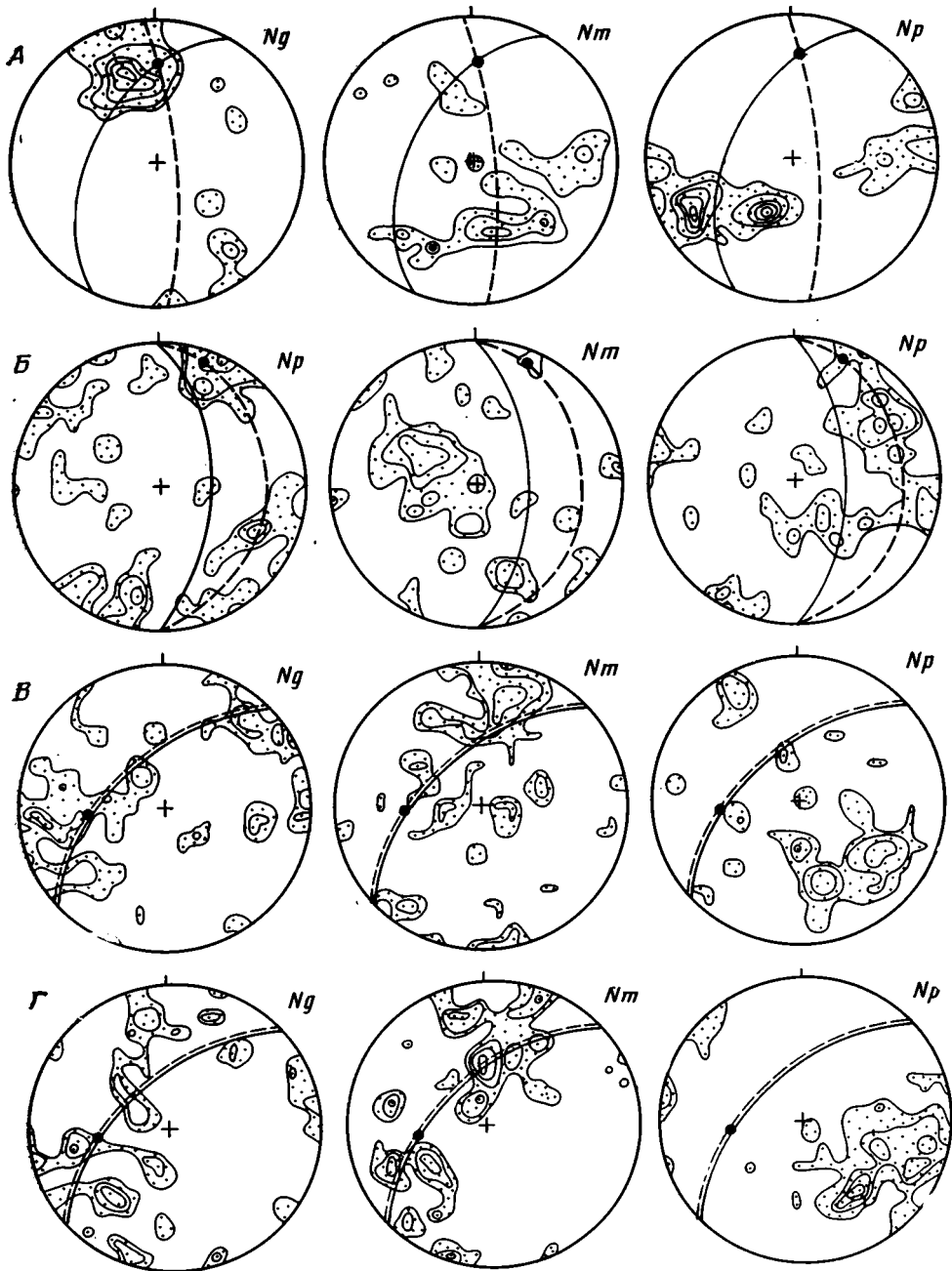
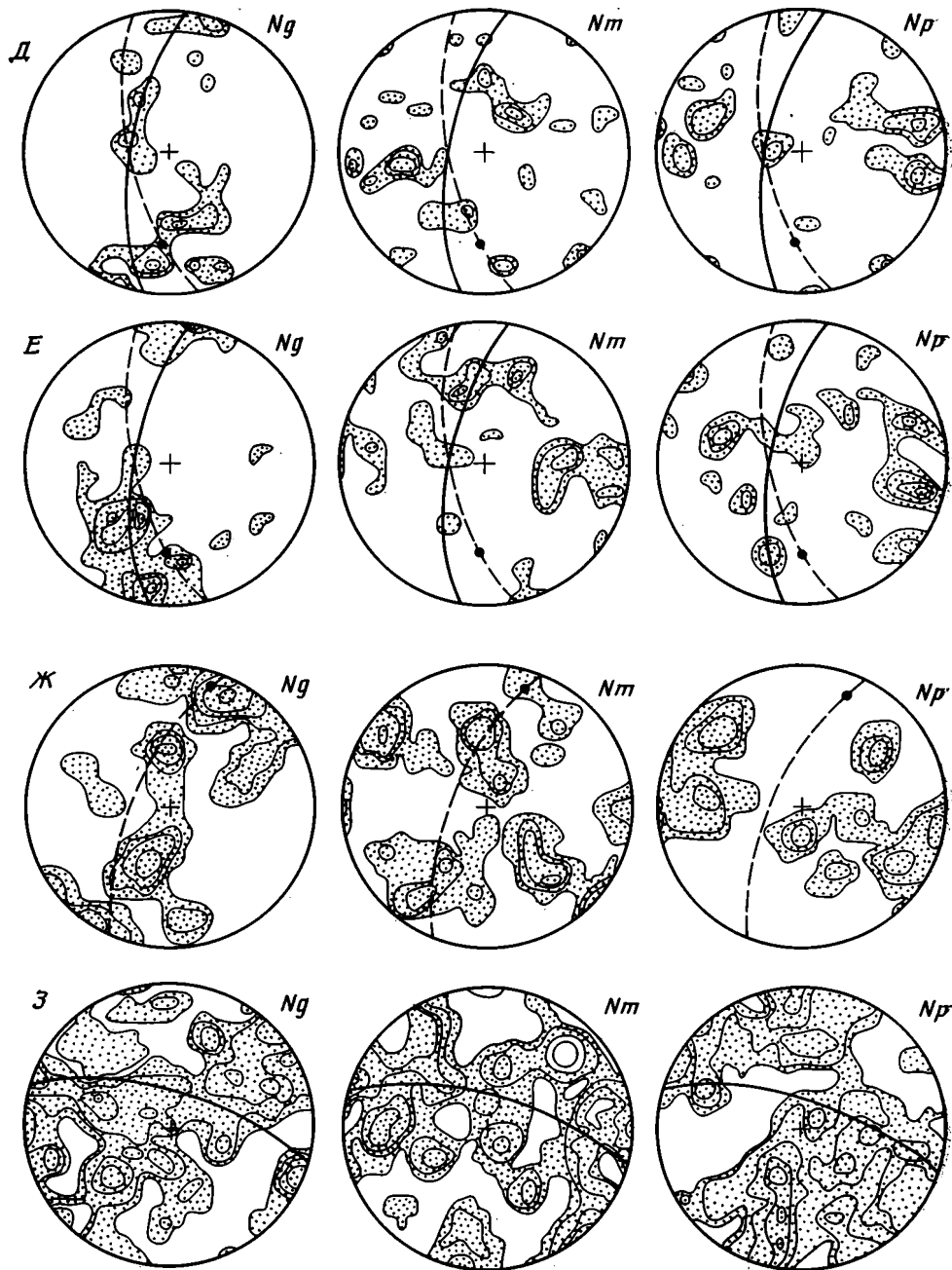


Рис. 3 (А—3)

Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита в ультрабазитах массива Рай-Из. А — гарцбургит, обр. 296, 90 зерен оливина; Б — гарцбургит, обр. 301, 50 зерен энстатита; В — гарцбургит, обр. 275, 50 зерен оливина (порфирикласты); Г — то же, 100 зерен (необласты); Д — гарцбургит, обр. 285, 90 зерен оливина (необласты); Е — то же, 50 зерен энстатита (необласты); Ж — дунит, обр. 377, 60 зерен оливина, З — вторичный гарцбургит, обр. 406, 90 зерен оливина. Изолинии проведены через 2% на 1%-ной сетке Шмидта (в обр. 377, 406 на 2%-ной сетке Шмидта). Проекция на верхнюю полусферу (сплошная линия — полосчатость, пунктирная линия — уплощенность, залитый кружок — линейность). Измерения проводились в горизонтально ориентированных срезах



связать их в единую систему затруднительно в связи с наложенными метаморфическими процессами и трещинно-блоковой тектоникой.

**Юго-восточный блок.** В работе [9] упоминалось существование здесь «воронкообразной» структуры, которая при детальном изучении оказалась сопряженными синформной и антиформной складками, сочлененными по зоне резкого флексурного перегиба. Эта складчатая структура не выходит за пределы блока, ограничиваясь с юга и востока контактами массива, с запада — разломом по р. Кэр-Доман-Шор, с севера — зоной апогарцбургитовых сланцев, срезающих ее под прямым углом (по отношению к общему простиранию).

В западной части блока, расположенной в междуречье р. Кэр-Доман-Шор и ручья Безымянного, структура имеет вид синформной складки с размахом крыльев до 5 км. Полосчатость в восточном крыле имеет крутое падение на запад, северо-запад под углом 60—70°, а в западном —

40—50° к центру структуры. В южной части, судя по залеганию  $S_0$  и  $S_0'$ , намечается центриклинальное замыкание структуры. Учитывая, что к центральной части происходит выполаживание углов падения, можно предполагать увеличение мощности в замково-ядерной части. Осевая плоскость складки имеет субмеридиональное (0—10°) простираие с крутым (85—90°) падением на восток. Шарнир складки, судя по залеганию хромшпинелидовой линейности ( $b$  — линейность) и непосредственным замерам в мелких сопряженных складках, субгоризонтален в северной части с пологим (15—20°) падением на юг, а в южной, начиная с центриклинального замыкания, он имеет крутое (60—70°) падение на север (постепенно выполаживаясь к центру структуры). Установленное поведение шарнира позволяет уточнить тип структуры и отнести ее к синформным брахискладкам.

Ориентировка оливина в складке обнаруживает явную связь с ее элементами (см. рис. 1, обр. 18, 301, 376). Наиболее характерно положение максимума оси  $N_g$ , который на крыльях складки имеет субгоризонтальную ориентировку, располагаясь в плоскости уплощенности, и близок к линейности, параллельной шарниру. В замковой части максимум  $N_g$ , близкий к минеральной хромшпинелидовой линейности, перпендикулярен шарниру структуры.

Уплощенность, выявленная в ориентированных срезах, на крыльях структуры имеет дивергентный веер по отношению к осевой плоскости, а в замке совпадает с полосчатостью, что позволяет классифицировать ее как складку изгиба типа II [7]. Подтверждением того, что это действительно складка изгиба с зоной сжатия в ядре и растяжения в замке, может служить факт существования в замковой части агрегатной линейности энстатита ( $L_{эн}$ ), перпендикулярной  $L_{хр}$  и сопоставимой с линейностью растяжения («pull — apart»), выделенной ранее [23, 27].

Восточная часть блока, судя по залеганию полосчатости, имеет антиформное строение. По размаху крыльев она несколько меньше (около 2 км), причем падение крыльев на юге более крутое, чем на севере (50—60° против 20—40°). В отличие от западной синформы эта структура несколько асимметрична, но имеет примерно то же простираие осевой плоскости и пологопадающий шарнир (15—20°), погружающийся на север. Ориентировка оливина здесь аналогична вышеописанной.

К имеющимся особенностям строения складок следует отнести интенсивную дунитизацию замково-ядерных частей и присутствие в них жил клинопироксенитов и габброидов. При этом ориентировка дунитовых жил контролируется главным образом двумя системами трещин с простираием 70—100 и 160—180°, а ориентировка клинопироксенитов имеет простираие 60—115 и 160—180°, т. е. все жилы располагаются в системе минеральной уплощенности, либо под большим углом к ней.

Обращает внимание присутствие в этом же блоке мелких изоклинальных складочек, образованных полосами и жилами орто- и клинопироксенитов. При этом в первых осевые плоскости параллельны полосчатости с линейностью, перпендикулярной шарниру, а во вторых (секущих полосчатость) наблюдается параллельность шарнира и минеральной энстатитовой линейности.

**Юго-западный блок.** Складчатая структура устанавливается здесь достаточно отчетливо и имеет ряд общих черт со структурой юго-восточного блока. По морфологии это незамкнутая синформная складка с крупным дунитовым телом (ядром) в центральной части. Размах крыльев составляет около 5 км, причем западное крыло имеет более крутые углы падения. Осевая плоскость в южной части субмеридиональна (СВ 10—15°), но к северу постепенно разворачивается в северо-восточное положение (простираие 30—40°); залегание ее субвертикальное с падением на запад. Шарнир субгоризонтален. Плоскость уплощенности располагается в структуре по закону дивергентного веера.

Ориентировка оливина, как следует из приведенных диаграмм (см. рис. 1, обр. 416, 428), примечательна тем, что в отличие от поведения оливина в юго-восточной складке здесь на крыльях структуры  $N_g$ -макс-

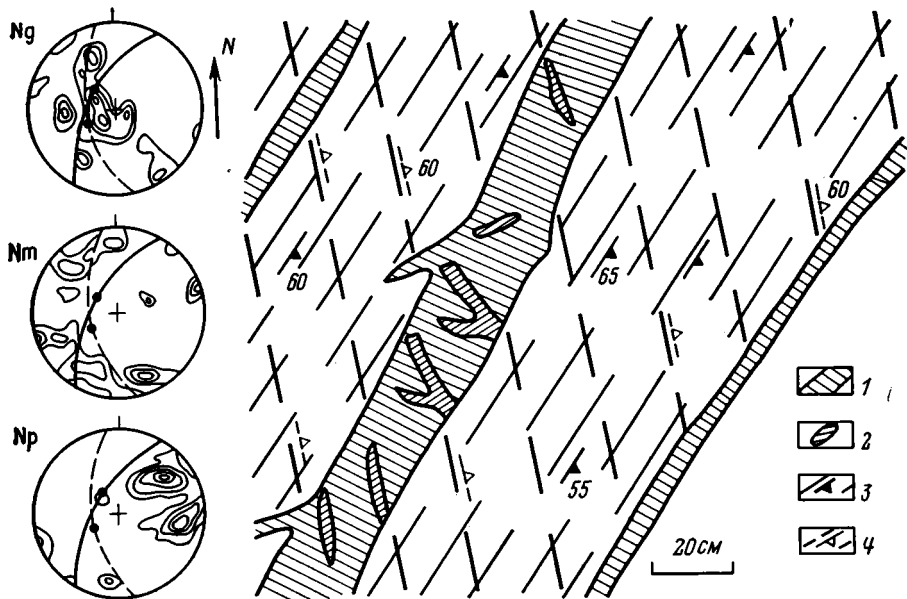


Рис. 4. Ориентировка оливина в зоне скальвающих деформаций. Ручей Визув-Шор (т. н. 204)

1 — дунит; 2 — прожилки энстатита; 3 — полосчатость в гарцбургитах; 4 — новообразованная энстатитовая полосчатость скальвания. Диаграмма: обр. 274а, 90 зерен; изолинии 2—3—4—5—6%; проекция на верхнюю полусферу (сплошная линия — полосчатость ( $S_0$ ), пунктир — уплощенность ( $S = S_{СК}$ ), залитый кружок — линейности)

симум и близкая к нему хромшпинелидовая линейность (и микролинейность оливина) располагаются по падению уплощенности, под углом  $90^\circ$  к шарниру. Следовательно, в данном случае мы имеем дело с  $R$ -линейностью. На юге в области сужения структуры этот тип зависимости усложняется появлением поздней линейности, которая зафиксирована субгоризонтальным максимумом (см. рис. 1, обр. 427).

К вышеотмеченным особенностям следует добавить, что крылья структуры осложнены более мелкими сопряженными складками, а в западном крыле отчетливо выражена зона скальвающих напряжений с новой наложенной директивной системой энстатитовой полосчатости. Образование последней зафиксировано в поведении оливина (рис. 4). Ось  $N_p$  образует два максимума, субперпендикулярных уплощенности, с угловым расстоянием до  $20-30^\circ$ , вместо обычного одного, что свидетельствует о частичной переориентировке вещества в ходе пластической деформации скальвания.

Широко развитая сеть дунитовых жил, согласных с полосчатостью или секущих ее, в отличие от юго-восточного блока ориентирована по трем главным направлениям:  $80-90$ ,  $30-40$  и  $170-200^\circ$  (крупные тела). С последними двумя типами дунитов связаны повышенные хромитовые концентрации (рудопоявление участка «Западный»). Жильная серия клинопироксенитов и габброидов в этой части массива слабо развита, «компенсируясь» жилами ортопироксенитов.

**Северо-западный блок.** По данным предыдущих исследователей и по нашим материалам можно предположить, что плоскостные элементы в гарцбургитах очерчивают сравнимую с юго-восточным блоком синформную структуру широтного (запад — северо-западного) простираения. Систематические исследования здесь не проводились, но можно отметить большое сходство ориентировок минералов и деформационных микроструктур, которые характерны для юго-восточного блока. В краевой части этой структуры отмечается зона сложнопостроенной системы складок (устанавливаемых по залеганию гнейсовидности), меняющихся по форме от волнистых до коробковидных и изоклинальных. Падение шарниров и осевых плоскостей таких складок непостоянно (последние имеют

простираение 130—160 и 240°), шарниры имеют пологое (до 30°) залегание.

**Участок «Лек-Вож».** По залеганию полосчатости  $S_0'$  и  $S_{xp}$  здесь на площади с одноименным хромитовым рудопроявлением предполагается существование сильносжатой складки с северо-восточным простираением осевой плоскости. Детальное изучение ее не проводилось, но установлено, что в центральной (осевой) части тяготеют тела пегматоидных дунитов. Хромитовые концентрации в дунитах вытянуты в субмеридиональном и северо-восточном направлении.

**Участок «Енга-ю».** Складки этого участка локализуются в узкой (10—15 м) зоне протяженностью до 100 м, непосредственно примыкающей к крупному разлому, трассируемому телами энстатитов и оливин-энстатитовых пород. Наблюдения над макро- и микроструктурами показывают, что подобные складки обязаны своим происхождением синметаморфическому течению. За пределами этой зоны полосчатость имеет спокойное залегание. Складки крутонаклоненные, изоклиналильной формы, с резко увеличенной мощностью замковых частей, усложненных более мелкой складчатостью. Простираение осевых плоскостей 220—230° с падением на юго-восток под углом 70°. Залегание шарнира непостоянно: в пределах 150—180° с углом падения 60—65°.

Ориентировка оливина характеризуется расплывчатым узором (см. рис. 1, обр. 415в) наряду с достаточно четкой ориентировкой по форме зерен, но тем не менее связана с элементами складки. Главный Ng-максимум на диаграмме близок к линейности, параллельной шарниру складки, а уплощенность примерно параллельна осевой плоскости.

В «полосчатом» (переходном) комплексе более характерны процессы тектонического разлинзования (будинажа), однако в северной части, судя по залеганию полосчатости, можно предполагать существование сжатого крутонаклоненного антиклинального перегиба.

Все вышеохарактеризованные складчатые формы относятся к мезоструктурному типу и сохранились лишь в изолированных тектонических блоках. На остальной части массива в полосе преимущественно дунит-гарцбургитового комплекса их закартировать не удалось вследствие значительной метаморфической переработки, развития мощных зон рассланцевания и слабой обнаженности. На этом фоне удается зафиксировать сравнительно крупные макроскладки в пределах отдельных обнажений, которые можно сгруппировать в два типа: первый — изоклиналильные складки в оливин-антигоритовых (тремолитовых) сланцах, второй — относительно пологие складки изгиба дунитовых и пироксенитовых полос.

## ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ

Подводя итог рассмотрению всех данных, попытаемся проследить историю формирования структур ультрабазитов массива в ходе его выведения на коровый уровень. Учитывая существование различных типов складчатых форм, характерной минеральной ориентировки и деформационных микроструктур, представляется возможным наметить следующие этапы деформаций в их хронологической последовательности.

1. **Первый этап деформации ( $D_1$ ).** К нему вслед за другими исследователями [13, 24, 25] мы относим этап «стратификации» или тектоно-метаморфического процесса дифференциации мантийного вещества после отделения от него базитовой части в мантии. «Стратификация» в ходе высокотемпературной пластической деформации, определяемой стационарным растеканием вещества (в условиях горизонтального растяжения), приводит к образованию первичной планпараллельной полосчатости ( $S_0$ ), совпадающей с плоскостью течения на этом этапе; возникает микроструктура протогранулярного типа, фиксирующая относительно невысокие скорости деформации и повышенные температуры [22]; происходит установление равновесной минеральной ассоциации: оливин + энстатит + высокоглиноземистый хромшпинелид ± клинопироксен. Субстрат такого состава, как свидетельствует анализ петрохимических данных по

пироксенам, отвечает условиям шпинелевой фации глубинности [10]. Температура деформации, исходя из данных по минеральным геотермометрам [8, 10] с привлечением сравнимого материала по другим массивам [2, 16, 20] была не менее 900—1000° С.

Данные о том, что деформация этого этапа сопровождается образованием ранних изоклинальных складок, как предполагается в [20], на нашем материале не находят достоверного подтверждения, хотя исключить эту возможность нельзя. Наблюдаемые изоклинальные складочки ортопироксенитовых шлиров в системе полосчатости мы относим к сопряженным складкам межслоевого проскальзывания следующего этапа деформации.

**2. Второй этап деформации ( $D_2$ ).** Соответствует первому изменению геодинамического режима, характеризующемуся подъемом (всплыванием) мантийного диапира и пластической складчатой деформацией, которая носила более дифференцированный характер. На этом этапе формируются син- и антиформные брахискладчатые структуры ( $C_2$ ), отнесенные к типу II. Структурные парагенезисы представлены: а) агрегатной хромшпинелидовой  $b$ -линейностью на крыльях структуры, б) агрегатной энстатитовой  $b$ -линейностью и агрегатной хромшпинелидовой  $R$ -линейностью в замковых частях, в) статистической уплощенностью оливина ( $S$ ), расположенной дивергентным веером к осевой плоскости, г) микроструктурой протопорфиорокластического типа в напряженных участках структуры, ассоциирующей с микроструктурами типа А.1.

Деформация  $D_2$  в наиболее напряженных участках (ядра, зоны скалывания) индуцировала частичное плавление гарцбургитов, которое, как показано в [13], может возникнуть в определенной геодинамической обстановке. Реально этот процесс запечатлен в виде жильной серии клинопироксенитов, габброидов (легкоплавкие компоненты) и полос дунитов (следы депироксенизации). Нельзя не отметить, что это элементы полосчатого комплекса, который мог окончательно сформироваться в конце этого этапа. Ориентировка жильной серии контролировалась существовавшим в то время полем напряжений. Последнее, как представляется, исходя из анализа линейно-плоскостных элементов, контролируемых пластическим течением, было ориентировано: направление растяжения ( $\sigma_3$ ) — в горизонтальной плоскости, субмеридионально; направление сжатия ( $\sigma_1$ ) — в той же плоскости, субширотно<sup>2</sup>.

**3. Третий этап деформации ( $D_3$ ).** Если два предыдущих этапа практически не отличались своими структурно-метаморфическими парагенезисами, то третий этап вызывает их серьезную перестройку, обусловленную второй сменой геодинамического режима (деформация на субкоровом уровне). Складчатые формы этого этапа ( $C_3$ ) наиболее хорошо представлены в юго-западном блоке и по масштабу сравнимы со структурой  $C_2$  (или даже превосходят ее), отличаясь рядом особенностей. Структурные парагенезисы представлены: а) хромшпинелидовой  $R$ -линейностью и статистической микролинейностью оливина, перпендикулярных шарниру, б) уплощенностью оливина, расположенной дивергентным веером, в) новообразованной энстатитовой полосчатостью скалывания на крыльях структуры, г) микроструктурными типами А.2б, А.2в. Минеральные парагенезисы представлены ассоциацией с малоглиноземистым (высокохромистым) акцессорным хромшпинелидом.

Складчатая деформация  $D_3$  сопровождается новым этапом дифференциации вещества, причем гораздо большего масштаба<sup>3</sup>, что приводит к образованию крупных дунитовых тел и обособлению возле них высокохромистых концентраций; жильная серия представлена ортопироксенитами и реже — клинопироксенитами.

<sup>2</sup> Речь идет лишь об относительном современном положении древних векторов; блок гипербазитов мог быть повернут при последующих деформациях.

<sup>3</sup> Характер дифференциации на этом этапе проблематичен; с одной стороны, это могло быть частичное плавление, а с другой — нельзя исключать возможность метаморфической дифференциации при участии глубинных флюидов.

Исходя из взаимоотношений линейно-плоскостных элементов, направление сжатия ( $\sigma_1$ ) было ориентировано в запад — северо-западном направлении, а направление растяжения ( $\sigma_3$ ) имело субвертикальное положение.

Обоснованность выделения этапа  $D_3$  как менее глубинного согласуется с представлениями о том, что на больших глубинах формируются складки в режиме субгоризонтального растяжения, параллельного их шарнирам (складки  $C_2$ ), а в более приповерхностных условиях — в режиме субвертикального растяжения, перпендикулярного шарнирам [12], имеющего место в данном случае. Кроме того, выполненное исследование оливинов из этой части массива методом ЭПР [4] показало, что спектры ЭПР, отражающие изменение физико-химического режима деформации, соответствуют условиям окислительной среды, возможной в процессе транспортировки гипербазитов из глубин верхней мантии на уровни земной коры. В конце этого этапа гипербазиты испытывают раннюю (петельчатую) серпентинизацию.

**4. Четвертый этап деформации ( $D_4$ ).** Характеризуется новой заметной перестройкой тектонического плана массива. Если предыдущие этапы деформаций зафиксированы складчатостью площадного масштаба, то  $D_4$  имеет линейно выраженный характер. В целом область, затронутая  $D_4$ , представлена полосой восток — северо-восточного простирания в центральной части массива, которая оконтуривается по присущим ей микроструктурам гранобластового типа.

Деформация  $D_4$  носила сложный характер; вероятно, концентрация пластических скальвающих деформаций в линейной зоне релаксируется в деформацию хрупкого разрушения (катаклиз, милонитизация), а затем в условиях сильного прогрева при участии высокотемпературного водного флюида, появление которого отчасти могло быть обусловлено десерпентинизацией, сменяется стадией синметаморфического течения (бластеза). Вероятно, с этим подэтапом связано формирование локализованных изоклинальных складок типа «енгауской» во вторичных гарцбургитах. Формируются новые структурно-метаморфические парагенезисы: вторичная метаморфическая энстатитовая полосчатость, гранобластовая микроструктура (с реликтами ранних структурных типов) и новая минеральная ассоциация с вторичным оливином и энстатитом. По данным [8, 13], температуры минералообразования соответствовали примерно  $700^\circ\text{C}$ , что позволяет отнести условия этапа деформации  $D_4$  к высокотемпературной области амфиболитовой фации.

**5. Пятый этап деформации ( $D_5$ ).** Деформация  $D_5$  привела к образованию субизоклинальных и других складок ( $C_5$ ) и зон рассланцевания в процессе более низкотемпературного пластического течения. Вначале эти процессы тяготели к центральной части массива и сопровождалась образованием амфибол-энстатит-оливиновых и амфибол-талк-оливиновых минеральных парагенезисов, а затем переместились в северную его часть, где формировались антигрит-оливиновые (войкаритовые) сланцы. Деформации сопровождалась частичной перестройкой микроструктур (с образованием микроструктур лейстового типа).  $P$ — $T$ -условия деформации, судя по минеральным парагенезисам, менялись, постепенно снижаясь, вероятно, от низов амфиболитовой до верхов зеленосланцевой фации.

**6. Шестой этап деформации ( $D_6$ ).** Этот завершающий этап становления массива характеризуется трещинно-блоковой тектоникой, образованием серпентинитов в краевых частях массива (вдоль его современных контактов) и формированием северной зоны меланжа в подошве надвига.

## ВЫВОДЫ

1. Изучение микроструктурных особенностей гипербазитов массива Рай-Из (типы структур, ориентировка минералов и др.) и увязка их с мезо- и макроструктурами, выявленными в обнажениях и при картировании, показало, что образование этих структур обусловлено высокотемпературным течением вещества, которое реализуется в ходе многоэтапной



деформации и сопровождается вещественными преобразованиями первичного субстрата (частичным плавлением и/или метаморфической дифференциацией с образованием дунитов и пироксенитов).

2. В истории структурной эволюции гипербазитов массива Рай-Из, входивших в состав меланократового основания Уральской эвгеосинклинали и имевших первично мантийную природу, намечается шесть этапов деформаций, последовательно сменявшихся во времени и нашедших свое отражение (в основном в виде реликтов) в современной структуре массива.

Этапы  $D_1$  —  $D_2$  проходили в условиях верхней мантии, остальные определялись близкоровыми и коровыми условиями. Важнейшим «реперным» событием в истории массива является остывание и ранняя серпентинизация между  $D_3$  и  $D_4$  этапами деформации, связанные с выводом гипербазитовых масс в близповерхностное положение, вероятно, в океанических условиях; в структурном плане им отвечает этап спрединга. Новый разогрев гипербазитов и их последующее остывание происходили на фоне общей эволюции коры от океанической через переходную к континентальной, а в структурном плане — от процессов субдукции и образования островной дуги к обдукции и выведению гипербазитов в их современное положение.

### Литература

1. Гончаренко А. И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение.— Сов. геология, 1976, № 12, с. 75—86.
2. Гончаренко А. И., Баранов М. А., Сибилев А. К. Внутренняя структура и деформации гипербазитов в офиолитах Иджимского массива (Западный Саян).— В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Сибири. Томск; Изд-во Томск. ун-та, 1979, с. 184—208.
3. Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Типы складчатых деформаций гипербазитов в офиолитах Полярного Урала.— Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 1, с. 166—170.
4. Гончаренко А. И., Щербатова М. Я., Истомин В. Е. Исследование пластически деформированных и рекристаллизованных оливинов методом ЭПР.— Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 6, с. 1480—1486.
5. Дергунов А. Б., Казак А. П., Молдавцев Ю. Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал). Геотектоника, 1975, № 1, с. 28—34.
6. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале.— М.: ГОНТИ, 1932. 221 с.
7. Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 238 с.
8. Кашинцев Г. Л. Петрогенез ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале: Автореф. канд. дис., М.: Изд-во МГУ. 24 с.
9. Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Типы пространственной ориентировки оливина в гипербазитах массива Рай-Из (Полярный Урал).— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1971, № 2, с. 105—109.
10. Малахов И. А. Оценка условий формирования альпинотипных ультрабазитов Урала по пироксеновому термобарометру.— Ежегодник-82. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1981, с. 63—68.
11. Меляховецкий А. А. О пластической деформации оливина и энстатита Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой его условий.— В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Вып. 349. Новосибирск: Наука, 1977, с. 84—111.
12. Милеев В. С. Структурный парагенез — основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях.— В кн.: Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 44—55.
13. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
14. Рудник Г. Б., Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е. Геологическое строение и хромитовоспособность массива Рай-Из.— В кн.: Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенетических карт на хромиты. М.: Наука, 1971, с. 174—188.
15. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов.— В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 147—171.
16. Савельева Г. Н., Денисова Е. А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале.— Геотектоника, 1983, № 2, с. 42—57.
17. Царицын Е. П., Алимов В. Ю., Шерстобитова Л. А., Яблонская Л. В. Метаморфизм хромшпинелидов в гипербазитах массива Рай-Из.— Ежегодник-80. Свердловск; Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1981, с. 109—112.
18. Шмелев В. Р. О внутреннем строении массива Рай-Из (по результатам изучения

- микроструктур пород).— Ежегодник-80. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1981, с. 77—79.
19. *Щербаков С. А.* Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 44—56.
  20. *Щербаков С. А.* Складчатые деформации ультраосновных тектонитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1983, № 3, с. 47—59.
  21. *Ave'Lallemant H. G., Carter N. L.* Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, № 8, p. 2203—2220.
  22. *Boudier F.* Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes Piémontaises) étude structurale et pétrologique.— Le titre de docteur d'Etat. A l'Institut des sciences de la nature de l'Université de Nantes, 1976, p. 163.
  23. *Darot M., Boudier F.* Mineral lineation in deformed peridotites: kinematic meaning.— *Petrologie*, 1975, t. 1, № 3, p. 225—236.
  24. *Dick H. J. B., Sinton J. M.* Compositional layering in Alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle.— *J. Geol.*, 1979, v. 87, № 4, p. 403—416.
  25. *Juteau T., Nicolas A., Dubescu S., Fruchard J. C., Bouchez S.* Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: possible model for an oceanic ridge.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 12, p. 1740—1748.
  26. *Mercier J. C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts.— *J. Petrol.*, 1975, v. 16, № 2, p. 454—487.
  27. *Nicolas A., Boucher J. L., Boudier F., Mercier J. C.* Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, p. 55—86.
  28. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 273, p. 853—876.
  29. *Nicolas A., Poirier J. P.* Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. London — New York: John Wiley and Sons, 1976. 444 p.
  30. *Nicolas A., Prinzhofer A.* Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence.— *J. Petrol.*, 1983, v. 24, № 2, p. 188—206.
  31. *Raleigh C. B.* Glide mechanisms in experimentally deformed minerals.— *Science*, 1965, v. 150, № 3697(5), p. 739—741.
  32. *Raleigh C. B.* Mechanisms of plastic deformation of olivine.— *J. Geophys. Res.*, 1968, v. 73, p. 5391—5406.

Институт геологии и геохимии  
им. А. Н. Заварицкого, Свердловск

Поступила в редакцию  
20.IV.1984

УДК 551.242.52(574)

ПОПКОВ В. И.

**ТЕКТОНИКА ДОЮРСКОГО ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДА  
ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ**

Анализ материалов глубокого бурения и сейсморазведки МОГТ позволил уточнить границы развития раннекиммерийской складчатости. В состав Мангышлакской системы дислокаций включены большая часть п-ова Бузачи и северный борт Южно-Мангышлакского прогиба. Показано, что Мангышлакская система дислокаций, сужаясь к юго-востоку, через Биринжикскую седловину соединяется с Карашорским валом, выклиниваясь далее по направлению к альпийскому складчатому поясу. Субпараллельно ей к юго-западу располагается еще одна протяженная дуга складчатого пермтриаса — Туаркыр-Караауданская. Вне их пределов доюрские отложения (если они присутствуют в разрезе) залегают плащеобразно, что позволяет дать более подробное районирование этих зон.

Вопрос о тектонической природе доюрского осадочного комплекса — предмет острой и давней дискуссии среди исследователей Туранской плиты. Одни из них включали его в состав фундамента в качестве верхнего структурного яруса, другие усматривали в нем черты, свойственные платформенному чехлу, третьи же выделяют в самостоятельный, отличный от фундамента и платформенного чехла (переходный, промежуточный, квазиплатформенный, тафрогенный, доплитный и т. п.), комплекс [3, 8, 9, 19, 21]. В связи с тем что в последние годы триасовые отложения Закаспия являются основным объектом нефтегазопроисловых работ, наблюдается массовое поступление нового геолого-географического материала. Его анализ позволяет в значительной мере уточнить и конкретизировать представления о тектонике доюрских осадочных образований.

Отложения перми и триаса выведены на дневную поверхность в пределах хребтов Каратау (Центральный Мангышлак), а также гор Тумгачи, Таныбай, Кунабай, Карашек, Кичик-Карашек, Белясень, Карамая (Восточный Мангышлак) и в ядре Тауркырской антиклинали. Тектоника этих районов детально описана в ряде предшествующих публикаций [2, 6, 18, 19], в связи с чем ниже приведены лишь основные черты их строения.

В обнажениях Центрального Мангышлака закартирована серия кулисообразных линейных складок северо-западного простирания, углы падения на крыльях которых достигают 70—80°, а иногда наблюдается и запрокинутое залегание слоев [2, 19]. В пределах Западного Каратау В. Г. Трифионовым с соавторами [18] описаны зоны шарьирования пород, а позже они были обнаружены А. М. Горбатовым при проведении детальных геологосъемочных работ и в районе Восточного Каратау. Здесь уже установлена и дисгармоничная складчатость триасовых отложений [19]: более пластичные породы верхнего триаса, слагающие центральные части синклиналей, смяты в сложную систему вторичных мелких складок различной формы. В замках некоторых из них наблюдается увеличение мощности пород по сравнению с крыльями в 2—3 раза в основном за счет выжимания аргиллитов и алевролитов. Более жесткие породы нижних подразделений триаса в меньшей степени осложнены вторичной складчатостью, но зато разбиты многочисленными трещинами кливажа.

Еще в работе 1912 г. Н. И. Андрусов [19], отмечал, что простирание дислоцированных каратауских пород (306°) образует острый угол (23—27°) с простиранием платформенных структур, отклоняясь от них к северо-западу. Объяснение этому некоторые исследователи видят в су-

шествовании горизонтальных левосторонних перемещений, сопровождавших процессы складчатости пермо-триаса [3].

Высокая степень дислоцированности доюрского осадочного комплекса характерна и для территории Восточного Мангышлака. Углы падения пород колеблются в широких пределах, достигая 80—90°. Отмечается запрокинутое залегание слоев [12, 19]. Детальными исследованиями В. В. Грибкова и В. С. Лазарева [6] установлены повсеместные азимутальные несогласия между пермо-триасом, имеющим здесь, как и в хребтах Каратау, северо-западное простирание, и наложенными субширотными платформенными структурами. Единичные случаи азимутального соответствия носят случайный характер.

Пермско-триасовые отложения в Туаркырской антиклинали обнажены на сравнительно небольших площадях у склонов возвышенностей Кызыл-Кия. Залегают они моноклинально, разбиты многочисленными разрывными нарушениями на мелкие блоки. Простирание северо-западное, падение слоев к юго-западу под углом от 25 до 45°, иногда до 70—80°. У южного склона возвышенности Кызыл-Кия-II падение слоев близко к вертикальному или северо-восточное под углом 80—85°.

На этом возмозности изучения тектоники доюрского осадочного комплекса непосредственно в обнажениях исчерпываются. Представления о строении закрытых районов базируются прежде всего на материалах глубокого бурения и сейсморазведки. С целью изучения условий залегания пород автором было проанализировано первичное описание керна всех скважин, вскрывших доюрские отложения в пределах казахской части Туранской плиты. По территории Мангышлака использованы в основном личные наблюдения, а по восточным районам — преимущественно опубликованные данные. Анализ временных разрезов сейсморазведки МОГТ, достигшей в последние годы значительных успехов в картировании структуры доюрского разреза, позволяет достаточно надежно определить границы складчатых зон.

Глубокие скважины, пробуренные на п-ове Тюб-Караган (площади Кусайник, Северный Кусайник, Учтам-Бугурджи, Тюбеджик, Жангурши, Южный Тюб-Караган), вскрыли дислоцированные породы триаса: углы падения слоев колеблются в широком интервале, наиболее часто встречающиеся значения 35—50°. Скважиной Саура I—II, пробуренной к северо-западу от Дунги в пределах южного борта Чапырганского прогиба, по всему разрезу триаса установлены углы падения от 30 до 45°, достигая в отдельных случаях 80° (интервал глубин 3872—3877 м). Интенсивно дислоцированы отложения триаса и в пределах Беке-Башкудукского вала, что подтверждается материалами бурения Карасязь-Таспасской скважины I—II, вскрывшей пестроцветные отложения нижнего триаса, залегающие под углом от 45 до 90° к горизонтали, а также на площади Караманата (скв. 1, углы падения 80—85°).

Площадное развитие складчатости пермо-триаса в пределах Восточного Мангышлака подтверждено глубоким бурением. На площадях Кызыл-Су (скв. 2), Акпан (скв. 4), Гасан (скв. 1), Самтыр (скв. 1, 2, 3), отстоящих друг от друга на значительные расстояния, в доюрском разрезе зафиксированы углы падения 35—50°.

Сейсморазведкой МОГТ в описанных выше районах ниже подошвы платформенного чехла не получено надежных регионально выдержанных границ. Отдельные отражающие площадки, встречающиеся иногда на временных разрезах, могут быть обусловлены отражениями от пологих разрывных нарушений (на возможность их присутствия указывают зеркала скольжения, ориентированные под углом 25—40° к горизонтали) или же совпадением профиля с простиранием складки. Изложенное не подтверждает представления некоторых геологов о слабой дислоцированности доюрского осадочного комплекса Чапырганского прогиба, Беке-Башкудукского вала и Восточного Мангышлака.

Региональный разлом, разделяющий Беке-Башкудукский платформенный вал и Жетыбай-Узеньскую ступень, многие рассматривают в качестве южной границы Центрально-Мангышлакских дислокаций [9,

11, 19]. Однако изучение кернового материала показывает, что триасовые отложения и здесь подверглись складчатым деформациям. Максимальные углы падения отмечены в алевроито-аргиллитовой толще нижнего триаса (60—75°) [12], а в скважинах Южный Жетыбай-38 (интервал глубин 3838—3996 и 4152—4181 м) и Тасбулат-10 (3388—3670) наблюдается вертикальное залегание слоев. При этом в последней напластование подчеркивается обильными остатками пеллеципод позднеголенекского возраста, что полностью исключает возможность какого-либо иного происхождения таких углов залегания слоев, нежели тектонического. В отличие от подстилающих отложений для вулканогенно-карбонатной части разреза среднего триаса этой зоны характерны в целом меньшие углы падения, редко превышающие 50—60°. Сейсморазведка МОГТ, подтверждающая дислоцированность триасовых отложений, несколько вылаживает истинные углы падения слоев, что вы является при сопоставлении материалов глубокого бурения и сейсмических данных.

Вулканогенно-терригенные отложения верхнего — частично среднего триаса, сохранившиеся от предъюрского размыва лишь в южных районах Жетыбай-Узеньской зоны, также подвержены деформациям. Углы падения слоев в этой части разреза колеблются от 15 до 70°. Большие углы падения пород установлены на десяти площадях Жетыбай-Узеньской зоны: Южный Жетыбай, Тасбулат, Актас, Западный Тасбулат, Бектурлы, Жетыбай, Тенге, Северо-Западный Жетыбай, Западное Тенге, Узень. Количество скважин, где было обращено внимание на характер напластования слоев, исчисляется десятками (к сожалению, при первичном описании керна этому обычно не придается должного значения). Корреляция разрезов скважин, расположенных на незначительных расстояниях друг от друга (первые километры), зачастую указывает на скачкообразное увеличение мощностей отдельных частей разреза или всей толщи в целом, что подтверждает дислоцированность отложений, а также говорит о развитии многочисленных разрывных нарушений (в кернах многих скважин отмечаются зеркала скольжения, зоны дробления пород). Амплитуда вертикального смещения по разломам достигает нескольких сотен метров. Наряду с вертикальной компонентой смещения присутствует и горизонтальная, о чем свидетельствуют пологие углы зеркал скольжения, локальный раздув мощности отдельных пачек, а в отдельных случаях на сейсмических разрезах можно выделить и взбросы. Дислоцированность разреза является причиной искривления стволов скважин, достигающего 10—15°, а в скважине Саура-I-II искривление составило 50°.

Южным ограничением складчатого триаса служит Жетыбай-Узеньский региональный разлом, к югу от которого как сейсморазведкой, так и глубоким бурением фиксируется плащеобразное залегание отложений триасового возраста. Несколько увеличенные углы падения, не превышающие первого десятка градусов, отмечаются лишь на крыльях локальных поднятий.

Накопленный фактический материал позволяет пересмотреть укоренившуюся точку зрения о низкой дислоцированности доюрских отложений п-ова Бузачи. Большие углы падения слоев здесь не исключение, а правило: на всех поисково-разведочных площадях центральной и южной его частей в кернах отмечены углы падения, колеблющиеся в очень широких пределах — от субгоризонтальных до близвертикальных. Наиболее часто встречающиеся значения 45—50°. Несколько меньшие углы напластования характерны для северных площадей, где они редко превышают 25—30°, но и здесь на некоторых поднятиях (Култай, скв. 1 и 4) зафиксированы углы в 40—65°.

Складчатый характер залегания доюрских отложений подтверждается и материалами сейсморазведки, не установившей протяженных отражающих горизонтов, что послужило в свое время основанием для предположения о развитии на п-ове Бузачи соленосных толщ и соляных куполов [9]. Сейсмические данные позволяют говорить о наличии в

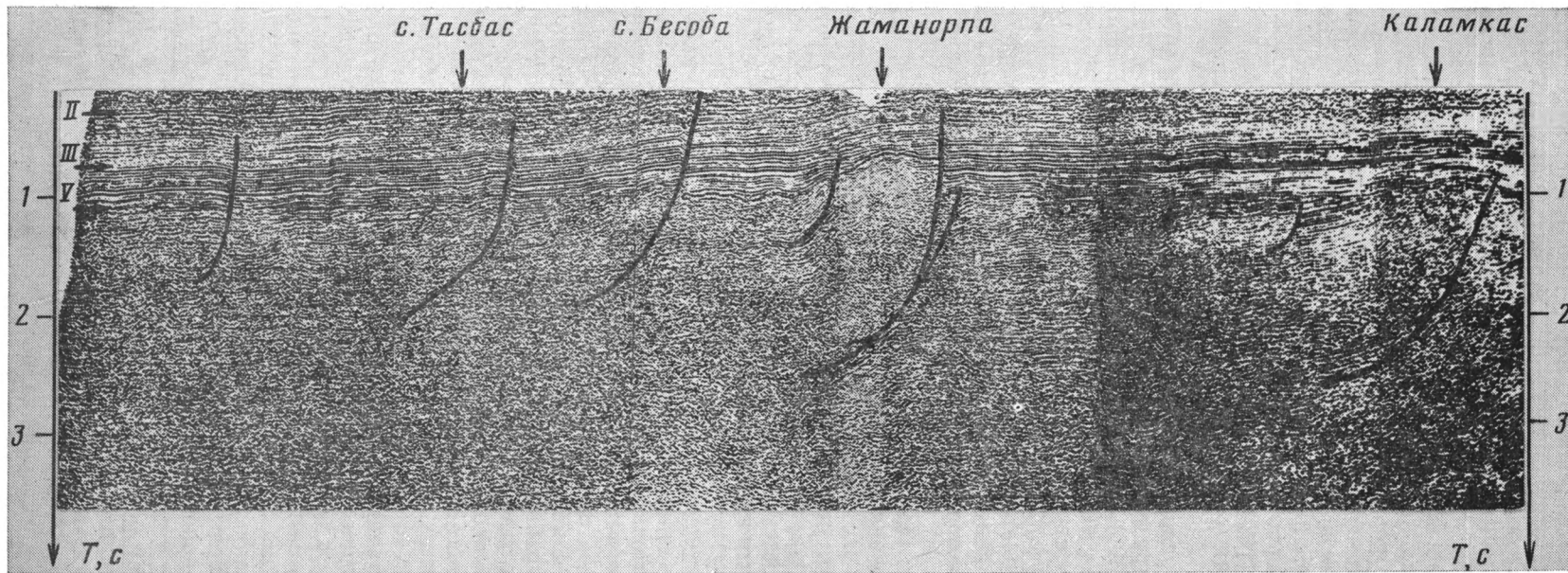


Рис. 1. Сейсмический разрез. Полуостров Бузачи (местоположение см. на рис. 2)  
 Отражающие горизонты: II — подошва сенона — турона, III — подошва неокома, V — размытая поверхность доюрских отложений

доюрском комплексе надвигов, выполаживающихся с глубиной (рис. 1). В структуре платформенного чехла фронтальным частям тектонических пластин соответствуют антиклинальные линии. Локальные поднятия, входящие в их состав, линейной или брахиальной формы, с крутыми короткими северными и пологими южными крыльями. В южном направлении, в сторону осевой зоны Южно-Бузачинского послетриасового платформенного прогиба, наблюдается ступенчатое погружение приразломных антиклинальных зон. Однако гребень каждой последующей южной линии, как это хорошо видно на прилагаемом временном разрезе, является взброшенным относительно прилегающего крыла северной зоны с амплитудой смещения по подошве юрских отложений до 200—300 м. При этом наибольшая дислоцированность пермо-триаса, судя по данным сейсморазведки (рис. 1), отмечается в пределах фронтальных частей пластин (гребней), в то время как в межгребневых зонах в ряде случаев отмечаются непротяженные сравнительно пологие отражающие площадки.

Наличие горизонтальной составляющей в смещении по тектоническим разрывам внутри доюрских отложений подтверждается существованием пологих (25—30°) зеркал скольжения, описанных в керне достаточно большого числа скважин. Кроме того, в скважине Жеманорпа-12 под пестроцветной терригенной толщей ранне- и среднетриасового возраста (мощность 700 м) появляется сероцветная 940-метровая толща, возраст которой предполагается как средне- и познетриасовый [4]. Ниже по разрезу вновь залегают пестроцветные отложения, сходные по составу с верхней частью доюрского разреза. Углы наклона слоев по керну изменяются от 5 до 60°, причем максимально дислоцированы отложения средней толщи. По мнению указанных исследователей, вероятно тектоническое сдвигание разреза.

В северной части п-ова Бузачи на сейсмических разрезах появляются относительно пологие отражающие горизонты, что согласуется с материалами бурения, указывающими на меньшую дислоцированность доюрского комплекса в этой зоне. Однако и здесь вероятно развитие пологих срывов, что видно на рис. 1.

Следствием высокой дислоцированности отложений пермо-триаса п-ова Бузачи является и повышенная их плотность (2,60—2,70 г/см<sup>3</sup>), близкая к значениям плотности пород каратауского комплекса (2,65—2,75 г/см<sup>3</sup>). Отмечается резкое катагенетическое несогласие на границе средней юры и подстилающих отложений триаса (около 110—130°С), что указывает на существование интенсивного размыва последних, оцениваемое в 3—4 км [5]. Крупное аналогичное несогласие отмечается и в пределах Кырын-Токубайского вала. Заметим, что интенсивный размыв триасовых отложений в предъюрское время весьма характерен для зон пермско-триасовых прогибов, испытавших складчатость и инверсию в конце триасового периода [13, 19].

Таким образом, данные сейсморазведки МОГТ и глубокого бурения свидетельствуют о проявлении предъюрской складчатости на большей части п-ова Бузачи. Северо-восточной границей складчатого пермо-триаса является крупное региональное нарушение, трассирующееся по линии Каражанбас — Жаманорпа — Кызан — Кырын — Токубай [14]. В керне глубоких скважин последних трех площадей также отмечены углы падения, достигающие 35—50°, а на Кызанской структуре сейсморазведкой МОГТ, выполненной в последние годы Турланской геофизической экспедицией, на отдельных северо-восточных профилях, располагающихся вкрест, зафиксирована волновая картина, очень схожая с таковой на Жаманорпинской площади (см. рис. 1).

С внешней стороны Кырын-Токубайского разлома в районе Северного Устья для доюрского осадочного комплекса свойственно полого-волнистое залегание [16]. Немногочисленные случаи повышенной дислоцированности отложений отмечались в восточных [1], а последние годы установлены и в северо-западных его районах. Так, в скв. Западный Аманжол-1 в интервалах глубин 3577—3592 и 3630—3647 м отмечены

углы падения слоев 45—65 и 30—45° соответственно, а в интервале 3440—3445 м — зеркала скольжения, угол 40—50°. На площади Чумышты в скв. 3 в керне, поднятом из интервалов глубин 4052—4062 и 4466—4469 м, описаны углы падения 45°, а в интервале 4881—4886 м — 40°. В скважине I-II той же площади в интервалах 4052—4062 и 4466—4469 м углы падения пород составляют 45°, а на глубинах 4881—4886 м — 40°. В скважине 2-II Ащитайпак в интервалах 3610—3615 и 3660—3665 м отмечены углы падения в 45°, а на поднятии Шаршикудук (скв. 1, интервал 3288—3296 м) — 35°. Наличие в доюрском разрезе Северного Устюрта регионально выдержанных сейсмических горизонтов говорит о локальном распространении повышенной дислоцированности пород, носящей, вероятно, приразломный характер.

В качестве восточного продолжения Мангышлакской складчатой зоны многие исследователи вслед за А. Л. Яншиным [21] принимают Центрально-Устюртскую систему поднятий. Однако анализ естественных геофизических полей показывает генетическую разновидность этих тектонических элементов, имеющих к тому же торцовое сочленение между собой [9]. Кроме того, как известно, в наиболее приподнятых участках Центрального Устюрта отсутствуют осадочные образования доюрского возраста. В керне скважин Шахпахтинской ступени углы падения пород не превышают 10—12°. Восточным ограничением Восточно-Мангышлакской системы дислокаций, как это отмечалось в работе М. М. Мстиславского и др. [11], служит Биринжикско-Тасюкский разлом, являющийся юго-восточным продолжением Кырвско-Токубайского разлома [14] и отделяющий ее от Шахпахтинской ступени с плащеобразным залеганием доюрских отложений.

Учитывая установленное северо-запад — юго-восточное простирание складчатости пермо-триаса Восточного Мангышлака [6] и изложенные выше сведения о тектонике прилегающей к нему с востока территории Устюрта, продолжение Мангышлакской складчатой зоны следует искать в юго-восточных районах рассматриваемого региона. Одним из возможных вариантов считалось соединение ее с Туаркыром, однако, по мнению других исследователей [19, 21], данная точка зрения мало вероятна, что подтверждается и материалами последних лет [15]. Если руководствоваться принципом унаследованности тектонических движений, развивавшимся в работах А. Л. Яншина и примененном им для выяснения структурных взаимоотношений основных тектонических элементов Закаспия [21], то наиболее вероятным юго-восточным продолжением складчатых зон Восточного Мангышлака может являться Биринжикская седловина. Она ориентирована в северо-западном направлении и разделяет кулисообразно расположенные Учкудукскую и Ассаке-Ауданскую депрессии. Проведенный еще в 60-х годах анализ данных структурно-геологической съемки, включающей в себя и бурение, а также геоморфологических исследований, позволил установить [10, 20], что в ее пределах находят свое продолжение как антиклинальные структуры Восточного Мангышлака, так и Карашора, т. е. Биринжикская перемычка может являться связующим звеном между Мангышлакской и Карашорской складчатыми зонами. Наиболее отчетливо эта взаимосвязь проявляется в более глубоких горизонтах осадочного чехла (в структуре меловых и юрских отложений). Дислоцированность доюрских отложений в районе седловины подтверждается буровыми материалами: в керне скважины Тасюк-1 отмечены углы падения в 40—45° (интервал глубин 3070—3075 м). Ундуляция шарнира Мангышлакско-Карашорской складчатой системы обусловлена наложением более молодой Южно-Мангышлакско-Устюртской альпийской системы прогибов.

Таким образом, наиболее вероятным продолжением складчатых сооружений Мангышлака является Карашорская мегантиклиналь, редуцирующаяся далее к юго-востоку в шовную зону. Западным их ограничением служит, по-видимому, Аграхано-Гурьевский разлом. Общая протяженность зоны, имеющей форму гигантской дуги (рис. 2), при таком варианте оценивается не менее чем в 1000 км. Простирание ее совпадает



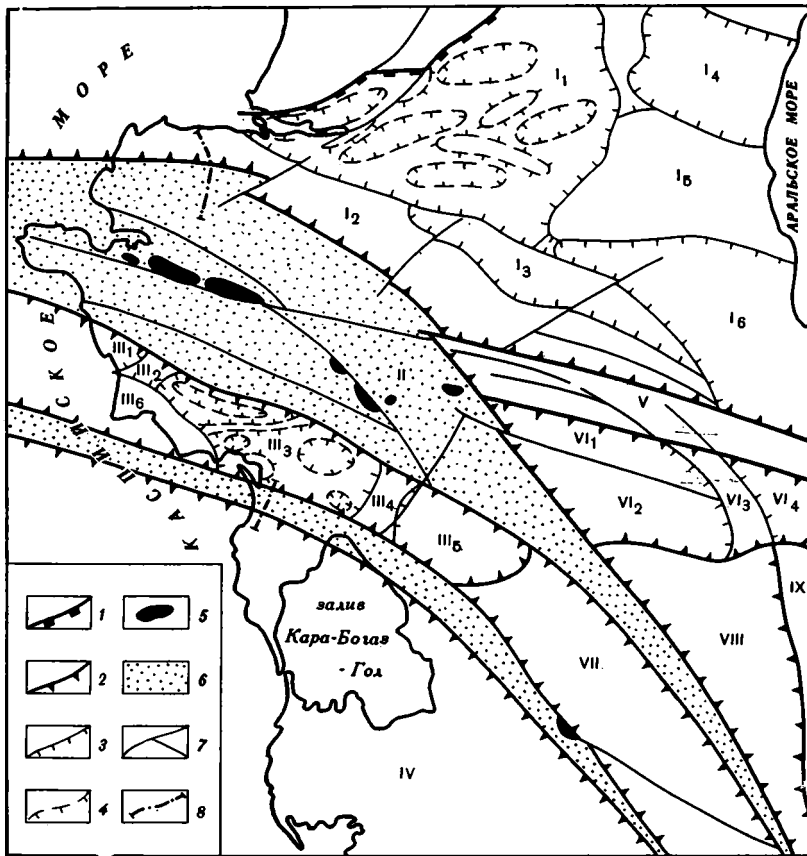


Рис. 2. Тектоническая схема доюрских отложений запада Туранской плиты  
 1 — граница Туранской и Русской плит; 2—4 — границы тектонических элементов: 2 — первого, 3 — второго, 4 — третьего порядков; 5 — выходы доюрских отложений на поверхность; 6 — раннекембрийские складчатые системы; 7 — основные разломы; 8 — местоположение сейсмических профилей (рис. 1,3). Цифры на схеме: I — Северо-Устьюртская синеклиза, I<sub>1</sub> — Култукско-Самская депрессия, I<sub>2</sub> — Арстановско-Ирдалинская ступень, I<sub>3</sub> — Астауойская моноклинали, I<sub>4</sub> — Косбулакская депрессия, I<sub>5</sub> — Акумсухский выступ, I<sub>6</sub> — Барсакельмская депрессия; II — Мангышлакско-Карашорская система дислокаций; III — Южно-Мангышлакская система прогибов, III<sub>1</sub> — Сегендыкская депрессия, III<sub>2</sub> — Карагинская седловина, III<sub>3</sub> — Жазгурлинский прогиб, III<sub>4</sub> — Карынжарыкская седловина, III<sub>5</sub> — Учкудукская депрессия, III<sub>6</sub> — Песчаномыско-Ракушечный свод; IV — Кара-Богазский массив; V — Центрально-Устьюртская система поднятий; VI — Южно-Устьюртская система прогибов, VI<sub>1</sub> — Шахпахтинская ступень, VI<sub>2</sub> — Асаке-Ауданский прогиб, VI<sub>3</sub> — Сарыкамышская седловина, VI<sub>4</sub> — Дарьялык-Дауданский прогиб; VII — Кумсебенский выступ; VIII — Верхнеузбойский прогиб; IX — Центрально-Каракумский массив

с простираем выходящего на поверхность пермо-триаса Центрального и Восточного Мангышлака. На продолжении антиклиналей каратауского комплекса Горного Мангышлака установлены унаследованные платформенные антиклинали, что отмечалось в свое время А. Е. Шлезингером [19]. Совпадает простираем складчатости и с ориентацией магнитных аномалий [3], секущих под углом до 30° субширотные послетриасовые платформенные структуры. Кроме того, по результатам высокоточной гравиметрической съемки в пределах Беке-Башкудукского вала, восточной части Жетыбай-Узенской ступени и Кокумбайской моноклинали фиксируются протяженные аномальные зоны того же простираем, а при снятии регионального наклона в низах послетриасового платформенного чехла Кокумбайской моноклинали вырисовывались антиклинальные линии северо-западной ориентации [7]. Изложенное позволяет говорить о том, что послетриасовая платформенная структура региона является наложенной относительно раннекембрийской.

Вопрос о границах Туаркыр-Карауданской складчатой зоны под-

робно рассмотрен в предыдущей работе [15]. Ширина ее составляет 30—50 км при общей протяженности около 800 км. Так же как и Карашорская зона, она вырождается в юго-восточном направлении. Аналогичное замыкание ее предполагается и в районе Среднего Каспия. Прямые сведения о дислоцированности пермо-триаса, помимо описанных выше данных по Туаркыру, немногочисленны. Так, в пределах Туаркырской антиклинали он разбурен большим числом скважин, которые подтвердили блоковое строение доюрского комплекса. Отмечены большие амплитуды смещения по разломам (от десятков до сотен метров). К западу от северо-восточного угла зал. Кара-Богаз-Гол территория перекрыта густой сетью сейсморазведочных профилей МОГТ. По данным геофизики, ширина складчатого пермо-триаса здесь составляет около 30 км (рис. 3); зона характеризуется интенсивной раздробленностью. Сведения об элементах залегания отложений имеются лишь в скважине Темир-Баба I-II, где в интервале глубин 4324—4332 м отмечены углы напластования пород, наклоненные под углом 50—55°. Косвенно о значительной дислоцированности пород могут свидетельствовать сложности, с которыми приходится сталкиваться при сопоставлении разрезов скважин, расположенных на расстоянии даже в 1—2 км.

Итак, в пределах западных районов Туранской плиты в структуре доюрского осадочного комплекса выделяются крупные латеральные неоднородности, позволяющие разделить ее на четыре области: Мангышлакско-Карашорскую, Туаркыр-Караауданскую складчатые зоны, с одной стороны, Северо-Устюртскую и Южно-Мангышлакскую с плащеобразным залеганием отложений данного возраста — с другой.

Наиболее представительный сейсмический материал накоплен на Южном Мангышлаке, что дает возможность выполнить детальное тектоническое районирование. Ширина Южно-Мангышлакского геоблока составляет 60—80 км. Наиболее крупным (70×200 км) и сложнопостроенным элементом в его пределах является Жазгурлинский прогиб, разделенный узким субшироко ориентированным Байрам-Курганбайским валом (90×(10—8) км) на две депрессии: Западно- и Восточно-Жазгурлинскую. Первая из них имеет асимметричное строение — широкий пологий южный борт и крутой прискладчатый северный, вдоль которого располагается узкий протяженный (90×10 км) Тайбагарский желоб с глубиной залегания подошвы карбонатного триаса около 5,2—5,3 км. Восточно-Жазгурлинская депрессия характеризуется значительными глубинами погружения триасовых отложений (4,7—5,5 км). Она осложнена изометричными Басгурлинской (50×35 км), Гюльской (20×15 км) и Демальской (25×20 км) мульдами и Кумак-Махатским выступом (35×20 км). Глубина подошвы среднего триаса в пределах последнего составляет около 4,7—4,8 км. Наиболее глубокая ее часть приурочена к Басгурлинской мульде (около 5,5 км). В западной части Южного Мангышлака вырисовывается Сегендыкская депрессия, открывающаяся в море. Размеры ее в пределах суши 50×40 км. Наибольшая глубина залегания карбонатного триаса достигает 5 км. Отделена она от Восточно-Жазгурлинской депрессии Карагинской перемычкой (ширина 25 км при глубине залегания среднего триаса порядка 4,2 км).

Наиболее крупным положительным структурным элементом Южного Мангышлака является Песчаномысско-Ракушечный свод. Его протяженность оценивается не менее чем в 120 км при максимальной ширине 60 км. Наименьшая глубина залегания триаса установлена в пределах м. Песчаный (3,5 км). К востоку отмечается постепенное погружение триасовых отложений до глубины 4,3—4,5 км в районе м. Токмак.

В восточной части Южно-Мангышлакского блока выделяется Учкудукская депрессия, отделенная от Жазгурлинского прогиба Карынжарыкской седловиной. Структура этих районов слабо изучена. Далее к юго-востоку, в районе Кумсебшенского блока, доюрские осадочные отложения отсутствуют в разрезе, что подтверждается бурением на площадях Аламанел и Кумсебшен. Не установлены осадочные образования доюрского возраста и в пределах Кара-Богазского лассива.



Рис. 3. Сейсмический разрез, Карауданский вал (местоположение см. на рис. 2)

Отражающие горизонты: I — в подошве палеогена, II — в подошве сапона — турона, III — в подошве неокома, V<sub>1</sub> — размытая поверхность доюрских отложений, V<sub>2</sub> — внутри среднего триаса, VI — кровля палеозоя

Сравнительно большой объем региональных сейсмических работ МОГТ, выполненных в последние годы на западе Северного Устюрта, позволяет уточнить представления о тектонике доюрских отложений этой территории. Здесь выделяется протяженная Арстановско-Ирдалинская ступень, имеющая ширину 50—60 км, прилегающая на большом протяжении к Мангышлакско-Карашорской системе дислокаций. Доюрские отложения, развитые в ее пределах, отличаются повышенной раздробленностью. Разрывные нарушения имеют преимущественно северо-западную и северо-восточную ориентировки. На формирование структуры ступени определенное влияние оказали складчатые процессы в Мангышлакско-Карашорском прогибе. Глубина залегания кровли палеозоя изменяется в широких пределах — от 2,8—3 км в восточной части и 4,4—4,6 км на Арстановской структуре до 7—8 км — в районе сора Кайдак. С северо-востока к Арстановско-Ирдалинской ступени примыкает Астауойская моноклинал, имеющая чечевицеобразную форму. Подошва триаса здесь погружается от 3,6—3,8 км на юге до 5,8 км — в районе Астауя и 8,2—8,4 км на поднятии Каменное. Наиболее погруженной частью Северо-Устюртского прогиба является Култукско-Самская депрессия. По данным сейсморазведки, кровля палеозоя залегает здесь на глубинах 8—10 км. Осложнена она рядом линейных поднятий и прогибов (см. рис. 2). На востоке Северного Устюрта выделяются Косбулакская и Барсакельмесские депрессии, разделенные Актумсукским выступом. В районах, прилегающих к Аральскому морю, бурением доказано отсутствие в разрезе отложений верхней перми и триаса. Не установлены они и на ряде площадей Центрально-Устюртской зоны поднятий.

В пределах Южно-Устюртской зоны прогибов выделяются Ассаке-Ауданская и Дарьялык-Дауданская депрессии, разделенные Сарыкамышской перемычкой северо-западного простирания, а также Шахпахтинская ступень. Внутренняя структура доюрского осадочного комплекса этих районов изучена недостаточно. То же самое можно сказать и о Северо-Узбойском прогибе, разделяющем Карашорский вал и Центрально-Каракумское поднятие.

#### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования свидетельствуют о гораздо более широком площадном проявлении раннекимерийской складчатости, чем это считалось ранее. Так, расширены к северу и югу границы складчатого пермо-триаса Центрального Мангышлака. В состав этой зоны должны быть включены большая часть п-ова Бузачи и сопредельные районы Северного Устюрта, включая Кырынско-Токубайский послетриасовый платформенный вал, а также северный борт Южно-Мангышлакского прогиба.

Центрально-Мангышлакская и Центрально-Устюртская системы послетриасовых платформенных поднятий генетически разнородны и не могут быть объединены по доюрскому комплексу отложений в единую зону. Не следует искать продолжений Мангышлакских дислокаций и в пределах Шахпахтинской ступени, где пермо-триас залегает субгоризонтально. Наиболее вероятным представляется соединение их через Биринжикскую седловину с Карашорским валом, т. е. речь должна идти о Мангышлакско-Карашорской системе дислокаций, имеющей форму гигантского клина, вырождающегося в юго-восточном направлении. Субпараллельно ей расположена другая протяженная дуга — Туаркыр-Карауданская, ширина которой исчисляется первыми десятками, а протяженность — не менее 800 км.

Территориально складчатые системы совпадают с зонами мощного пермско-триасового осадконакопления. Автор поддерживает точку зрения А. Е. Шлезингера, считающего эти прогибы остаточного-геосинклинальными [19], но, в отличие от последнего, рассматривает их образование и последующую эволюцию с мобилистических позиций. Отсутствие полного смыкания новообразованных блоков континентальной коры в палеозое может быть связано с недостаточной интенсивностью танген-

циального сжатия в это время, что подтверждается широким распространением остаточных геосинклинальных бассейнов в районах закрывающегося океана Палеотетиса [17]. И лишь в конце триаса, в момент полного закрытия Палеотетиса и столкновения континентальных масс Северной Евразии и материков южной группы, отложения, выполняющие пермско-триасовые прогибы, являющиеся ослабленными зонами в теле молодой платформы, испытали складчатость, а сами прогибы превратились в инверсионные структуры. Вне этих зон доюрский осадочный комплекс по характеру дислоцированности близок к перекрывающим образованиям платформенного чехла.

Изложенные выше сведения о тектонике доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты могут способствовать решению вопросов нефтегазогеологического районирования территории и определению основных направлений и методики геологоразведочных работ на этот несомненно перспективный комплекс пород.

#### Литература

1. *Архипов В. С., Полканова Л. П.* О дислоцированности пермо-триасовых отложений Устюрта.— *Геотектоника*, 1966, № 2, с. 107—109.
2. *Винюков В. Н.* К вопросу о тектонике пермских и триасовых отложений Мангышлака.— *Тр. ВНИГРИ. Л.*, 1963, вып. 218, с. 128—141.
3. *Гарецкий Р. Г., Шрайбман В. И.* Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты. М.: Наука, 1960. 91 с.
4. *Голов А. А., Долицкая И. В., Карцева О. А., Каневская Р. И., Кондратьев А. Н.* Особенности строения и перспективы нефтегазоносности Бузачинско-Прорвинского района.— *Тр. ВНИГРИ. М.*, 1979, вып. 212, с. 103—126.
5. *Горшков В. И.* Палеогеотермия и нефтегазоносность осадочных толщ: Автореф. докт. дис. М.: ИГиРГИ, 1983. 50 с.
6. *Грибков В. В., Лазарев В. С.* Некоторые вопросы тектоники Восточного Мангышлака.— *Сов. геология*, 1966, № 8, с. 52—66.
7. *Кольвах И. П., Попков В. И.* О выборе объектов для постановки поискового бурения в пределах Кокумбайской ступени.— *Экспресс-информация. Сер. Нефтегазовая геология и геофизика*, 1979, вып. 19, с. 15—17.
8. *Крылов Н. А., Летавин А. И.* Тектоника пермо-триасового комплекса запада Средней Азии и его структурное положение.— В сб.: *Геологическое строение и нефтегазоносность эпигерцинской платформы юга СССР*. М.: Наука, 1966, с. 17—26.
9. *Кунин Н. Я.* Промежуточный структурный этаж Туранской плиты. М.: Недра, 1974. 264 с.
10. *Куприн П. Н., Левин А. И.* Структурно-тектоническая характеристика Прикара-Богазской депрессии.— В кн.: *Геология и нефтегазоносность юга СССР*. Л.: Гостехиздат, 1962, с. 73—107.
11. *Мстиславский М. М., Мезенцев А. М., Олофинский Л. Н.* Тектоническое районирование доюрского основания Мангышлакской зоны поднятий.— *Геотектоника*, 1980, № 2, с. 63—77.
12. *Попков В. И., Клычников А. В.* О дисгармонии в складчатости триаса Мангышлака.— *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1985, № 4, с. 142—145.
13. *Попков В. И., Нугманов Я. Д.* Значение восходящих тектонических движений в формировании структуры Южно-Мангышлакского прогиба.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1983, № 6, с. 113—120.
14. *Попков В. И., Праздников А. В.* Анализ линейментной сети и глубинная тектоника (на примере Туранской плиты).— *Исслед. Земли из космоса*, 1983, № 6, с. 83—86.
15. *Попков В. И.* О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1984, вып. 59, № 2, с. 43—49.
16. *Сапожников Р. Б.* Тектонические критерии нефтегазоносности доюрских отложений Устюрта.— *Сов. геология*, 1978, № 10, с. 110—116.
17. *Тектоника Северной Евразии (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000)*. М.: Наука, 1980. 222 с.
18. *Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е.* Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау.— *Геотектоника*, 1965, № 2, с. 47—57.
19. *Шлезингер А. Е.* Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М.: Наука, 1965. 218 с.
20. *Шолохов В. В.* Об отражении в рельефе Устюрта неогеновых дислокаций и возможных связях складок Южного Устюрта и Мангышлака.— *Тр. КЮГЭ АН СССР*, вып. 7. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 105—117.
21. *Янишин А. Л., Взгляды А. Д.* Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В сб.: *Памяти академика А. Д. Архангельского*. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 253—327.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.241.52(571.1)

БЕНЕНСОН В. А.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ  
В СВЕТЕ НОВОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В ряде публикаций последних лет обращалось внимание на то обстоятельство, что увеличение объемов глубокого бурения и сейсморазведки, а также интенсивное совершенствование самих сейсмических методов с начала 70-х годов вызвало приток качественно новой геолого-геофизической информации, серьезно изменившей прежние представления о глубинах, составе и возрасте фундамента Западно-Сибирской плиты [3, 5—8, 12, 13, 17]. В частности, отмечалось, что применение в работах КМПВ автоматических сейсмостанций с магнитной записью, а также усовершенствованных систем наблюдений (при больших длинах годографов) и более мощных источников возбуждения сейсмических волн существенно повысило качество сейсмических материалов. Главным достижением этих работ с учетом результатов глубокого бурения явились сведения о больших, чем это принималось раньше, глубинах залегания метаморфического фундамента и широком развитии в надфундаментном разрезе умеренно преобразованных и дислоцированных палеозойских и триасовых пород. Анализ этих материалов, а также данных МОГТ, пока еще малочисленных, но принципиально важных, позволяет существенно уточнить представления о тектонике фундамента и надфундаментной части доюрского разреза.

По материалам сейсмических работ объединения «Ямалнефтегазгеофизика» на севере Западной Сибири на глубинах 8,0—12,0 км прослеживается преломляющий горизонт III<sup>а</sup> — с граничными скоростями 6,2—7,2 км/с (см. рисунок). В районе Таноччинской площади (Мшистинская скв. 2, глубина 1737 м) горизонт этот сопоставляется с кровлей кристаллических сланцев и гнейсов, абсолютный возраст которых достигает 1000 млн. лет [15].

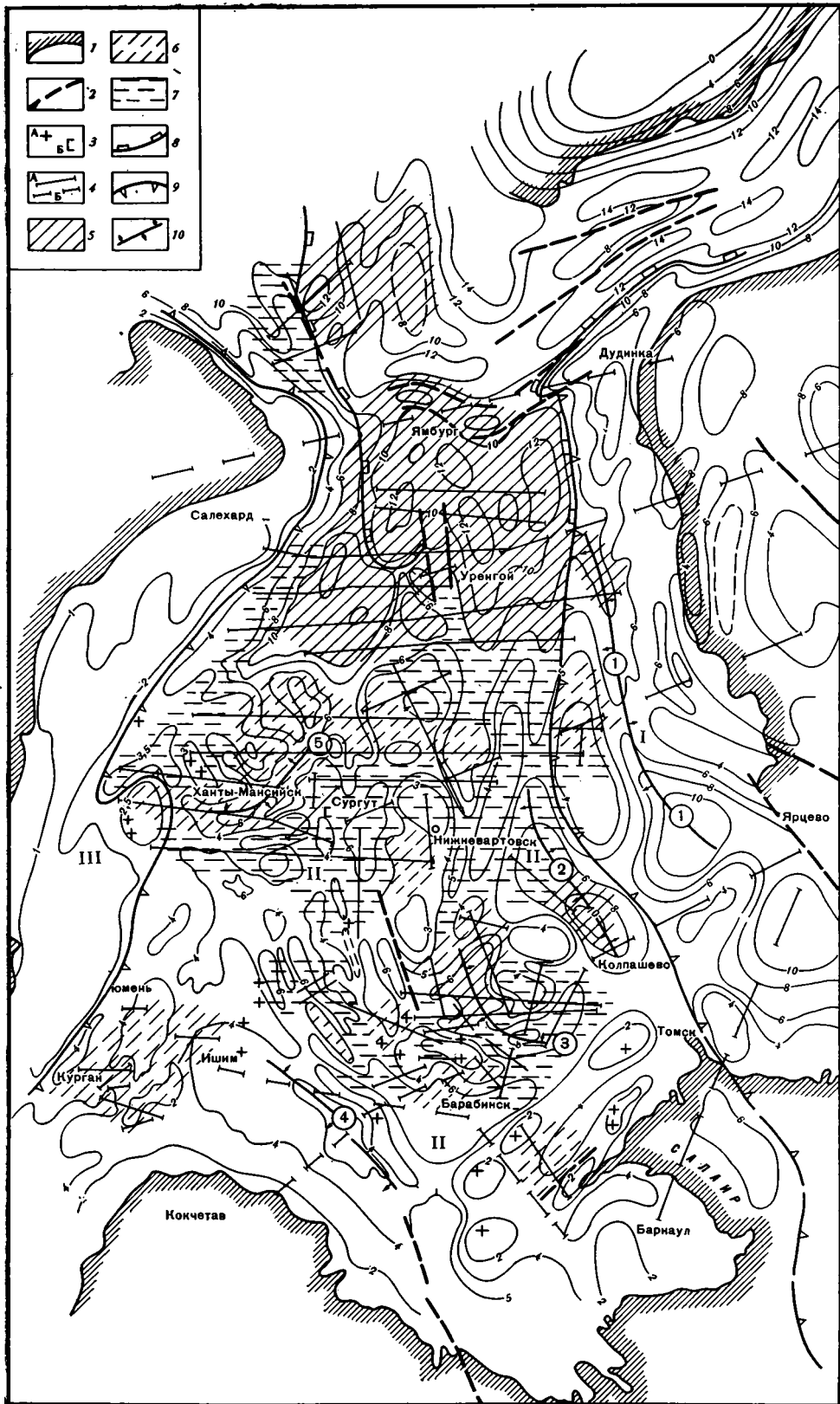
В районах Сибирских Увалов и Среднего Приобья наиболее глубоко погруженный преломляющий горизонт Ф с граничными скоростями 5,8—6,5 км/с фиксируется на глубинах 3,0—6,0 км (материалы работ региональных сейсмических партий объединения «Ханты-Мансийскгеофизика»). При сопоставлении этих материалов с результатами работ КМПВ более северных районов отмечаются несопадения данных по глубинам фундамента до 1,5—2,0 км. Есть основания полагать, что отмеченное обстоятельство является следствием применения в Ханты-Мансийском объединении годографов малой длины, что и не позволило в районе Сибирских Увалов выделить в первых вступлениях высокоскоростную волну, аналогичную группе волн III<sup>а</sup>. В связи с этим следует допустить, что в указанном районе, а возможно, и на ряде участков Среднего Приобья отметки поверхности фундамента принимаются несколько завышенными.

В Среднем Приобье фундамент вскрывается скважинами в пределах Нижневартовского и Ляминского выступов, где он сложен сильно метаморфизованными темными и зеленоцветными сланцами, а также основными магматическими породами, возраст которых рядом исследователей принимается докембрийским [10, 16].

На юге Западной Сибири в сейсмических партиях объединения «Новосибирскгеология» раньше, чем в других районах, стали применяться удлиненные системы годографов (>30 км), что еще в конце 60-х годов позволило получить сведения о высокоскоростных волнах в кровле складчатого допалеозойского основания. Так, в Курганском районе на глубинах 2,0—4,0 км был прослежен преломляющий горизонт Ф с граничными скоростями 5,8—6,2, реже 6,5 км/с. Восточнее, в Обь-Иртышском междуречье, по материалам Томского геофизического треста преломляющий горизонт Ф в прогибах прослеживается на глубинах 6,0—8,0 км [9]. На Парабельском поднятии по данным бурения скважин, расположенных вблизи отработанных сейсмических профилей, на глубинах до 2,8 км вскрываются граниты с абсолютным возрастом до 920 млн. лет.

Помимо магматических пород в фундаменте юга Западной Сибири важная роль принадлежит разнотипным сланцам, которые по уровню преобразования и метаморфизма выделяются, в частности, на Ипатовском, Славгородском и Каймысовском сводах в рамках докембрийских образований [18, 20].

Заметно меньший объем информации о фундаменте имеется по Приенисейскому району. По разрозненным данным единичных скважин (на Щучинском, Елогуйском выступе) можно полагать, что фундамент этого района сложен дорифейскими графитизированными сланцами и филлитами [2, 10, 18]. Об этом же свидетельствуют материалы бурения южных площадей Приенисейского района, где в разрезах скважин вскрываются до 900 м горизонтально залегающих, в основном карбонатных пород венда — ниж-



него палеозоя. Предполагается, что в депрессионных зонах фундамент погружается до 8,0—10,0 км.

Раньше отмечалось, что для косвенных суждений о составе пород фундамента Западно-Сибирской плиты применяются материалы сейсмических работ по граничным скоростям преломляющего горизонта в кровле метаморфического основания [3]. Привлечение результатов последних лет позволяет заметно расширить и детализировать прежние представления по этой проблеме. В частности, на севере помимо Надым-Тазовской области высокие значения граничных скоростей по поверхности фундамента (более 6,5 км/с) зафиксированы на большей части Ямальского района. В последние годы появилась также новая информация и для ряда районов юга Западной Сибири (см. рисунок).

Повышение граничных скоростей до 6,5—7,2 км/с по поверхности фундамента косвенно связывается с доминирующим развитием в его составе основных, а возможно, и ультраосновных пород и их метаморфогенных аналогов. Такая ассоциация пород считается характерной для преимущественно базальтового основания земной коры [11]. Приведенные сведения о вероятном широком развитии в фундаменте севера Западной Сибири основных и ультраосновных пород в сочетании с результатами работ ГСЗ [19], свидетельствующими в свою очередь об утонении земной коры, позволили высказать заключение о том, что земная кора в этом районе близка по составу и строению коре «субокеанического» типа [3, 12].

На большей части территории центра и юга Западной Сибири граничные скорости по поверхности фундамента снижаются до 5,8—6,5 км/с. Такие их значения отражают, видимо, присутствие в фундаменте помимо основных также кислых и средних магматических образований и их метаморфогенных аналогов. С учетом сведений о сравнительно высокой — до 40 км — мощности земной коры приведенные данные характеризуют ее как кору континентального типа. При общем сходстве состава коры отдельные блоки центральных и южных районов заметно различаются. Так, наиболее погруженные участки Нюрольской и Усть-Тымской депрессий, юга региона, а также район Худосейско-Тымского прогиба в Приенисейском районе выделяются увеличением граничных скоростей по поверхности  $\Phi$  до 6,5—7,0 км/с. Здесь же намечаются зоны сравнительного сокращения мощности земной коры — до 36 км, а возможно, и меньше. Предполагаемая доминирующая роль основных пород в фундаменте осевой части Нюрольской депрессии согласуется с обнаружением серпентинитов на Фестивальной площади. Подобные участки выделяются Н. Я. Куниным как базальтовые «окна» [11]. Видимо, они представляют собой реликтовые участки некогда раздвигавшейся земной коры, что в свою очередь характерно для рифтогенных структур. Активное проявление рифтогенеза привело к выклиниванию в ряде погруженных зон гранитного слоя.

Согласно материалам бурения известно, что доюрская часть надфундаментного разреза Нюрольского и Усть-Тымского рифтогенных прогибов представлена небольшой мощностью (максимум 1000—1500 м) терригенно-эффузивных пород триаса и более 3 км мощности неметаморфизованных терригенно-эффузивно-карбонатных пород среднего и нижнего палеозоя [4, 8, 16].

В доюрском разрезе Худосейско-Тымского прогиба по аналогии с соседними скважинами Приенисейского района (Щучинская и Ермаковская) допускается присутствие рифей-нижнепалеозойских отложений [2, 10].

Для всех перечисленных рифтогенных структур характерно активное проявление раздвиговых тектонических процессов, следствием чего явилось выклинивание гранитного слоя, энергичное проседание фундаментного основания и накопление мощной, более 3 км, толщи доюрских неметаморфизованных пород.

Помимо указанной группы структур намечаются Ханты-Мансийский и Омский рифтогенные прогибы. Последние, как и структуры первой группы, характеризуются относительно сокращенной мощностью земной коры — менее 36 км при фоновых значениях до 40 км. Однако отличительной их чертой являются сравнительно невысокие значения граничных скоростей фундамента — 5,8—6,4 км/с. Как отмечалось выше, такие значения граничных скоростей характерны в основном для кислых и средних магматических пород фундамента и их метаморфогенных аналогов. В свою очередь эта ассоциация пород отражает присутствие гранитного слоя в структуре коры прогибов, а следовательно, свидетельствует о сравнительно невысокой активности проявления рифтогенных процессов. Последнее обстоятельство согласуется с данными бурения и сейсморазведки об

---

Схема рельефа и граничных скоростей фундамента Западно-Сибирской плиты (составлена в 1983 г. по материалам «Главтюменьгеологии», «Новосибирскгеологии», «Томскнефтегазгеологии», «Красноярскнефтегазгеологии», СРГЭ, ИГиГ СО АН СССР, Зап-СибНИГНИ, СНИИГГИМСа, ИГИРГИ)

1 — граница распространения допалеозойских, палеозойских и триасовых образований на дневной поверхности; 2 — разломные нарушения; 3 — скважины, вскрывшие: А — граниты, Б — серпентиниты; 4 — сейсмические профили: А — КМПВ, Б — ГСЗ; 5—7 — граничные скорости в км/с по поверхности фундамента: 5 — 6,5—7,2, 6 — 5,8—6,2, 7 — 6,2—6,5; 8 — северный сегмент с «субокеанической» корой; 9 — южный сегмент с континентальной корой (макроблоки: I — Приенисейский, II — Центрально-Западно-Сибирский, III — Березово-Шаймский); 10 — предполагаемые рифтогенные структуры (цифры в кружках: 1 — Худосейско-Тымский, 2 — Усть-Тымский, 3 — Нюрольский, 4 — Омский, 5 — Ханты-Мансийский), 11 — глубины залегания метаморфического фундамента в км



относительно небольшой — до 3 км — мощности триас-палеозойских пород в надфундаментной части доюрского разреза.

Если подходить к выделению рифтогенных структур с позиции отмеченных выше критериев, то весьма спорной представляется идея отнесения к этой категории структур Колтогорско-Аганской зоны прогибов [18]. Ни по одному из профильных разрезов ГСЗ, пересекающих зону прогибов от Уренгоя до склонов Нижневартовского свода, не зафиксировано сокращение мощности земной коры. По материалам КМПВ фундамент этой зоны характеризуется достаточно низкими значениями граничных скоростей — не более 6,4 км/с, что в свою очередь исключает допущение здесь базальтового основания. Отмеченные факты позволяют усомниться в рифтовой природе указанной зоны, хотя в структурном отношении и Аганский, и Колтогорский прогибы действительно находятся на продолжении одной из приразломных зон Надым-Тазовской области «субокеанической» коры.

Таким образом, в фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются структуры рифтогенного облика. Однако среди них намечаются группы структур, различающиеся строением земной коры, интенсивностью прогибания фундамента и соответственно мощностью надфундаментного доюрского разреза (переходного комплекса пород).

Характерной чертой всех рифтогенных структур является древнее их заложение, что раньше уже отмечалось Ю. Т. Афанасьевым [1] и Н. Я. Куниным [12]; сейчас эти представления существенно могут быть расширены под влиянием новой геолого-геофизической информации.

С учетом приведенных выше данных об особенностях строения и глубинах залегания фундамента, а также составе и мощности преимущественно метаморфизованных пород надфундаментного доюрского разреза следует допустить следующее.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты выделяются два сегмента. Первый — северный, с «субокеанической» корой охватывает обширный Надым-Тазовский, большую часть Ямальского и Предтаймырского погруженных (до 10—14 км) мегаблоков. Второй сегмент — южный, с корой континентального типа. В границах второго сегмента намечаются крупные мегаблоки — Приенисейский и Централно-Западно-Сибирский (см. рисунок).

Накопленная за последние годы новая информация геолого-геофизических работ позволяет полагать, что все выделенные мегаблоки характеризуются преимущественно допалеозойским, а Приенисейский, видимо, и дорифейским временем консолидации фундамента.

Погруженные, депрессионные участки обоих мегаблоков отличаются широким развитием метаморфизованных слабодислоцированных триас-палеозойских и рифейских (на востоке) пород, перспективных на поиски скоплений нефти и газа.

Следует полагать, что на доюрском этапе процессы нефтегазообразования сравнительно более интенсивно протекали в рифтогенных структурах, где в условиях утоненного или полностью выклинившегося гранитного слоя создавалась особенно благоприятная ситуация для подтока глубинного тепла. Последнее обстоятельство при наличии в рифтах большой мощности разнофациальных, в том числе морских, доюрских отложений, могло оказаться решающим для интенсивной десорбции органического вещества с образованием больших масс углеводородов.

## Литература

1. Афанасьев Ю. Т. Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 100 с.
2. Байбародских Н. И., Кулахметов Н. Х., Поплавский Н. Н. История геологического развития и фации восточной окраины Западно-Сибирской низменности в юрское и нижнемеловое время.— Тр. СНИИГГИМСа. Новосибирск, 1962, вып. 26, с. 18—24.
3. Бененсон В. А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты.— Геотектоника, 1981, № 5, с. 64—70.
4. Бененсон В. А. Доюрские структурные этажи Западно-Сибирской плиты в свете новой геолого-геофизической информации.— В кн.: Нефтегазоносность нижних структурных этажей чехла платформ. М.: Наука, 1983, с. 77—87.
5. Бочкарев В. С. Палеотектоническое развитие Западно-Сибирской равнины в древние эпохи в связи с вопросами нефтегазоносности ее нижних структурных ярусов.— В кн.: Палеогеографические и палеотектонические критерии размещения залежей нефти и газа в Западной Сибири (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 135). Тюмень, 1978, с. 5—61.
6. Бояр В. И., Голионко Г. Б. О структуре доюрского основания Среднеобской нефтегазоносной области.— Сов. геология, 1977, № 9, с. 101—104.
7. Гиршгорн Л. Ш., Рябова Н. И., Волкова Л. Н. Результаты региональных работ КМПВ по профилям Антилюта — Тарко — Сале и Уренгой — Сидоровск. Тр. ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1977, вып. 105, с. 107—123.
8. Запывалов Н. П., Московская В. И., Плуман И. И. Тектоника палеозойского нефтегазоносного комплекса юга Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 9. Новосибирск: Наука, 1980, с. 21—23.
9. Кондрашов В. А. Результаты сейсморазведочных работ по изучению доюрских образований на юго-востоке Западно-Сибирской плиты.— Тр. СНИИГГИМСа. Новосибирск, 1977, вып. 255, с. 110—118.
10. Куликов П. К. Происхождение Западно-Сибирской плиты.— Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень, 1971, вып. 46, с. 5—148.
11. Кунин Н. Я. Строение магматоморфической земной коры Прикаспийской и Се-

веро-Устьюртской впадин.— В кн.: Палеозойские отложения пограничных районов Туранской и Русской плит. М.: Наука, 1978, с. 9—23.

12. *Кунин Н. Я., Самойлюк Л. А.* Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты.— Сов. геология, 1982, № 8, с. 97—105.
13. *Кунин Н. Я., Бененсон В. А., Запивалов Н. П., Иванов И. А.* Новые представления о тектонике и нефтегазоносности доюрских отложений центральных и южных районов Западной Сибири.— В кн.: Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984, с. 95—102.
14. *Маркевич В. П.* История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1966. 246 с.
15. *Погорелов Б. С.* Геология и нефтегазоносность доюрских образований Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 84 с.
16. Проблема нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности/Отв. ред. Трофимук А. А., Вышемирский В. С. Новосибирск: Наука, 1976. 235 с.
17. *Рудкевич М. Я., Латыпова Э. А.* Доюрские формации и структурные этажи Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 67—80.
18. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981.
19. *Чернышев Н. М., Егоркин А. В., Данилова Э. Г., Кун В. В., Щеглова Л. Б.* Глубинное строение севера Западно-Сибирской плиты по сейсмическим данным.— Сов. геология, 1978, № 9, с. 46—59.
20. *Шнип О. А., Васильева М. Б.* Метаморфические образования юга Западно-Сибирской плиты.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1254—1257.

ИГиРГИ  
Москва

Поступила в редакцию  
28.V.1984

## РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

СТАВЦЕВ А. Л.

СУЩЕСТВЕННЫЙ ВКЛАД В РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИИ  
О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Неоднородность строения земной коры — важнейшая ее особенность, которая определяет огромное разнообразие структурных форм, их вещественного выполнения, историю и тенденции развития земной коры и в конечном итоге локализацию минерального сырья. Поэтому понимание закономерностей размещения крупных блоков земной коры, различных по структурным характеристикам, составу горных пород, особенностям седиментации, магматизма и метаморфизма является важнейшей задачей современной геотектоники. Существенный вклад в решение этой проблемы вносит работа Л. И. Красного «Глобальная система геоблоков» (М.: Недра, 1984). В ней выпукло показана неоднородность литосферы, ее делимость на крупные блоки и разделяющие их межблоковые системы. В предисловии и введении в конспективной форме даны основные сведения о развитии представлений о блоковом строении литосферы и сформулировано определение геоблока. Большая часть работы посвящена систематическому описанию геоблоков и разделяющих их межблоковых систем всех континентов, переходных зон от континентов к океанам и океанов. Завершается книга синтезом материала, в котором наибольшее внимание уделено классификации геоблоков и межблоковых систем, некоторым минерагеническим аспектам и эволюции литосферы.

Впервые в геологической литературе дано описание континентов, океанов и переходных зон с точки зрения их блокового строения. Описание выполнено кратко, но достаточно емко, в основе работы лежит огромный фактический материал. Большой интерес представляет характеристика геоблоков шельфовых областей, активных континентальных окраин и океанов. Важнейшими структурными элементами литосферы являются узкие подвижные зоны и пояса, разделяющие геоблоки. Автор справедливо привлекает внимание читателя к этим зонам, многие из которых, по-видимому, отвечают конвергентным и дивергентным границам палеолитосферных плит. Межблоковые подвижные системы характеризуются большим разнообразием формационного состава горных пород, для них типичны глубинные разломы, которые служат путями проникновения глубинного вещества в верхние горизонты земной коры, во многих случаях они насыщены магматическими породами. Все это предопределяет высокие перспективы межблоковых систем в отношении разнообразных полезных ископаемых. Достоинством работы Л. И. Красного является большое внимание к минерагенической характеристике геоблоков и межблоковых зон. Они представляют собой своеобразные геодинамические системы, возникающие в результате вращательных раздвиговых движений геоблоков. К ним приурочены крупные нефтегазоносные районы. Возможно, что они также играют важную роль в размещении эндогенных и экзогенных рудных месторождений.

Автор приходит к выводу, что глобальная система геоблоков наметилась на ранних стадиях развития Земли в результате неравномерной аккреции и интенсивной бомбардировки метеоритами еще не окрепшей коры и оформилась в нуклеарную стадию, а важнейшее значение для окончательного становления геоблоков имел рубеж 2,8—2,5 млрд. лет, отвечающий границе архея и раннего протерозоя.

Л. И. Красный справедливо отмечает, что именно архейско-раннепротерозойские стадии развития литосферы сыграли решающую роль в становлении геоблоков и предопределили их дальнейшее развитие и минерагенические особенности. Действительно, сформировавшиеся на границе архея и раннего протерозоя зеленокаменные пояса вмещают огромные месторождения железа, золота, меди, никеля. Масштабы рудообразования этих металлов по существу не повторились в неогее. Уникальные месторождения золота, урана, меди сформировались в древнейших протоплатформенных чехлах, таких, как Витватерсранд и Удоканский. Аналоги этих месторождений также не известны на более поздних стадиях развития земной коры.

Таким образом, граница архея и протерозоя на всех материках явилась важнейшим рубежом в тектоническом развитии и становлении континентальной земной коры, которое сопровождалось интенсивным рудообразованием. И именно на этом рубеже наметившиеся ранее геоблоки приобрели индивидуальные тектонические, структурно-формационные и минерагенические черты.

В течение всей дальнейшей геологической истории тектоническое развитие шло по пути усложнения строения геоблоков и разделяющих их межблоковых систем. При этом важнейшую роль в структурообразовании и минерагенической эволюции сыграли байкальская, герцинская и мезозойская эпохи.

Неоднородность строения земной коры — неоспоримый факт. В то же время важнейшей проблемой является вопрос о ее происхождении. Обусловлена ли она гетерогенной аккрецией на догеологической стадии развития планеты, возникла на ранних этапах формирования земной коры или создавалась в процессе тектогенеза в течение всей геологической истории? Каждая из этих гипотез имеет свои сильные и слабые стороны. Автор рецензируемой монографии считает, что неоднородность имеет планетарную природу и возникла изначально в результате гетерогенной аккреции планеты. Это подтверждается индивидуальной минерагенической специализацией многих геоблоков, некоторые из которых не находят аналогов в земной коре как по комплексу полезных ископаемых, так и по масштабам рудообразующих процессов.

В качестве ярких примеров можно привести Южно-Африканский, Колорадский, Байкальский, Казахстанский и некоторые другие геоблоки, а в отношении месторождений нефти и газа уникальными являются Аравийский, Западно-Сибирский, Сахарский геоблоки.

Гипотеза гетерогенной аккреции планеты хорошо объясняет первичную геохимическую и минерагеническую неоднородность литосферы, но вместе с тем она не вскрывает причин и особенностей ее тектонического развития в неогее, закономерностей в размещении и проявлении процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и рудообразования. Представляется перспективным сочетание гипотезы гетерогенной аккреции и основных положений тектоники литосферных плит, сформулированных примерно одновременно с концепцией геоблоковой делимости литосферы. Вероятно, на этом пути могут найти объяснение особенности глобальной системы геоблоков как в отношении неоднородного строения литосферы, так и в отношении ее эволюции.

В интересной и важной монографии Л. И. Красного не все положения разработаны в равной мере глубоко. В определении и смысловом понятии геоблока естественно предполагаются резкие разломные ограничения. Но в ряде случаев таких ограничений геоблоки не имеют. Так, граница Карело-Кольского и Московско-Мезенского геоблоков по существу проводится по границе распространения платформенного чехла. В качестве самостоятельных межблоковых выделяются Приверхоянская и Сетте-Дабанская — Юдомо-Майская системы. Но ведь они представляют собой чешуйчато-надвиговые сооружения, надвинутые на край платформы, и подстилаются гранитогнейсовым фундаментом, а разломы, отделяющие их от платформы, не являются глубинными границами раздела и представлены пологими надвигами в платформенном чехле. Это замечание относится и к Канадским Скалистым горам, Провинции Долин и Хребтов в Аппалачах, Внешним Карпатам и многим другим границам кратонных геоблоков и смежных складчатых сооружений.

Иногда в единые геоблоки включены блоки земной коры, разделенные крупнейшими зонами зарождающихся рифтов и, возможно, маркирующие границы дивергентных литосферных плит. Это относится к Колымскому геоблоку, включающему зону Момского грабена, трансирующегося на континент в качестве продолжения срединно-океанического хребта Гаккеля, а также, возможно, и к Алдано-Становому геоблоку, рассеченному зоной зарождающихся впадин байкальского типа, прослеживающейся от северной оконечности оз. Байкал до побережья Охотского моря.

Не все геоблоки и межблоковые системы охарактеризованы в работе. Так, из описания выпали такие интересные структуры, как Охотско-Чукотский окраинно-материковый вулканический пояс, складчатая система Маккензи — Скалистых гор, Гватемальский, Гренландоморский, Лабрадорский, Ньюфаундлендский геоблоки.

В заключение следует отметить, что работа Л. И. Красного представляет большой интерес для широкого круга геологов, занимающихся геотектоникой, общей геологией и минерагенией. Она быстро исчезла с прилавков книжных магазинов и уже сейчас стала библиографической редкостью. Представляется необходимым второе издание этой работы, в котором автор имел бы возможность углубить и расширить некоторые положения интересной и важной геотектонической и минерагенической концепции развития литосферы.

Объединение «Аэрогеология»

Поступила в редакцию  
23. IV. 1985

## ХРОНИКА

УДК 551.24

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ  
И ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

27—29 января 1986 г. в Московском государственном университете состоялось XIX Всесоюзное тектоническое совещание «Современная тектоническая активность Земли и проблемы сейсмичности», организованное Междудементственным тектоническим комитетом совместно с Отделением геологии, геофизики, геохимии и горного дела АН СССР и геологическим факультетом МГУ. На совещании присутствовало свыше 600 геологов, геоморфологов, геофизиков и геодезистов из различных организаций Советского Союза. Было заслушано 22 доклада. В прениях по ним выступили 40 человек.

Цели и важнейшие итоги совещания обобщил во вступительном и заключительном выступлениях председатель Междудементственного тектонического комитета акад. Ю. М. Пушаровский. В докладах были рассмотрены все главные методы изучения современной тектонической активности Земли: геодезический, сейсмологический, океанологический, а также методы исследования неотектоники и позднеледниковой геологии, голоценовой тектоники, современного напряженного состояния земной коры, сейсмички, гравиметрии и других геофизических полей, петрологии, геотермии и современного вулканизма, тектонофизики и геодинамики. В докладах В. Г. Трифонова, В. И. Макарова, Л. П. Зоненшайна, Т. В. Гусевой и В. И. Шевченко подчеркивались необходимость и эффективность комплексного применения различных методов для изучения современной тектонической активности.

Среди представленных докладов были как обзорные, освещавшие тот или иной аспект изучения современной тектонической активности, так и региональные.

Геодезическому изучению современных движений посвящен доклад Л. А. Кашина, И. Н. Мешерского, О. М. Остача и А. К. Певнева. Авторы продемонстрировали карты современных вертикальных движений земной поверхности на территории СССР и показали на примерах Средней Азии деформации поверхности и изменения их направленности в связи с землетрясениями. Интересен также факт современного всестороннего растяжения района действующего Карымского вулкана на Камчатке. А. А. Никонов обратил внимание на некоторые возможные ошибки геодезических наблюдений современных вертикальных движений и их тектонической интерпретации. В. И. Сомов, В. Г. Кузнецова и Н. Д. Рахимова отметили наибольшее для Карпатского региона современное поднятие Скибовой зоны и внутренних частей Предкарпатского прогиба, характеризующихся максимальной — до 55—60 км мощностью земной коры. Выявлены современное надвигание фронта Карпат и растяжение в зоне Закарпатского разлома. В докладе П. С. Воронова обсуждались гляциостатические движения Антарктиды; отмечено отсутствие землетрясений под ледниковым щитом, хотя значительная часть Антарктиды — молодая горная область.

В докладе Н. И. Николаева была продемонстрирована первая в мировой практике Карта новейшей тектоники Мира. Отмечена закономерная связь проявлений современной тектонической активности с развитием неотектонических процессов, начавшихся в олигоцене. Подчеркнута разноранговость системы современных тектонических напряжений. Л. П. Зоненшайн, Л. А. Савостин, В. Г. Казьмин и Б. В. Баранов рассмотрели проявления современной и молодой тектонической активности в океанах и показали ее приуроченность к границам литосферных плит: зонам спрединга, островным дугам и их океаническому обрамлению, трансформным разломам.

В. И. Макаров на материалах Средней Азии показал, что неотектонические деформации земной поверхности являются отражением разноглубинных тектонических воздействий. По особенностям этих деформаций, сопоставленным с геофизическими полями, выделены новейшие структуры разной глубины заложения. Различия между ними в одном и том же регионе указывают на современное тектоническое расслоение земной коры, влияющее на ее сейсмичность. Т. В. Гусева, А. А. Лукк, А. К. Певнев, Ю. П. Сковородкин и В. И. Шевченко комплексным анализом геологических, сейсмологических и геодезических данных обосновали послойные внутрикоровые срывы в области перехода от Памира к Тянь-Шаню. В. К. Кучай, С. А. Тычков и Г. Г. Еремин рассмотрели влияние разогретой аномальной мантии на понижение вязкости в низах гранитно-метаморфического слоя и связанное с этим течение внутрикоровых масс. Показаны разные проявления этого эффекта в Тянь-Шане, Алтае и Байкальской рифтовой зоне. Е. В. Артюшков, М. А. Беэр и Ю. К. Шукин на материалах позднеледниковой тектоники Памиро-Гималайского региона и более западных областей Альпийского пояса показали срывы и структурную дисгармонию верхнекорового слоя относительно глубинных образований. Существенную роль в появлении таких срывов, горообразовании и формировании межгорных прогибов авторы придают подъему из глубины сильно нагретой разуплот-

женной мантии, что приводит к резкому понижению вязкости под корой и утонению литосферы.

В. Г. Трифонов проанализировал Карту активных (в голоцене) разломов СССР и сопредельных территорий и Карту активных разломов Азии между 20 и 60° с. ш. Обобщив данные по голоценовой тектонике и другим проявлениям современной тектонической активности, докладчик привел обоснования современной тектонической расчлененности литосферы и существенных деформаций коровых литопластин. В предложенной модели современного тектонического развития литосферы решающая роль отводится движению мантийных масс от океанов к континентам, опосредованно и неполностью отражающемуся в деформациях и смещениях земной коры.

Б. Г. Поляк рассмотрел вулканическую активность новейших подвижных поясов и построил ряд убывания их продуктивности от срединно-океанических хребтов к молодым островным дугам, зрелым дугам, окраинно-материковым поясам и, наконец, внутриматериковым поясам, что коррелируется со степенью зрелости их коры и особенностями геодинамической обстановки. А. Ф. Грачев, В. А. Магницкий и И. В. Калашников рассмотрели неотектонику, вулканизм и термическую активность Паннонской впадины. Ее развитие в течение последних 10<sup>6</sup> лет характеризуется растяжением, выраженным в образовании листрических сбросов и проявлении вулканизма, сходного по химизму с континентальными рифтовыми. Авторы связывают деструкцию коры и образование впадины с аномальным глубинным разогревом, приведшим к частичному плавлению мантийных лерцолитов и их сильным деформациям.

Геофизическим проявлениям современного глубинного тектогенеза уделяется внимание во многих докладах. Специально этому посвятили сообщения М. Е. Артемьев и Ю. К. Щукин. М. Е. Артемьев обосновал роль изостазии в современном горообразовании и показал, что в таких горных странах, как Тянь-Шань, изостатическая компенсация осуществляется не только на коровом, но и на верхнемантийном уровнях. Ю. К. Щукин материалами по орогеническому поясу юга СССР и сопредельных территорий обосновал делимость литосферы на крупные блоки, различающиеся как режимами развития, так и интенсивностью современных геодинамических процессов, в том числе сейсмичности.

Сейсмичности как тектоническому процессу посвящен доклад Н. В. Шебалина, проанализировавшего как отдельные очаги землетрясений, так и их пространственно-временные совокупности. Хотя в большинстве случаев очаг представляется тождественным активизированному разлому, лишь сильнейшие землетрясения приурочены к крупным разломам. Показано, что параметры сейсмотектогенеза не вполне укладываются в схему тектоники плит: выделяются зоны избыточного сейсмического движения и существенных внутрплитных деформаций. Л. М. Парфенов, Б. М. Козьмин, С. В. Гриненко, В. С. Имаев и Л. А. Савостин рассмотрели конкретные черты сейсмичности Восточной Сибири М. А. Садовский, И. Л. Нерсесов, и В. Ф. Писаренко подчеркнули значение дискретной делимости литосферы на блоки разных размеров для оценки параметров сейсмичности и сейсмической опасности. И. Е. Губин обосновал важную роль новейших разломов, и в частности, надвигов, для прогноза мест возможных сильных землетрясений.

Ряд докладов был посвящен причинам современной тектонической активности. Подходы к ее количественной оценке, связь между ее геолого-геофизическими признаками и параметрами сейсмичности обсуждались в докладе Н. А. Логачева, С. И. Шермана и К. Г. Леви. Ю. А. Косыгин и Л. А. Маслов обосновали возможную ведущую роль приливных движений твердой Земли в накоплении напряжений и деформаций, достаточных, чтобы осуществить наблюдаемые горизонтальные перемещения литосферы. П. Н. Кропоткин и В. М. Макеев рассмотрели разнообразные данные о современном напряженном состоянии земной коры и показали, что большая часть приповерхностного слоя континентов и, возможно, океанов охвачена интенсивным тангенциальным сжатием. Авторы считают это особенностью неотектонического этапа на фоне пульсирующего чередования условий сжатия и растяжения в истории Земли.

Таким образом, совещание всесторонне рассмотрело многообразные аспекты изучения современной тектонической активности, их роль в оценке сейсмической опасности. Наметился генеральный подход к изучению современного тектогенеза, основанный на признании ведущей роли крупномасштабных латеральных перемещений, тектонической расчлененности и существенных деформаций горных масс на всех уровнях литосферы. Выявленные закономерности должны учитываться при изучении более древних тектонических процессов. Вместе с тем обнаружилось недостаточное комплексирование геологических, сейсмологических, геодезических и других методов изучения современной тектонической активности, что отражается на неудовлетворительном состоянии проблемы прогноза землетрясений. Полученные результаты, нередко весьма точные и детальные, недостаточно учитываются в практической работе, геодинамических обобщениях и совершенствовании общей теории тектогенеза. Отстает исследование современной тектонической активности океанов. Однако широкий интерес к изучению современной тектонической активности, серьезное внимание, уделяемое этой проблеме в научно-технических программах на 1986—1990 гг., вселяют надежду на успешное преодоление имеющихся недостатков.

30—31 января 1986 г. в Геологическом институте АН СССР состоялись секционные заседания XIX Всесоюзного тектонического совещания на тему «Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов». Заседания были организованы Секцией неотектоники и современной геодинамики Междудеятельного тектонического комитета и Секцией «Космическая геология» Комиссии АН СССР по изучению природных ресурсов с помощью космических средств. Было заслушано 18 докладов и

восемь информационных сообщений, вызвавших оживленную дискуссию. В докладах, сообщениях и выступлениях обсуждались вопросы методики и новые направления геологического применения аэрокосмической информации, ее использования для изучения неотектоники, новейшей геодинамики как основы прогнозов металлогении, сейсмостектоники, современного вулканизма и состояния геологической среды. Были намечены пути развития и совершенствования таких исследований.

*В. Г. Трифонов*

УДК 551.24

**РЕШЕНИЕ ВСЕСОЮЗНОГО СОВЕЩАНИЯ  
«СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ  
И ПРОБЛЕМЫ СЕЙСМИЧНОСТИ»  
(Москва, 27—29 января 1986 г.)**

Изучение современной тектонической активности Земли важно как для совершенствования общей теории тектогенеза, так и для оценки опасности и разрушительных последствий таких стихийных геологических явлений, как землетрясения, извержения вулканов, эрозия поверхности, обвалы, оползни, сели.

Совещание всесторонне рассмотрело и обсудило методики и результаты изучения современной тектоники различных геодинамических провинций Земли. Подчеркнуты три главные особенности изучения современных тектонических процессов, обуславливающие по сравнению с процессами древними высокую точность и разнообразие определяемых характеристик геологической среды. Во-первых, проявления современного тектогенеза на земной поверхности не искажены последующими событиями и доступны для глобального изучения. Во-вторых, будучи сопоставлены с геофизическими полями и параметрами землетрясений, эти проявления характеризуют тектонические процессы во всем объеме земной коры и в связи с развитием верхней мантии. В-третьих, совместный анализ голоценовых и собственно современных проявлений позволяет сопоставить последствия событий в геологически усредненном и реальном масштабах времени, показывая сложное, порой весьма неравномерное течение процессов.

Эти особенности делают возможным создание на основе изучения современных тектонических проявлений актуалистической модели тектоники литосферы, весьма важной для познания геологического прошлого. Как важнейшие черты такой модели на совещании отмечались структурно-динамическая расслоенность литосферы, ее блоковая, латерально дискретная структура, существенная деформируемость верхнекоровых литопластин, полигенность, разноранговость и разноглубинность современных структур, развивающихся в условиях ведущей роли латеральных перемещений горных масс.

Совещание показало, что успехи, достигнутые в изучении современной тектонической активности, основаны на комплексности проведения и интерпретации результатов представительных геодезических и сейсмологических наблюдений, исследований геофизических полей, современного напряженного состояния горных пород, современной вулканической и флюидно-газовой активности (включая ее геохимические аспекты), геолого-геоморфологических проявлений голоценовой тектоники. Только комплексные междисциплинарные исследования способны обеспечить совершенствование модели современного тектогенеза, которая помимо большого значения для тектоники прошлого является теоретической базой для прогнозирования стихийных геологических явлений, и в первую очередь сейсмичности. Поэтому комплексному подходу к изучению современной тектоники совещание придает особое значение.

Актуальными задачами дальнейших исследований совещание считает:

систематическое изучение и картирование голоценовой тектоники различных и прежде всего активных геодинамических провинций (Средняя Азия, Крымско-Кавказская область, Алтае-Саянский и Байкальский регионы, Камчатка, Курилы), расширение и совершенствование методов датирования и дистанционного зондирования ее проявлений;

расширение сети геодезических наблюдений современных горизонтальных и вертикальных движений, в том числе крипа в зонах разломов; совершенствование теоретической основы их интерпретации с учетом голоценовой тектоники исследуемых территорий;

повышение точности определения параметров очагов землетрясений; комплексное изучение строения очагов землетрясений и сейсмофокальных зон, в том числе с помощью глубокого бурения;

развитие сейсмической томографии как важнейшего инструмента познания современного строения глубоких горизонтов мантии;

развитие методов и расширение работ по изучению современной тектонической активности океанов (в том числе донными сейсмическими станциями);

организацию работ по определению взаимных перемещений крупных участков земной коры из космоса;

развитие методов геодинамических расчетов современных тектонических процессов на основе результатов геодезических, сейсмологических, гравиметрических и геолого-

геоморфологических наблюдений, физического и математического моделирования с построением адекватных геологических моделей литосферы;

определение роли теплового баланса планеты в современном тектогенезе и исследование энергетики тектонических и сейсмических процессов;

выявление относительной роли внутренних и внешних космогенных факторов в тектонической жизни Земли.

Учитывая важность изучения современной тектонической активности для оценки опасности и разрушительных последствий землетрясений, цунами и вулканических извержений, совещание рекомендует:

1. Усилить в рамках соответствующей научно-технической программы ГКНТ на 1986—1990 гг. комплексное изучение современной тектонической активности как ведущей причины указанных стихийных бедствий.

2. Предусмотреть более широкое геолого-геоморфологическое изучение голоценовой тектоники и использование выявленных геологических критериев определения мест возможных сильных землетрясений в комплексе работ по сейсмическому районированию и оценке сейсмоопасных зон.

3. Расширить использование геодезических, флюидно-газовых и дистанционных исследований в текущем прогнозе землетрясений, организовать в активных зонах режимные наблюдения различных геофизических и геохимических полей.

4. Изучить возможность заложения в двенадцатой пятилетке сверхглубокой скважины с целью разбуривания очага сильного верхнекорового землетрясения.

Совещание поручает Секции неотектоники и современной геодинамики Межведомственного тектонического комитета всесторонне содействовать развитию фундаментальных исследований современной тектонической активности и поддерживает решение о создании при Комиссии по общей геофизике и сеймотектонике МСССР рабочей группы по геологическим и дистанционным методам для организации внедрения результатов этих исследований в работы по реализации вышеуказанной научно-технической программы ГКНТ. Для развития исследований целесообразно также активизировать советское участие в деятельности рабочей группы № 1 международной программы «Литосфера».

Совещание считает необходимым издать сборник прочитанных докладов.

УДК 551.24

## **РЕШЕНИЕ СОВЕЩАНИЯ «АЭРОКОСМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ И НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ»**

(секционные заседания XIX Всесоюзного тектонического  
совещания, Москва, 30—31 января 1986 г.)

Совещание выявило перспективность использования аэрокосмической информации для комплексного изучения новейшей и современной тектоники, сеймотектоники, построения актуалистической модели тектогенеза, позволяющей более строго решать практические задачи геологии. Показана эффективность применения аэрокосмических материалов для решения следующих геологических задач:

1. Изучение неотектоники горных стран Кавказа, Средней Азии, Алтая-Байкальского региона, юга Якутии, Тихоокеанского побережья (МГУ, ГИН, Ин-т литосферы, ИЗК, Ин-т геологии в г. Якутске, Тихоокеанский ин-т географии, «Аэрогеология»).

2. Контроль за состоянием геологической среды и выполнение на основе изучения новейшей структуры палеотектонических реконструкций в платформенных областях («Аэрогеология», ВНИГНИ).

3. Определение новейших и современных полей напряжений на основе линеаментного анализа открытых и закрытых территорий (Союзморгео, ИГН АН УССР).

4. Исследование новейшей геодинамики как основы металлогенического прогноза (ВСЕГЕИ, ИГЕМ).

5. Обнаружение ландшафтных проявлений современных вертикальных движений земной коры (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, Ин-т сейсмологии АН УзССР).

6. Изучение сеймотектоники, глубинного строения, условий возникновения землетрясений и сейсмической опасности в активных зонах (ГИН, ИФЗ, СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).

7. Слежение за проявлениями современного вулканизма (ВСЕГЕИ).

На совещании продемонстрировались методы автоматизированного анализа линеаментов с помощью ЭВМ (Аэрогеология) и изучения короткоживущих тектонических возмущений, проявляющихся в геофизических полях, флюидно-газовой активности и состоянии атмосферы (ВИМС).

Заслушав и обсудив представленные доклады и сообщения, совещание рекомендует: развить и усилить работы по перечисленным перспективным направлениям применения аэрокосмической информации для изучения современных и новейших тектонических процессов; показать пути такого применения в «Атласе характеристик геологических образований на космических изображениях», создаваемом организациями АН СССР и Мингео СССР;



внедрить разработанные аэрокосмические методы оценки сейсмической опасности в практику работ по сейсмическому районированию и оценке сейсмического потенциала активных зон;

организовать дистанционный мониторинг выбранных полигонов с целью слежения за ландшафтными проявлениями современной тектонической активности и состоянием геологической среды; развить изучение короткопериодных тектонических возмущений и их инженерных последствий путем проведения комплекса дистанционных, геофизических, геодезических и других исследований.

Совещание поручает Секции «Космическая геология» Комиссии АН СССР по изучению природных ресурсов с помощью космических средств организовать проведение в апреле 1987 г. всесоюзного совещания по методам и результатам применения космической информации в геологии. Совещание поручает Секции неотектоники и современной геодинамики Межведомственного тектонического комитета организовать проведение в январе-феврале 1987 г. секционных заседаний XX Всесоюзного тектонического совещания на тему «Современная геодинамика и глубинное строение литосферы».

Совещание рекомендует опубликовать заслушанные доклады.

## **Редакционная коллегия**

**Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ**

**Зам. главного редактора М. С. МАРКОВ**

**Ответственный секретарь А. А. МОССАКОВСКИЙ**

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, В. И. КОВАЛЕНКО, Ю. А. КОСЫГИН,  
Л. И. КРАСНЫЙ, П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,  
В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

## **Адрес редакции**

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР**

**Телефон 230-81-77**

**Зав. редакцией Б. Д. Гриль**

**Технический редактор Т. М. Кроткова**

---

Сдано в набор 05.04.86      Подписано к печати 19.06.86      Т-15111      Формат бумаги 70×108<sup>1/8</sup>  
Высокая печать      Усл. печ. л. 11,2      Усл. кр.-отг. 19,2 тыс.      Уч.-изд. л. 12,2 листов      Бум. л. 4,0  
Тираж 1685 экз.      Зак. 4855

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

В-485

ВОЛГИНА 13-72  
КУРЧАВОВОЙ О А  
70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

Т

## В магазинах «Академкнига» имеются в продаже:

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ СЕЙСМОЛОГИИ И НЕОТЕКТониКИ.**  
(Вычислительная сейсмология. Вып. 8). 1975. 192 с. 1 р. 24 к.

Сборник посвящен применению современной математики и электронно-вычислительных машин к анализу геолого-геофизических данных. Рассматривается совместный анализ данных сейсмологии и неотектоники при оценке сейсмического риска и прогнозе места сильных землетрясений.

Издание рассчитано на сейсмологов.

**РАСПознавание и СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ В СЕЙСМОЛОГИИ.**  
(Вычислительная сейсмология. Вып. 10). 1977. 304 с. 1 р. 90 к.

Сборник посвящен применению математики и вычислительной техники к анализу геофизических, особенно сейсмологических, данных смежных разделов геологии и геоморфологии. Рассматриваются задачи прогноза места землетрясений по комплексу геолого-геофизических характеристик, усовершенствованные методы спектрального анализа и выделения скрытых периодичностей, прямые и обратные задачи сейсмологии для поверхностных, объемных интерференционных волн.

Книга представляет интерес для специалистов в области теоретической и экспериментальной геофизики, геотектоники, океанологии, автоматизации геофизических наблюдений.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова 91/97; 370001 Баку, 5, Коммунистическая ул., 51;  
690088 Владивосток, Океанский проспект 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95, 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720000 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

Геотектоника, 1986, № 4



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»