

Тираж готовый
летом
12/17 Жуков -

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

Галкин
12/17 69г

К выпуску в свет
Гл. редактор *М. Лыжов*
12 " Сент. 1969г.

9 15 113, 5 **5**

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1969

СОДЕРЖАНИЕ

С. В. Мейен. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми	3
М. Л. Сомин. О древнейших структурных комплексах Главного Кавказского хребта и смежных областей	17
А. Г. Давыдченко. Последовательность и характер деформаций пород юго-западного Памира	29
А. В. Разваляев. О мел-палеогеновом этапе геологического развития впадины Красного моря	44
М. С. Марков, В. А. Селиверстов, М. Ю. Хотин, Б. К. Долматов. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги	52
И. М. Мелькановицкий, А. С. Орловский, В. Я. Синельников, А. В. Киршин. Особенности глубинного геологического строения Ферганской впадины и ее горного обрамления	62
Н. И. Халевин, И. Ф. Таврин, А. А. Кузнецов. Характеристика разрывных нарушений Урала (по геофизическим данным)	66
И. Б. Филиппова. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия)	76
Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский, А. С. Перфильев, О. Томур-тогоо, Б. Лхасурен. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии	89
А. С. Голованов, Г. П. Полуаршинов, Л. В. Хорошилов. Основные черты строения и истории формирования зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома (Северный Казахстан)	95
В. Н. Томашевский. Структуры архея и размещение раннепротерозойских гранитоидов в восточной части хребта Кодар (Северо-Восточное Забайкалье)	104

Краткие сообщения

Л. И. Коган, Я. П. Маливицкий, А. П. Милашин, Г. В. Осипов, Б. Д. Углов. Новые данные о глубинном строении восточной части Средиземного моря (по материалам гидромагнитной съемки)	111
Г. Ф. Уфимцев. О некоторых особенностях механизма развития сводовых поднятий в Центральном Забайкалье	115
В. В. Соколов. О связи тектонической трещиноватости пород и рельефа южного крыла Подмосковского бассейна	120

Критика и дискуссии

Д. Н. Андрусов. О тектонической карте Евразии	124
--	-----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1969

CONTENTS

S. V. Maien. On hypothesis of continental drift in Carboniferous and Permian from paleobotanic dates	3
M. L. Somin. On the oldest sturtural complexes of the Main Caucasus Ridge and adjacent regions	17
A. G. Davydchenko. The succession and type of deformation in the south-western Pamir	29
A. V. Razvalyaev. The Cretaceous and Early Tertiary period of geological development of the Red Sea basin	44
M. S. Markov, V. A. Seliverstov, M. Yu. Khotin, B. K. Dolmatov. On the conjugation of structures of the Eastern Kamchatka and Aleutian island arc	52
I. M. Melkanovskiy, A. S. Orlovsky, V. Ya. Sinelnikov, A. V. Kirishin. The characteristics of the deep geological structure of the Fergana basin and adjacent mountains	62
N. I. Khalevin, I. F. Tavrín, A. A. Kuznetsov. The features of fault zones of the Ural (to geophysical investigations)	66
I. B. Filippova. The main features of the structures and evolution of the Khangaskian synclinoria (the Central Mongolia)	76
N. S. Zaitsev, A. A. Massakovskiy, A. S. Perfiliev, O. Tomur-Togoo, B. Lakhsuren. On the time of the orogeny in the Khangaiskian trough in the variscian belt of the Central Mongolia	89
A. S. Golovanov, G. P. Poluarshinov, L. B. Khoroshilov. The main features of the structure and development of the Akkan-Burlukskian fractured zone (the Northern Kazakhstan)	95
V. N. Tomashevskiy. The structures of Archean and distribution of the Early Proterozoic granitoides in eastern part of Kodar ridge (the north-eastern Transbaicalian)	104

Short communications

L. I. Kogan, Ya. P. Malovitkiy, A. P. Milashin, G. V. Osipov, B. D. Uglov. New dates on the deep structures of the Eastern part of the Mediterranean Sea (according to the results of geomagnetic mapping)	111
G. F. Ufimtsev. On the mechanism of the evolution of the dome uplifts of the Transbaicalian	115
V. V. Sokolov. On the connection of the tectonic cleavage of rocks and the relief of the southern margin of the Moscow basin	120

Discussion

D. N. Andrusoff. On the Tectonic map of Eurasia	124
--	-----

УДК 551.24+561

С. В. МЕИЕН

О ГИПОТЕЗЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ ПАЛЕОФЛОРИСТИКИ КАРБОНА И ПЕРМИ

Новые палеоботанические факты в большей мере, чем раньше подчеркивают резкую асимметрию климатических зон особенно тропиков карбона и перми по отношению к современному экватору. Современная зона с тропическими флорами располагается по обе стороны от него вполне симметрично. Анализ ботанико-географической зональности палеозоя и мезозоя показывает высокую степень независимости от общей палеогеографической обстановки фитогеографических границ высшего ранга, которые контролируются величиной солнечной радиации. Поэтому с точки зрения фиксизма трудно объяснить высокую стабильность северной границы тропической зоны от раннего карбона до середины мела и последовательное смещение к югу южной границы этой зоны за тот же отрезок времени.

Гипотеза перемещения континентов относится к числу тех проблем геологии, в возникновении и становлении которых биогеографические и особенно палеофлористические построения сыграли весьма важную роль. Это вполне понятно, так как изучение ископаемых флор дает, во-первых, важнейший материал для доказательства былых связей между материками, и, во-вторых, основу для палеоклиматических реконструкций. Без того и другого невозможно уверенно говорить о движении материков, в ходе которого должны меняться и связи палеофлор, и их климатическая характеристика. Сознвая это обстоятельство, палеоботаники А. Ч. Сьюорд, В. Йонгманс, А. Н. Криштофович, Т. Джаст, В. Готан, Т. Галле, А. Дю-Тойт, Б. Сани, Э. Пламстед и др. сами вступали в дискуссию по проблеме и вставали на ту или иную точку зрения, но чаще все же склонялись к мобилизму.

О палеофлористической зональности древних эпох в связи с движением континентов написано так много, что сейчас трудно установить, кому из исследователей принадлежит та или иная идея и чья аргументация является наиболее полной и убедительной. Но со времени зарождения дискуссии разногласия по проблеме не только не смягчились, а скорее даже обострились. Д. Аксельрод (Axelrod, 1963), например, убежден, что ископаемые флоры свидетельствуют об устойчивых, а не дрейфующих континентах, а М. Шварцбах (Schwarzbach, 1965), проанализировав те же факты, перефразировал тезис Аксельрода как раз в обратном смысле. После А. Н. Криштофовича, являвшегося сторонником теории Вегенера, советские палеоботаники практически не вступали в дискуссию по проблеме. Лишь в последнее время В. А. Вахрамеев (1966, стр. 10) указал на необходимость «прибегнуть к теории дрефта материков для объяснения... необычного размещения местонахождений глоссоптериевых флор...». Тем самым В. А. Вахрамеев поддержал точку зрения, высказанную в работах Э. Пламстеда, Т. Джаста и других палеоботаников.

Учитывая сложность проблемы, многочисленные контрверсы и обильную литературу по ней, вступать в дискуссию целесообразно только при возможности новой интерпретации фактов или при наличии но-

вых важных сведений. Такие возможности в отношении палеофлористики в последнее время появились. Это, во-первых, значительно более точная корреляция флороносных разрезов, позволяющая строить палеофлористические карты не для всего позднего палеозоя, как раньше, а для эпох и даже веков. Это, во-вторых, значительно более полная информация как о распространении, так и о составе флор различного типа. Это касается прежде всего фактического материала, полученного с территории СССР. Количество вновь добытых фактов таково, что возникает необходимость в их очередном теоретическом переосмыслении. Попыткой такого синтеза в первом приближении на материале по карбоновым и пермским флорам и является настоящая статья.

Выбор именно этого интервала времени не случаен. В карбоне и перми, отчасти в связи с гондванским оледенением и аридизацией больших пространств северного полушария, дифференциация флор достигает максимума. Предшествующие флоры девона в южном полушарии редки и слабо изучены. Мезозойские флоры или недостаточно изучены (триас), или недостаточно четко дифференцированы за пределами Евразии (юра, мел).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Отметим сразу, что фитогеографическое районирование и палеоклиматические реконструкции по флорам палеозоя наталкиваются на серьезные трудности как объективного, так и субъективного порядка. Это и разногласия между исследователями по вопросам о составе и возрасте отдельных флор, и недостаток флористически охарактеризованных толщ, и большое количество устаревших и непроверенных данных, широко вошедших в литературу. Совершенно недостаточно разработаны общие принципы палеоклиматической интерпретации ископаемых флор, нацело составленных вымершими родами и более крупными систематическими группами. Эти трудности нельзя недооценивать, особенно в деталях построениях, однако они не являются настолько значительными, чтобы свести все обобщения к сугубо предварительным схемам. Для оптимизма, хотя и умеренного, здесь есть серьезные основания. Во-первых, некоторые неточности параллелизации региональных стратиграфических схем мало сказываются на общей картине биогеографического районирования, поскольку в расположении основных палеофлористических областей установлена высокая степень унаследованности. Во-вторых, неполнота сведений о самих флорах и разногласия между исследователями о составе флористических комплексов уже мало сказываются на представлениях об общем облике карбоновых и пермских флор.

Несколько иначе обстоит дело с методами палеоклиматических реконструкций на палеоботанической основе. Здесь мы, очевидно, не можем брать за основу характер современного распределения той или иной систематической группы растений, встречаемой в палеозое. За прошедшие миллионы лет климатическая приуроченность этой группы не могла не измениться, да и количество подобных групп невелико. Основой может быть, естественно, только экологическое истолкование морфолого-анатомических признаков наиболее важных растений тех времен. Здесь, однако, приходится проявлять величайшую осторожность в выводах, поскольку мы достоверно знаем приспособительный смысл сравнительно небольшого количества признаков, причем не только ископаемых, но и современных растений.

В рамках подобной статьи не приходится углубляться в детали всех приспособительных признаков, используемых палеоботаниками для палеоклиматического анализа. Из осторожности большей частью из них приходится пренебрегать. Наиболее важными и надежными при-

наками, климатический смысл которых абсолютно однозначен, являются лишь: 1) присутствие или отсутствие колец прироста в древесинах и 2) присутствие во флоре растений с толстыми, многолетними стволами маноксилического типа, т. е. стволами, составленными главным образом паренхимными тканями коры и сердцевины при незначительном количестве древесины. Кольца прироста (годовые кольца) не

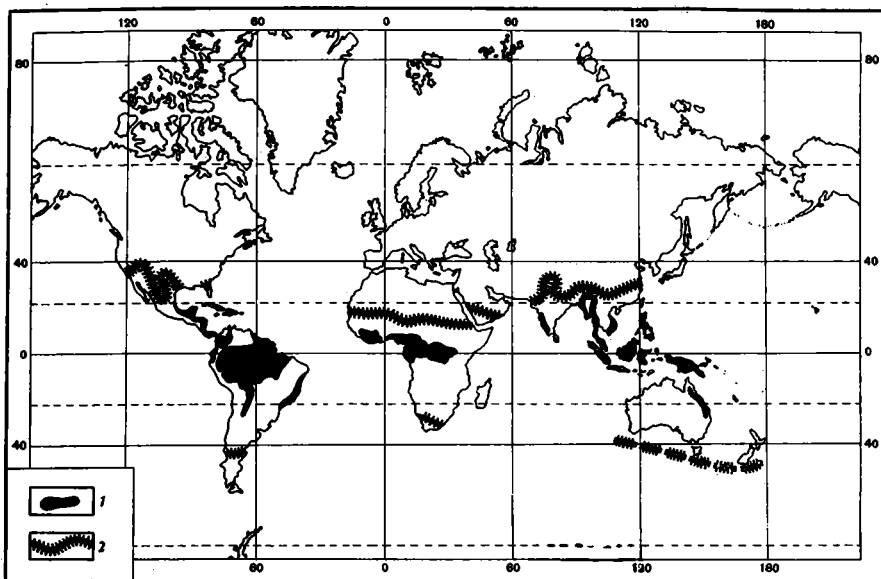


Рис. 1. Современное распространение

1 — тропического дождевого леса с древесиной без колец прироста; 2 — тропической флоры в целом. Данные П. Ричардса (1961) и В. В. Алехина (1938)

развиваются лишь в областях с минимальными сезонными колебаниями. Поэтому в современной флоре они отсутствуют лишь у деревьев тропических дождевых лесов (рис. 1). Тем самым кольца прироста по самой своей природе — надежное палеоклиматическое свидетельство. Когда их нет, можно уверенно говорить о влажных жарких условиях без существенных сезонных колебаний. Толстые многолетние стволы маноксилического типа, как показано их физиологическим анализом и как видно из их распределения в современной флоре (рис. 2), встречаются лишь в условиях безморозного климата. Даже в субтропиках растения с такими стволами (цикадовые, большинство пальм) встречаются главным образом в культуре. Они приурочены к областям со среднегодовой амплитудой температуры воздуха не ниже 15° и со средними абсолютными минимумами температуры воздуха выше 0° . Некоторым аргументом в пользу заключения о внетропическом характере флоры может являться присутствие в захоронениях специализированных почечных чешуй, листостебельных мхов и преобладание мелких растений. Однако эти признаки не являются столь однозначными как кольца прироста и маноксилические стволы. О внетропических условиях приходится судить преимущественно на основании негативных признаков.

В целом ископаемые флоры не дают абсолютных палеоклиматических величин, а лишь относительные, хотя порой и неоспоримые характеристики. Мы можем уверенно выделить для карбона и перми тропические и внетропические области. Климату последних дать более четкую характеристику, т. е. сказать, был ли он умеренным или холодно-умеренным или каким-нибудь другим, — невозможно.

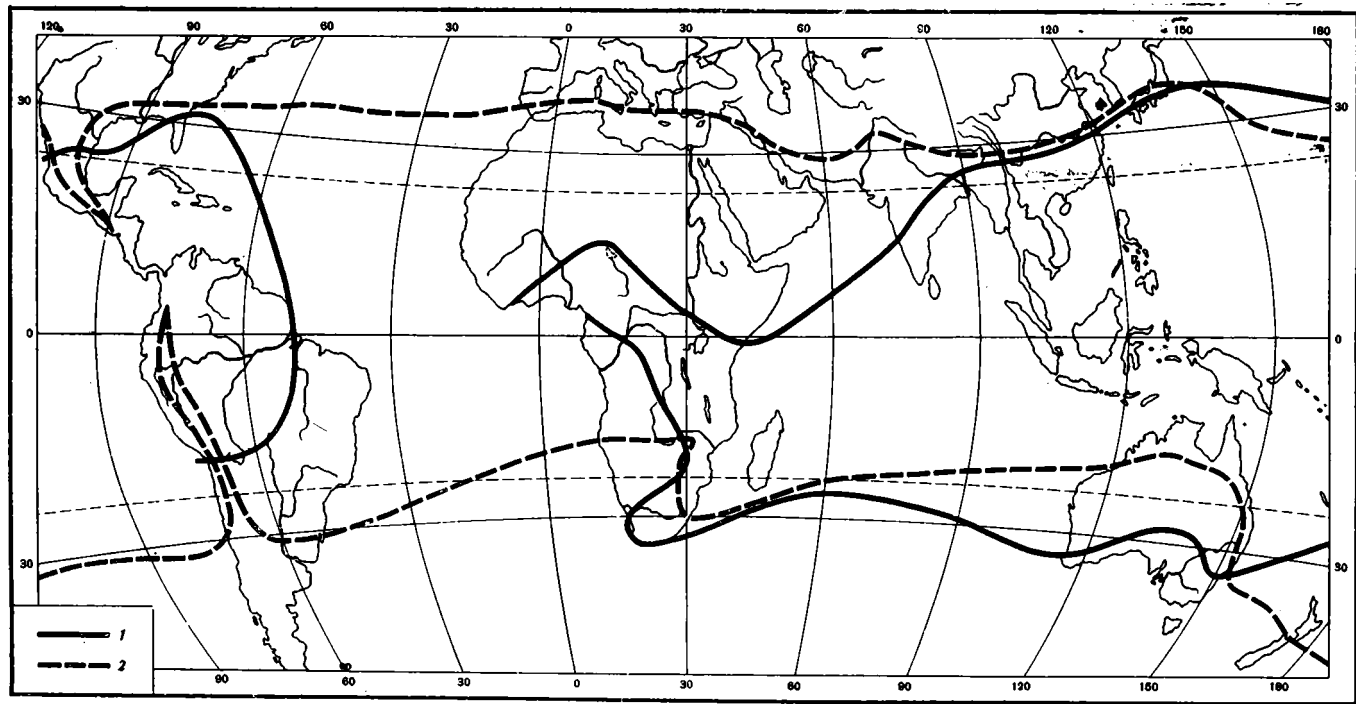


Рис. 2. Современное распространение растений с многолетними маноксилическими стволами:
 1 — цикадовые (по D. D. Pant, B. Mehra, 1962); 2 — пальмы (по В. В. Алехину, 1938)

К сожалению, по целому ряду важнейших показателей ископаемые флоры отражают не столько условия территории в целом, сколько условия конкретного биотопа. Как это ни парадоксально, но по ископаемым растениям иногда трудно судить об аридности или гумидности климата, поскольку в захоронение переходят в первую очередь растения, живущие у водоемов или в них самих. Поэтому, например, в казанской флоре Прикамья мы встречаемся с комплексами, порой составленными только листостебельными мхами, папоротниками и членисто-стебельными (паракаламитами, аннуляриями, сфенофиллами), т. е. явно влаголюбивыми формами. Но флороносные слои чередуются здесь в разрезе с породами — индикаторами аридного климата (гипсы, доломиты и т. п.). Изучение пермских и каменноугольных флор Казахстана, Русской платформы и других мест убеждает в том, что часто (хотя и далеко не всегда) общая аридизация территории приводит лишь к существенному обеднению растительных комплексов при появлении сравнительно небольшого количества специфических форм. Тем самым ископаемые флоры дают картину, сильно снивелированную по влажности климата и отражают прежде всего температурные условия.

ФИТОГЕОГРАФИЯ КАРБОНА И ПЕРМИ

На рассмотренных выше критериях и основан приводимый ниже палеоклиматический анализ пермских и карбоновых флор. Мы не приводим здесь подробной характеристики систематического состава флор разных биогеографических областей, которую можно найти во многих работах (Neuburg, 1961; Радченко, 1958; Криштофович, 1957; Read, Matay, 1963; Sze, 1953; Lee, 1964; Jacob, 1952; Plumstead, 1962, 1966; Suge, 1966). Мы ограничимся в основном рассмотрением климатической характеристики областей и границ между ними.

Начиная с конца прошлого века (Zeiller, 1897; Arber, 1905), в палеоботанической литературе установилось мнение, что появление палеофлористической дифференциации относится лишь к самому концу карбона. А. Н. Криштофович считал, что палеофлористические области намечаются уже в среднем карбоне, а по мнению М. Ф. Нейбург (1951), — в конце нижнего карбона. После исследований Г. П. Радченко (1957; Эйно и др., 1964; Атлас..., 1965) все большее признание получает точка зрения, что уже в турнейское время флоры закономерно сменялись в пространстве, образуя палеофлористические области (провинции). Г. П. Радченко выделил такие области в основном для территории СССР и допустил при этом несколько принципиальных ошибок, о чем уже шла речь в печати (Мейен, 1966).

По схеме фитогеографического районирования, разработанной автором настоящей статьи, в раннем карбоне выделяются две палеофлористические области — Еврамерийская и Ангарская. Первая включает всю Европу, Урал, часть Казахстана, Среднюю Азию, Китай, Северную Африку и Северную Америку. Северо-Восточный Казахстан (Карагандинский бассейн, Прибалхашье, Джунгария) входит в самостоятельную Казахстанскую провинцию, которая достоверно выделяется лишь с визейского века. Ангарская область включает Сибирь и Монголию, а в намюрском веке и Северо-Восточное Прибалхашье. Субмеридиональное направление границы между областями на территории Сибири контролируется арктическими местонахождениями типично евразийской флоры в Гренландии и на Шпицбергене, а субширотное направление границы в Центральной Азии определяется находками евразийской флоры в Китае и ангарской флоры в Монголии.

Флорам обеих областей свойственно широкое развитие древних древовидных лепидофитов, часто лишенных лигулы и парихн; наряду с

ними встречаются архаичные членистостебельные, птеридоспермы и прапапоротники, а во второй половине раннего карбона и папоротники. Основным отличием еврамерийской и ангарской флор раннего карбона является, помимо видового и родового состава, существенно иная экологическая приуроченность лепидофитов. Если еврамерийским лепидофитам свойственны корневые системы со стигмариями, указывающими на тропические заросли мангрового типа, то ангарские лепидофиты, скорее всего, занимали существенно иные экологические ниши. Они захоронены преимущественно в песчаных породах и редко сопровождают угольные пласты. В Ангарской области до сих пор не найдены стигмарины. Казахстанская провинция была заселена обедненной еврамерийской флорой (здесь есть и стигмарины) с примесью ангарских и некоторых эндемичных форм.

Предлагаемая автором схема фитогеографического районирования раннего карбона, по которой флоры Донбасса, Русской платформы, Урала и Шпицбергена попадают в одну зону (а не в три, как у Г. П. Радченко), хорошо подтверждается спорово-пыльцевыми исследованиями (Sullivan, 1965). Спорово-пыльцевые комплексы позволяют наметить подразделение Еврамерийской области на провинции, что пока не удастся сделать по листовой флоре.

Тропический климат Еврамерийской области в раннем карбоне однозначно устанавливается по присутствию древесин, лишенных колец прироста (в том числе и в визе Шпицбергена), и по обилию лепидофитов с их толстыми стволами маноксилического типа. В Ангарской области также доминируют толстоствольные лепидофиты, т. е. флора области также может считаться безморозной. О строении ангарских древесин сведений в литературе нет. Таким образом, для раннего карбона заведомо внутротропические флоры неизвестны.

В среднекаменноугольное время составляющие элементы флор обеих областей существенно иные, однако граница между областями, хотя и испытывает некоторые перемещения, но все же не меняет своей общей ориентировки. В московском веке Казахстанская провинция заселяется обедненной ангарской флорой с небольшой примесью еврамерийских растений. Климатическая характеристика Еврамерийской области остается прежней. Зато в Ангарской области резко уменьшается количество лепидофитов и древесины неизменно имеют кольца прироста. Приходится считать ангарскую флору внутротропической.

Наметить границы Еврамерийской области за пределами Евразии пока нельзя, так как в Северной Америке мы пока не знаем флоры ангарского типа. Нижне- и среднекаменноугольные флоры Гондваны известны мало и изучены крайне недостаточно. Привлечь их для биогеографического анализа трудно.

Нам пришлось задержаться на изложении материалов по раннему и среднему карбону, которые непосредственно не имеют отношения к проблеме движения материков. Анализ фитогеографии этого времени нужен для определения степени унаследованности фитогеографических границ, о чем пойдет речь ниже.

Наиболее важные свидетельства по интересующему нас вопросу дают флоры позднего карбона и первой половины ранней перми, так как именно начиная с этого времени мы можем наблюдать непрерывную последовательность флор на всех материках. Эти флоры широко распространены и сравнительно хорошо изучены. Здесь, однако, уместен вопрос, правомерно ли такое объединение позднего карбона с ранней пермью? Ведь на этот интервал времени приходятся существенные события в геологической истории планеты. На этот вопрос можно ответить утвердительно, так как все эти события практически не повлияли на расположение палеофлористических областей. На систематическом составе флор, вопреки распространенному мнению, они также сказа-

лись незначительно. Во всяком случае, радикальная смена доминантов в большинстве флор произошла или внутри ранней перми, или еще позже, примерно на рубеже ранней и поздней перми.

В позднем карбоне и первой половине ранней перми отчетливо выделяются четыре палеофлористические области: Еврамерийская, Катазиатская, Ангарская и Гондванская (рис. 3). В Еврамерийской области характерными растениями были различные папоротники и птеридоспермы (*Pecopteris*, *Alethopteris*, *Odontopteris*, в перми к ним добавляется *Callipteris*), каламиты, древовидные лепидофиты (их количество постепенно уменьшается), кордаиты и хвойные. Древесины большей частью лишены колец прироста. Эта флора известна в Северной Америке от юга США до Гренландии, затем в Западной Европе, Северной Африке, Донбассе, Турции, на Кавказе и в Средней Азии. Далее на восток в Китае и Юго-Восточной Азии мы вступаем в Катазиатскую область, флора которой физиономически близка к еврамерийской, но в ней присутствуют многие эндемичные растения (*Lobatannularia*, *Cathaysiodendron*, *Tingia*, *Emplectopteridium*), в то же время отсутствуют характерные еврамерийские растения, например настоящие сигиллярии, а хвойные и *Callipteris* исключительно редки. Обе флоры тем не менее явно принадлежат к одной климатической зоне. Присутствие толстоствольных лепидофитов, древесин без колец прироста, каулифлории у многих растений, обилие и разнообразие самих флор — надежные свидетельства их тропического характера. С мнением, что эта флора в действительности соответствует современным субтропикам, трудно согласиться, хотя бы по той причине, что это наиболее теплолюбивая (с этим никто не спорит) из известных флор того времени. В таком случае придется допустить, что в то время тропические флоры вовсе не существовали. Это маловероятно. На развитии еврамерийской и, в меньшей степени, катазиатской флор сказались явления аридизации климата, приведшие к резкому обеднению флор Еврамерийской области во второй половине ранней перми.

Территория Сибири, Восточного Казахстана, Северо-Востока СССР и Монголии была занята Ангарской областью, в которой в позднем карбоне наряду с эндемичными родами содержится небольшое количество еврамерийских элементов. Это еврамерийского облика членистостебельные (*Annularia asteriscus*, *Sphenophyllum denticulatum*, *Calamostachys*) и птеридоспермы (*Neuropteris*). В то же время на юге области еще встречаются лепидофиты с достаточно толстыми стволами. В ранней перми ангарская флора практически утрачивает общность с еврамерийской флорой. В течение всего рассматриваемого времени основным доминантом ангарской флоры были кордаиты. Все встреченные здесь древесины обладают отчетливыми кольцами прироста. По всем признакам это флора внетропическая, однако считать ее особенно холоднолюбивой не приходится. Здесь все же есть, хотя и в небольшом количестве, дрезовидные лепидофиты и некоторые еврамерийские морфологические типы. Не исключено, что по крайней мере южными частями Ангарская область заходила в субтропики. Восточная граница области остается неясной, и здесь для ее проведения приходится обращаться к бореальной фауне, область распространения которой в пределах Евразии близко совпадает с Ангарской областью (Устрицкий, 1967). Судя по бореальным фаунам, часть Аляски вполне может принадлежать Ангариде.

Гондванская область включает Индию, Африку южнее экватора, Южную Америку (кроме, может быть, северной окраины), Австралию и Антарктиду, т. е. практически целое полушарие. Область была заселена флорой, которую часто называют глоссоптериевой, хотя сам род *Glossopteris* по-настоящему доминирует здесь лишь примерно с середины верхнепалеозойской части разреза, когда он вытесняет *Gangamopteris* и кордаиты. На ранних стадиях своего развития глоссоптериевая

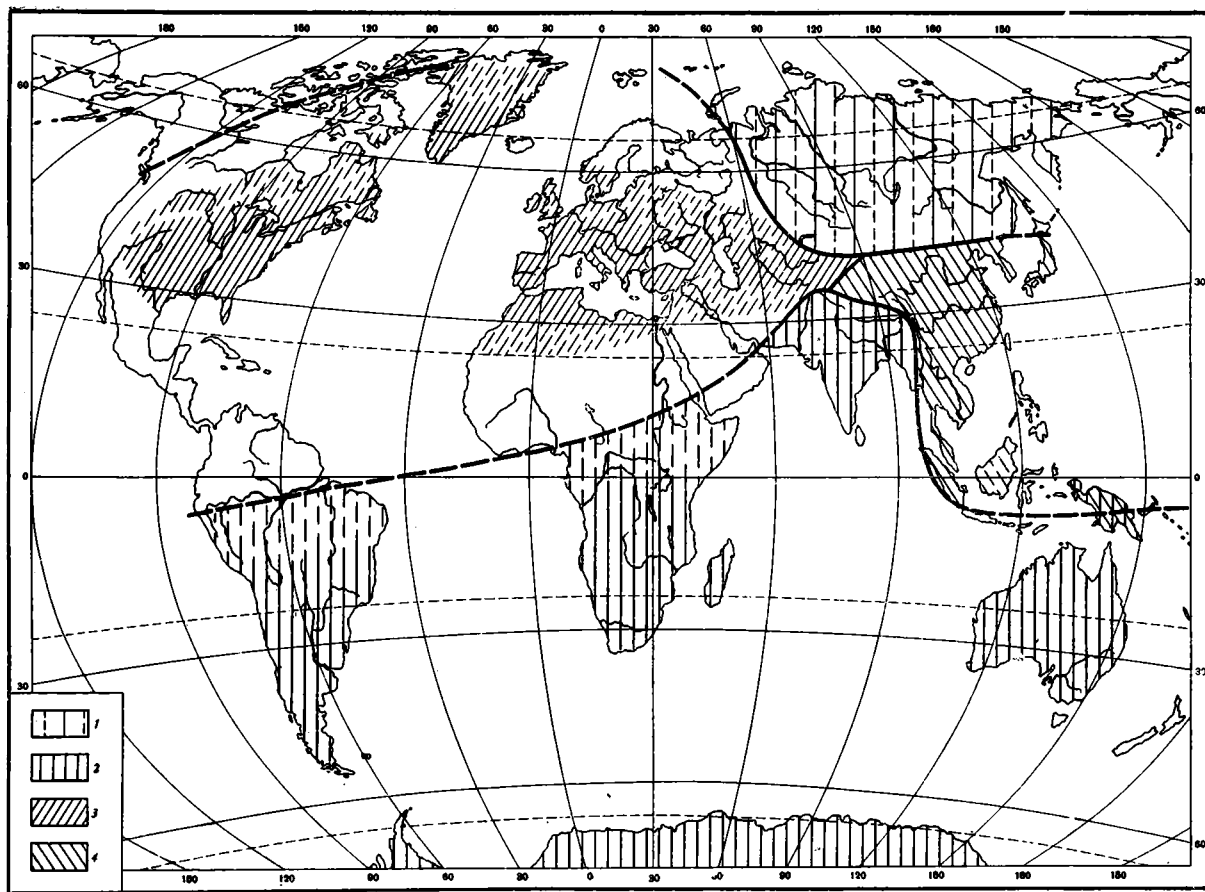


Рис. 3. Распределение тропических и внетропических флор в позднем карбоне и первой половине ранней перми

1 — Ангарская область (внетропическая); 2 — Гондванская область (внетропическая); 3 — Евразийская область (тропическая); 4 — Катазиатская область (тропическая). Составил С. В. Мейен, 1966

флора сосуществует с оледенением. Во всяком случае, она встречена в кровле и подошве тиллитов. Н. М. Страхов полагал, что в Индии и оледенение, и флора нагорные. Но с этим нельзя согласиться, так как в разрезе верхнего палеозоя Индии есть по крайней мере один морской прослой, вклинивающийся в толщу с глоссоптериевой флорой и сменяющийся по простираанию континентальными отложениями с той же флорой (Maithy, 1965—1966).

Гондванская флора обнаруживает исключительное постоянство состава во всех областях ее распространения. Достаточно сказать, например, что приблизительно из 40 видов, известных в верхнем палеозое Антарктики, только 4 неизвестны в других гондванских разрезах. Сходство отдельных гондванских флор значительнее, чем, например, верхнепалеозойских флор Кузбасса, Таймыра и Печорского бассейна. Примечательно, что до сих пор не установлены флористические комплексы, в которых смешивались бы южные и северные растения. Некоторое количество еврамерийско-катазиатских папоротников и сфенофиллов отмечено в Южной Африке и Южной Америке. Возможно, эти растения были однолетними, что позволяло им расти в чуждой климатической обстановке. Характерно, что речь идет о растениях со сравнительно простым жилкованием, и возможность конвергенции здесь не исключается. Заведомо общие формы между гондванской и ангарской флорами рассматриваемого времени пока не установлены (Мейен, 1967). Только среди кордаитов отмечаются некоторые сходные эпидермальные типы. В любом случае высокая степень изоляции гондванской флоры очевидна. Подобной изоляции флоры столь обширной территории мы больше не знаем в истории растительного мира.

Внетропический климат Гондваны не вызывает сомнений у палеоботаников. Свидетельство этому — относительная бедность флоры родами и видами при большом количестве экземпляров, листопадность растений, постоянное присутствие колец прироста в древесинах, редкость плауновидных (отсутствуют в Индии) и большое количество почечных чешуй.

ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКИЕ ПАРАДОКСЫ

Таким образом, в позднем карбоне и первой половине ранней перми мы видим две фитогеографические области (Еврамерийская и Катазиатская) с тропической флорой и две внетропические области (Ангарская и Гондванская). Расположение областей парадоксально. Практически все южное полушарие (кроме небольшого участка в Юго-Восточной Азии) и Индия, т. е. около 250 млн. км² заняты гондванской флорой, единство которой настолько велико, что сомневаться в прежнем единстве гондванских материков не приходится. Самые южные находки гондванской флоры сделаны в Антарктиде всего в 400 км от полюса, самые северные — в Кашмире (около 30° с. ш.). Примечательно, что даже эта северная кашмирская флора представлена почти исключительно гондванскими растениями, хотя ближайšie местонахождения еврамерийской флоры находятся в 600 км, а ангарской флоры — чуть больше 1000 км к северу. По данным Х. М. Капура (устное сообщение), здесь найдено лишь два экземпляра нового вида рода *Lepidostrobis* (этот род неизвестен в гондванской флоре) и несколько экземпляров папоротников катазиатского типа. В остальном встречены разнообразные и многочисленные *Glossopteris*.

Северная внетропическая (ангарская) флора занимает площадь не более чем 20—25 млн. км², т. е. в десять раз меньшую по сравнению с Гондваной.

Пояс тропической (еврамерийско-катазиатской) флоры почти целиком расположен в северном полушарии, спускаясь ниже экватора лишь в районе Суматры и, может быть, Новой Гвинеи (по данным В. Йонгман-

са, на Новой Гвинее смешиваются гондванская и катазиатская флоры). Ширина этого пояса в районе Атлантики составляет 6—8 тыс. км, в районе Памира и Тянь-Шаня — около 1 тыс. км и в Юго-Восточной Азии снова около 5 тыс. км.

Налицо, таким образом, резчайшая асимметрия климатических зон позднего карбона и начала ранней перми, если их нанести на современную карту Земли. Сам факт этой асимметрии давно известен, и его никто не отрицает. Но исследователи обычно отмечают при этом лишь смещение к северу древнего экватора, мало обращая внимание на то, что не только экватор, но и практически вся тропическая зона располагалась в северном полушарии. В литературе не акцентируется внимание и на том, что ширина тропического пояса очень неравномерна и резко уменьшается к северу от Индии. Наконец, недостаточно учитывается удивительное постоянство флоры по всей Гондване от Южного полюса до Кашмира с разностью широт 120° и от Южной Америки через Африку до Австралии с разностью долгот свыше 220°, а также недооценивается высокая степень изоляции этой флоры от флор северного полушария.

Для объяснения этой картины с позиций фиксизма исследователи прибегают к различным гипотезам, строя сложные схемы атмосферной циркуляции и обращая внимание на тот факт, что современная климатическая зональность также достаточно асимметрична (Брукс, 1952; Леонов, 1964). При этом обычно считают, что комбинации форм рельефа, морских течений, обширные акватории могут очень существенно влиять на распределение климатических зон. Однако здесь недоучитывается одно важное обстоятельство. Если рассматривать современную асимметричность климатических зон, то оказывается, что она касается только внетропических зон. А симметричность по отношению к экватору современной тропической зоны почему-то иногда ускользает от внимания исследователей. Выше уже говорилось о том, что тропические дождевые леса почти не выходят за пределы тропиков. Мало того, экватор точно лежит на оси полосы таких лесов. Современные Неотропическая и Палеотропическая флористические области также симметрично охватывают экватор, хотя ширина тропической флоры несколько сужается в Африке. Таким образом, нет достаточных оснований привлекать современное расположение климатических зон для иллюстрации резкого смещения тропиков позднего карбона и начала перми.

Рассмотрим теперь влияние общей палеогеографической обстановки на расположение климатических зон прошлого. По мнению Г. П. Леонова (1964, стр. 56—57), «одной из важнейших сторон воздействия рельефа Земли является его влияние на ширину отдельных климатических зон и, соответственно, на положение границ последних по отношению к полюсам и экватору. Это обстоятельство, подтверждающееся всей совокупностью палеоклиматических данных, имеет большое значение в первую очередь для проблемы перемещения полюсов и континентов». Рассмотрим, как же воздействовал рельеф Земли не на все климатические зоны прошлого, а лишь на границу тропической и внетропической флор. При этом лучше всего взять северную границу тропической зоны. И здесь мы снова видим парадоксальную картину (рис. 4). За время от визе до середины мела (почти за 250 млн. лет) эта граница на территории Евразии испытала лишь несущественные (в масштабе планеты) перемещения. Очень близки общее направление и ориентировка этой границы в разные времена, а ширина полосы, в которой происходило перемещение, едва превышает 2 тыс. км. В течение карбона и перми амплитуда перемещения не превышает 1 тыс. км. Получается картина, плохо соответствующая сложившимся представлениям. За весь этот огромный промежуток времени, равный почти половине фанерозоя, на территории

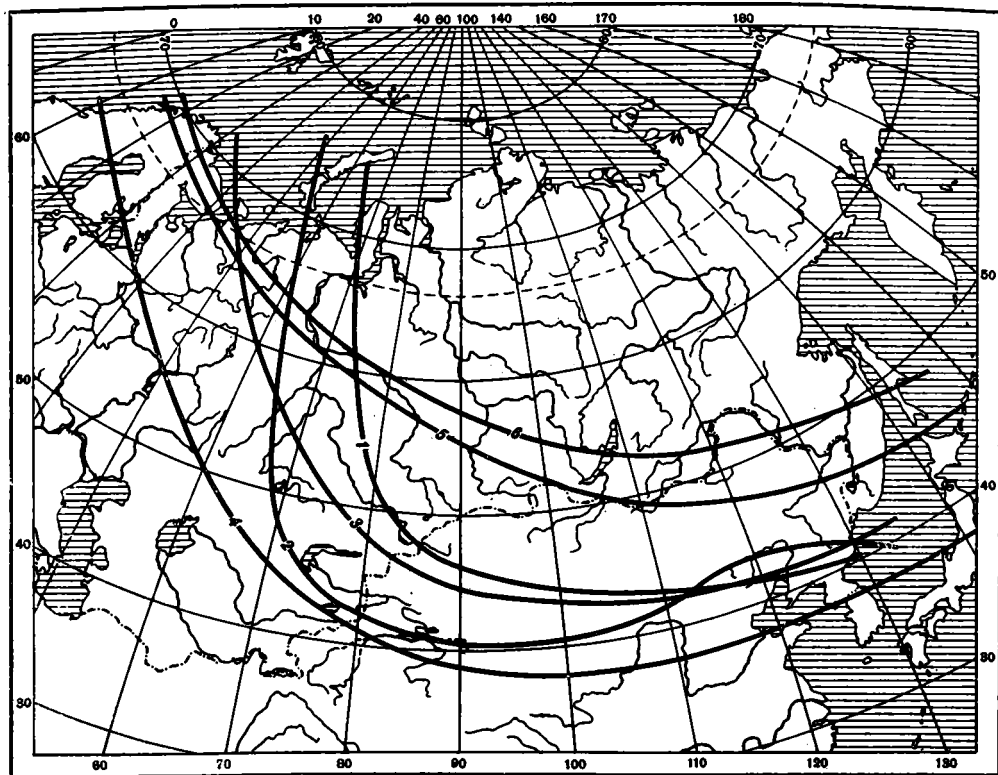


Рис. 4. Положение северной границы распространения тропической флоры от раннего карбона (визе) до середины мела

1 — визейский век; 2 — поздний карбон; 3 — вторая половина ранней перми; 4 — ранняя юра; 5 — подняя юра; 6 — ранний мел (1, 2, 3 — по данным С. В. Мейена; 4, 5, 6 — по данным В. А. Вахрамеева, 1964)

Евразии шло и горообразование, и пенепленизация, и обширные трансгрессии, сменяемые регрессиями. Но все эти события вызывали лишь незначительные перемещения рассматриваемой границы. Правда, речь идет о палеофлористической границе высшего ранга.

Из сказанного напрашивается вывод, с которым трудно свыкнуться сразу, что положение флористических границ высшего ранга мало зависит от общей палеогеографической обстановки. Вряд ли стоит говорить о влиянии на них и факторов, исходящих из недр Земли. Остается предположить, что ведущий фактор надо искать за пределами Земли. По-видимому, речь должна идти о солнечной радиации, степени прогрева разных участков земной поверхности солнцем. Именно с этим связана и та симметричность в расположении современной тропической флоры по отношению к экватору, о которой шла речь выше. Эта симметричность существует, несмотря на резкое различие в расположении материков и океанов в северном и южном полушариях.

Если сделанный вывод правомерен, то возникает естественный вопрос, почему же в конце карбона и начале перми солнцем преимущественно прогревалась полоса, расположенная в одном полушарии и столь неравномерной ширины. Одним перемещением полюсов здесь делу не помочь, так как при существенном перемещении северный полюс будет неизбежно попадать в область развития тропической флоры, располагающейся циркумполярно. И, конечно, заманчиво устранить парадоксальность в распределении климатических зон позднего карбона и ранней перми изменением взаимного положения материков, отодвинув к югу

Еврамерийскую и Катазиатскую области, отодвинуть на юг Индию, придав поясу тропической флоры равномерность, а затем, соединив отдельные части Гондваны воедино, хоть как-то сбалансировать размер северной и южной внетропической областей (по мобилистским реконструкциям Гондвана занимает площадь немногим более 50 млн. км²).

За недостатком места не будем приводить в деталях историю растительного мира в течение оставшейся части перми и в мезозое. Скажем только, что в поздней перми Тетис перестал быть столь серьезной преградой для миграции гондванских растений на север. В очень небольшом количестве гондванские растения появляются в северных флорах. Не исключается и встречная миграция растений. В триасе изоляция гондванской флоры уже явно нарушается, а для юры В. А. Вахрамеев (1964, 1966) уже считает возможным относить Индию и Европу к одной палеофлористической области тропического климата. Тем самым за время от позднего карбона до юры индийская флора становилась все более и более теплолюбивой и, наконец, стала тропической. Все эти наблюдения хорошо согласуются с мобилистскими представлениями.

Наконец, нельзя не обратить внимания на то, что ориентировка фитогеографических границ и палеомагнитных широт часто хорошо совпадает. Об этом уже писал Сулливан (Sullivan, 1965), но особенно хорошо такое совпадение видно на примере западной границы Ангарской области (см. рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В течение всего позднего палеозоя наиболее теплолюбивая еврамерийско-катазиатская флора почти целиком приурочена к северному полушарию. Ширина соответствующей зоны меняется от 6—8 тыс. км в районе Атлантик и примерно 5 тыс. км в Юго-Восточной Азии менее чем до тысячи в районе Памира и Тянь-Шаня. В то же время современная зона наиболее теплого климата (несмотря на резкую асимметричность в расположении материков и океанов и сильную климатическую дифференциацию) строго приурочена к довольно равномерной полосе, симметрично охватывающей экватор.

2. С севера еврамерийско-катазиатская флора граничит с внетропической ангарской флорой, занимавшей территорию примерно 20—25 млн. км². Между ангарской и еврамерийско-катазиатской флорами определенно существовали связи.

3. Климатическим аналогом ангарской флоры на юге является гондванская флора, занимающая практически все южное полушарие вплоть до 85° ю. ш., а в Индии поднимающаяся до Кашмира (30° с. ш.). Площадь распространения этой флоры сейчас превышает примерно в 10 раз Ангарскую палеофлористическую область. Небольшая примесь еврамерийско-катазиатских элементов, если она действительно есть, отмечается лишь в отдельных местонахождениях Южной Африки и Южной Америки. В Индии, т. е. в месте наиболее близкого соприкосновения еврамерийской, катазиатской и гондванской флор никакого смешения между ними не наблюдается. Проникновение отдельных гондванских растений в Ангарскую область достаточно уверенно отмечается лишь в поздней перми. Степень изоляции гондванской флоры, таким образом, весьма значительна. Поэтому, если отрицать существование единого Гондванского материка, становится непонятным, как могли гондванские растения столь свободно пересекать тысячекилометровые расстояния между отдельными южными материками и в то же время почти не проникать в течение позднего карбона и всей ранней перми через узкую полосу Тетиса в климатически эквивалентную Ангарскую область.

4. От начала карбона до середины мела отмечается высокая степень унаследованности северной границы тропической флоры. Граница

такого ранга мало зависит от изменения общего лика Земли (трансгрессий, регрессий, горообразования и т. д.). Это наводит на мысль, что распределение фитогеографических областей такого масштаба как Евразийская, Катазиатская, Гондванская и Ангарская, контролируется в основном величиной солнечной радиации. Если этот вывод подтвердится дальнейшими исследованиями, сторонникам фиксизма придется искать другой ответ на вопрос, почему во всем южном полушарии мы встречаем совершенно однотипную флору.

Сейчас совершенно невозможно без учета всех геологических, геофизических и других данных решительно стать на сторону мобилизма или фиксизма. Решение этого вопроса, очевидно, и не под силу специалисту в одной области, и делать выбор на основании, например, одних палеоботанических наблюдений едва ли разумно. Но каждый специалист, интересующийся проблемой движения континентов, может беспристрастно пересмотреть факты, входящие в сферу его компетентности, обобщить их и представить на суд научной общественности. Именно такую задачу и поставил перед собой автор. Не палеоботанику делать окончательные выводы из его материала, если речь идет о решении общей проблемы геологии. Последнее слово здесь, безусловно, будет принадлежать тектонистам, или геофизикам. Однако нельзя не заметить, что традиционные симпатии палеоботаников к мобилизму достаточно закономерны, ибо с фиксистских позиций объяснить закономерности распределения растений в пространстве в прошлые геологические эпохи и даже в современный период крайне трудно.

В заключение автор хочет выразить глубокую признательность В. А. Вахрамееву, В. В. Меннеру, А. В. Пейве, Г. П. Леонову, И. А. Добрускиной, А. А. Мигдисову, И. А. Соловьевой, В. И. Устрицкому и другим лицам, с которыми он обсудил многие положения настоящей статьи и от которых получил весьма ценные советы, хотя точки зрения в возникавших дискуссиях далеко не всегда совпадали.

Литература

- А л е х и н В. В. География растений. Учпедгиз, 1938.
Атлас палеогеографических карт СССР. Каменноугольный период. Масштаб 1 : 7 500 000. Объяснительная записка. Под ред. О. Л. Эйнора. Киев — Ленинград, 1965.
Б р у к с К. Климаты прошлого. Изд-во иностр. лит., 1952.
В а х р а м е е в В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 102, Изд-во «Наука», 1964.
В а х р а м е е в В. А. Ботанико-географическая зональность в геологическом прошлом и эволюция растительного мира. Палеонтол. ж., № 1, 1966.
К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Палеоботаника. Госгостехиздат, 1957.
Л е о н о в Г. П. Верхнепалеозойское оледенение Гондваны в связи с общей проблемой перемещения полюсов и континентов. В сб. «Гондвана». Изд-во «Наука», 1964.
М е й е н С. В. О палеофлористическом районировании территории СССР в карбоне. Палеонтол. ж., № 4, 1966.
М е й е н С. В. О соотношении индийских и ангарских флор позднего палеозоя (Автореф. докл., прочитанного 9.XII.1966 г.). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 42, вып. 2, 1967.
Н е й б у р г М. Ф. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Восточного Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1951.
Р а д ч е н к о Г. П. К вопросу о первом проявлении ботанико-географической и климатической зональности в Северной Евразии. В сб. «Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии». Госгеолтехиздат, 1957.
Р а д ч е н к о Г. П. Этапы развития позднепалеозойских флор на территории Тунгусской фитогеографической области. Congr. Geol. Intern., XX Ses. Sec. VII. Paleont., taxon. y evolucion, 1958.
Р и ч а р д с П. У. Тропический дождевой лес. Изд-во иностр. лит., 1961.
У с т р и ц к и й В. И. О положении северного полюса в позднем палеозое на основании палеонтологических данных. Геол. и геофиз., № 1, 1967.
Э й н о р О. Л., В а с и л ю к Н. П. и др. Биогеография территории Советского Союза в каменноугольном периоде. В сб. «Вопросы закономерностей и форм развития органического мира». Изд-во «Недра», 1964.

- Arber E. A. N. Catalogue of the fossil plants of the Glossopteris flora in the Department of Geology British Museum. London, 1905.
- Axelrod D. Fossil floras suggest stable, not drifting, continents. *J. Geophys. Res.*, v. 68, No. 10, 1963.
- Jacob K. A brief summary of the stratigraphy and paleontology of the Gondwana system. In «Symposium sur les séries de Gondwana». Alger, 1952.
- Lee H. H. The succession of Upper Palaeozoic plant assemblages of North China. In «Compte rend. 5-e Congr. Intern. stratigr. et géol. Carbonif. Paris, 1963», t. 2, 1964.
- Maithy P. K. Studies in the Glossopteris flora of India — 33. Fossil plants and miospores from the coalbearing beds of the Umaria coalfield with some remarks on the age of the beds. *Palaeobotanist*, v. 14, No. 1—3, 1965—1966.
- Neuburg M. F. Present state of the question on the origin, stratigraphic significance and age of paleozoic floras of Angaraland. In «Compte rend. 4-e Congr. Strat. Géol. Carbonifère, Heerlen, 1958», t. 2, 1961.
- Pant D. D., Mehra B. Studies in gymnospermous plants, Cycas. Allahabad, 1962.
- Plumstead E. P. Fossil floras of Antarctica. *Trans-Antarctic Expedition, 1955—1958, Sci. Rep. No. 9, Geology*, 2, 1962.
- Plumstead E. Recent palaeobotanical advances and problems in Africa. In «Symposium on floristics and stratigr. of Gondwanaland». Lucknow, 1966.
- Read Ch. B., Mamay S. H. Upper Paleozoic floral zones and floral provinces of the United States. *Geol. Surv. Profess. paper*, No 454-K, 1964.
- Schwarzbach M. Paläoklimatologische Eindrücke aus Australien nebst einigen allgemeinen Bemerkungen zur alteren Klimageschichte der Erde. *Geol. Rundsch.*, B. 54, H. 1, 1965.
- Sullivan H. J. Palynological evidence concerning the regional differentiation of Upper Mississippian floras. *Pollen et spores*, v. 7, No. 3, 1965.
- Surange K. R. Distribution of Glossopteris flora in the Lower Gondwana formations of India. In «Symposium on floristics and stratigr. of Gondwanaland». Lucknow, 1966.
- Sze H. C. Очерк времени образования пластов палеозойских континентальных отложений Китая. *Acta Palaeontol. Sinica*, v. 1, No. 4, 1953.
- Zeiller R. Les provinces botaniques de la fin des temps primaires. *Rev. gén. Sci.*, t. 8, 1897.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
14 ноября 1967 г.

УДК 551—24 (234.9)

М. Л. СОМИН

О ДРЕВНЕЙШИХ СТРУКТУРНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Регионально глубоко метаморфизованные толщи Главного Кавказского хребта образуют единый структурный комплекс досреднедевонского, вероятно байкальского возраста. С ним сопоставляются досреднекембрийский комплекс Бечасынской зоны и кристаллические сланцы Закавказского срединного массива. Средний, часть нижнего, а местами и верхний палеозой и триас образуют герцинский структурный комплекс.

Развитие Большого Кавказа и Закавказского срединного массива в допозднепалеозойское время является наименее ясной и вместе с тем очень актуальной проблемой геологии этого региона. Основной ее вопрос заключается в возрасте развитых здесь метаморфических толщ и их соотношении со средним палеозоем. Одни исследователи рассматривают их в качестве докембрийского комплекса; другие считают его каледонским; некоторые геологи предполагают, что в Передовом и Главном хребтах он имеет герцинский возраст, включает отложения девона и нижнего карбона. Работы А. П. Герасимова, Г. М. Ефремова, В. Н. Робинсона, И. Г. Кузнецова, Д. С. Кизевальтера, в которых затрагивается этот вопрос, основываются на неполном, частью уже устаревшем материале. За последнее время, однако, по рассматриваемой проблеме получено много новых данных, и ряд сторон геологии древних комплексов Кавказа значительно прояснился. В частности, выяснены основные черты развития в среднем палеозое зон Передового хребта и Южного склона Большого Кавказа; установлены досреднекембрийский возраст метаморфического комплекса Бечасынской зоны и его несогласное соотношение с ниже-среднепалеозойскими отложениями; составлены первые сводные схемы стратиграфии кристаллического ядра Главного хребта, получены новые данные о его составе и структуре. В связи с поступлением этих новых материалов возникает необходимость в их обобщении, в попытке специального рассмотрения интересующей нас проблемы.

I

Новые данные о геологии среднего палеозоя зон Передового хребта и Южного склона позволяют выяснить в общих чертах палеогеографическую обстановку как этих зон, так и разделяющей их зоны Главного хребта. С. М. Кропачев и В. Круть (1963) показали, что основные особенности среднепалеозойского комплекса Передового хребта хорошо выдерживаются на всем протяжении последнего, хотя мощности и фации отдельных стратиграфических подразделений могут существенно меняться. В основании разреза здесь повсеместно располагается мощная толща филлитов с прослоями граувакковых песчаников (андрюкская, или бахмуткинокая свита); выше следует урупская серия (живет—фран), сложенная внизу преимущественно основными эффузивами, а вверху туфами, туфопесчаниками и бескварцевыми конгломератами; далее согласно располагаются карбонатно-терригенная наратэшикская и

терригенная речепстинская серии (фамен — нижний карбон). Здесь доминируют граувакковые и кварцево-палеошпатовые песчаники. Все формации среднего палеозоя Передового хребта автохтонны: их терригенные породы сложены компонентами, возникшими при размыве толщ геосинклинальной системы Большого Кавказа и главным образом ниже-среднепалеозойского комплекса. Характерной особенностью этих пород является полное отсутствие обломков более древних метаморфических образований.

Структурно-фациальные подзоны Передового хребта расположены косо по отношению к Тырнаузскому глубинному разлому, что, вероятно, указывает на несколько более позднее заложение последнего по отношению к этим структурам (или возобновление движений по нему). В пределах Центрального Кавказа мощности среднепалеозойских пород по мере приближения к Тырнаузскому разлому изменяются незначительно в сторону уменьшения. Более существенные изменения наблюдаются на Северо-Западном Кавказе (западнее р. Теберды). Здесь мощности отложений девона резко сокращаются к югу, т. е. по направлению к Главному хребту. В разрезах, максимально приближенных к последнему (истоки рек Чилика, Аугары, Блыбская геоантиклиналь), наблюдается, по С. М. Кропачеву, изменение фаций нижекаменноугольных отложений: к югу глинисто-сланцевые толщи замещаются песчаниковыми, сложенными продуктами размыва среднедевонских эффузивов.

Состав и стратиграфическая последовательность среднепалеозойских отложений, как показали наблюдения С. М. Кропачева и автора, хорошо выдерживаются и в Промежуточной (по В. Н. Робинсону) зоне и на продолжении зоны Главного хребта на Северо-Западном Кавказе. К среднему палеозою здесь следует относить доверхнепалеозойские толщи, вскрытые в хр. Челипсы, в горе Экспедиции, в Атамажинском горсте и по рекам Белой и Уруштен. Мощность среднего палеозоя, судя по горизонталм известняков и конгломератов, здесь заметно больше, чем в Блыбской геоантиклинали, но меньше, чем в более северных подзонах Передового хребта.

Степень регионального метаморфизма среднепалеозойских толщ в целом заметно, хотя и очень неравномерно, нарастает к югу, но при этом обычно не выходит за пределы хлорито-мусковитовой субфации зеленых сланцев.

Среднепалеозойские отложения зоны Южного склона установлены только в бассейне р. Ингури (Сомин, Белов, 1967₁). Разрез здесь начинается с толщи песчаников и филлитовидных сланцев, содержащих линзы известняков с ископаемыми эйфельского яруса. Выше согласно располагается вулканогенная (среднего состава) утурская ювита, вероятно среднего девона. Она перекрывается мощной кирарской ювитой, включающей породы верхнего девона — нижнего карбона и сложенной кварцитовидными песчаниками и филлитовидными сланцами с линзами и горизонтами известняков и гравелитов.

Среднепалеозойские отложения Южного склона отличаются от одно-возрастных толщ Передового хребта тем, что в их составе значительную роль играют аллохтонные терригенные компоненты — обломочные зерна метаморфогенных минералов, шахматного альбита, кристаллических сланцев, кварцитов, плагиогнейсов, т. е. компонентов, отсутствующих в составе самой десской серии. При этом количество такого обломочного материала заметно увеличивается в южном направлении. В разрезе кирарской свиты на северном крыле Дизско-Утурской антиклинали, подходящей вплотную к кристаллическим сланцам Главного хребта, обломки метаморфических пород почти не встречаются, в то время как на юго-западном крыле этой структуры они достаточно часты. Изменяется и гранулометрическая характеристика одновозрастных отложений в сторону явного их погрубения в южном направлении.

Несмотря на некоторое отличие в составе терригенных компонентов пород, между отложениями среднего палеозоя Передового хребта, северо-западной части Главного хребта, Промежуточной зоны и зоны Южного склона имеется и много общего в формационном составе толщ и последовательности напластования. Андрюкской терригенной свите, очевидно, отвечает бакылдская толща эйфельского возраста. Урупской вулканогенной серии соответствует утурская свита. Фациальные аналоги туфов семиродниковской свиты (фран) в Сванетии неизвестны. Однако и в Передовом хребте эта свита характеризуется резко выраженной фациальной изменчивостью, и местами туфы замещаются терригенными породами (Кропачев, 1962). Очевидно, этой свите, содержащей конгломераты, в Сванетии отвечает маркирующая пачка кварцево-полимиктовых песчаников и известняков и смежные с ней, также преимущественно песчаниковые слои. К толще, переходной от верхнего девона к нижнему карбону, как в упомянутых зонах Северного Кавказа, так и в Сванетии приурочено наибольшее количество прослоев известняков. Имеются и другие черты сходства разрезов среднего палеозоя этих зон.

Осадконакопление в среднем палеозое, следовательно, не ограничивалось геосинклинальным «рвом» Передового хребта, а происходило и к югу от Пшекиш-Тырнаузского разлома, полностью захватывая область Главного Кавказского хребта и Южный склон. Уже этим обстоятельством можно объяснить отсутствие обломков кристаллических сланцев ядра Главного хребта в терригенных породах среднего палеозоя, окружающих это ядро. Значительное сходство в составе и последовательности напластования среднего палеозоя всех названных зон Большого Кавказа указывает на то, что осадконакопление происходило в пределах одного бассейна и одной простой геосинклинальной системы, и на месте Главного хребта не было интенсивно воздымавшихся широких геоантиклиналей, как считает Д. С. Кизевальтер (1964). Но осевая часть современного Главного хребта, вероятно, прогибалась менее интенсивно по сравнению с областью Передового хребта и, видимо, и с зоной Южного склона. Излияния эффузивов основного состава здесь были гораздо менее значительными. Формировались преимущественно вулканы альбитофирового состава, как на то указывает изучение галек в верхнепалеозойских конгломератах. В раннем карбоне геоантиклиналь Главного хребта становится областью размыва, и до башкирского века эрозия захватила здесь уже слои среднего девона. Фактический материал позволяет, однако, доказать снос с этой геоантиклинали лишь на север.

Области более значительного размыва в среднем палеозое находились севернее Передового хребта, где, однако, были вскрыты лишь более низкие горизонты того же комплекса, и на юге, в пределах Закавказского поднятия.

Очевидно, нет оснований для предположения, что формирующийся в пределах зоны Главного хребта комплекс среднепалеозойских пород принципиально отличался по формационному составу от обрамляющих сейчас его кристаллическое ядро толщ среднего палеозоя. Отличия, вероятно, были в мощности комплекса и в составе вулканогенных пород, однако состав терригенных отложений, а также последовательность напластования толщ была весьма близка последним. Этот вывод важен для обсуждения вопроса о возрасте кристаллических сланцев Главного хребта.

II

В. Н. Робинсоном (1946) было показано, что в среднем карбоне Северного Кавказа относительно грубообломочные отложения фиксируются в южных, приближенных к Главному хребту разрезах, что прямо указывает на положение источника сноса. В среднекаменноугольных конгломератах описываются обломки пород, резко отличающихся по

степени метаморфизма. С одной стороны, это мало измененные туфы, эффузивы, кремнистые сланцы, песчаники, известняки с фауной, вполне аналогичные таким среднего палеозоя Передового хребта. С другой стороны, имеются обломки слюдяных кристаллических сланцев, плагиогнейсов, кварцитов, мигматитов, степень метаморфизма которых отвечает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям.

Аналогичная ассоциация обломков пород резко различной степени метаморфизма установлена в верхнепалеозойских конгломератах в перевальной области Главного хребта (верховья рек Долры, Уруштена, Бушия и др.). Эти конгломераты сейчас залегают на кристаллических сланцах и образовались при размыве геантиклинали Главного хребта. Действительно, в расположенных южнее разрезах доски серии грубо-обломочные породы в верхнем палеозое отсутствуют, и вообще размыв области Главного хребта в это время очень слабо запечатлелся здесь в составе соответствующих пород.

Следовательно, в области Главного хребта перед поздним палеозоем существовали отложения, по своему составу аналогичные таким среднего палеозоя и не отличающиеся или незначительно отличающиеся от последних по степени метаморфизма. С другой стороны, здесь же были вскрыты и глубоко метаморфизованные образования. Предположение, что эти последние сформировались в конце раннего карбона в результате изменения среднепалеозойских пород в контактовых ореолах гранитоидов, должно быть отставлено, так как досреднекаменноугольные гранитоиды в Главном хребте не образуют сколько-нибудь заметных контактовых ореолов. Следовательно, кристаллические сланцы и гнейсы галек сформировались в основном в результате регионального метаморфизма.

В каких же соотношениях были эти образования со среднепалеозойскими породами, резко отличающимися от них по степени метаморфизма? Наиболее вероятным кажется предположение, что они составляли два разновозрастных, разделенных существенным несогласием, комплексов. В противном случае приходится предполагать чрезвычайно резкое изменение степени регионального метаморфизма по горизонтали и, в первую очередь, по вертикали в пределах единого структурного этажа. Это последнее предположение кажется весьма маловероятным. Оно не подтверждается наблюдениями в Главном хребте, где такого рода переходы не установлены. Примеры же из других складчатых областей показывают, что такие переходы совершаются на значительном расстоянии, преимущественно в латеральном направлении и сопровождаются образованием промежуточных по степени метаморфизма типов пород.

III

Сравнение разрезов комплекса кристаллических сланцев Главного хребта с разрезами среднего палеозоя позволяют убедиться, что между ними имеются отличия, по-видимому, несовместимые с представлениями об их одновозрастности. Прежде всего рассмотрим вопрос о том, насколько сходна по своему первичному составу со средним палеозоем лабинская (Вронский, Сомин, 1967) серия. Именно эту серию и ее вероятные аналоги (кассарскую и чанчакскую свиты), составляющие верхнюю часть разреза кристаллического ядра Главного хребта, многие авторы параллелизуют со средним палеозоем Передового хребта или Сванетии (Мельников, 1964; Кизевальтер, 1964; Самохин, 1963; Моргунов, Марочкин, 1966). Названные исследователи считают, что лабинская серия залегает на более древних толщах с несогласием, образуя самостоятельный структурный этаж.

Наблюдения Ю. Я. Потапенко и затем автора этих строк показали, однако, что лабинская серия и подстилающая ее макерская серия залегают согласно и связаны между собой постепенным переходом (р. Цахвоа). В связи с этим вопрос о возрасте лабинской серии приобретает особое значение, ибо, если он среднепалеозойский, то и все кристаллическое ядро Главного хребта следует считать герцинским структурным комплексом.

Лабинская серия по строению своей средней части, действительно, напоминает верхний девон и нижний карбон Передового хребта. Нижняя свита этой серии, мамхурцевская, в составе которой имеются аповулканогенные породы, вверх по разрезу сменяется метаконгломератами дамхурцевской свиты; последняя венчается линзовидным пластом мрамора; выше согласно лежит терригенная лаштракская свита.

Породы названных свит лабинской серии, однако, отличаются от таких среднего палеозоя Передового хребта своим более сиалическим составом и примесью аллохтонных компонентов. В мамхурцевской свите, в отличие от среднего—верхнего девона Передового хребта, преобладают апотерригенные породы. Они представлены микрогнейсами, среди которых залегают пачки кварцитовых сланцев и кварцитов, обогащенных окатанными зернами циркона. Последние наблюдаются и в микрогнейсах. С кварцитовыми сланцами в разрезе ассоциируют линзовидные тела мраморов. В то же время ниже конгломератов в Передовом хребте известняки неизвестны, нет здесь и пород с цирконом.

Метаконгломераты основания лежащей выше дамхурцевской свиты являются внутрiformационными образованиями так же, как и конгломераты верхнего девона Передового хребта. В составе последних, однако, господствует галька вулканогенных пород, в то время как в дамхурцевских метаконгломератах бесспорно преобладает галька апотерригенных микрогнейсов, и лишь отдельные гальки характеризуются реликтовыми порфировыми и гиллидоморфнозернистыми структурами, что указывает на их образование за счет плагиогранитов и плагиогранит-порфиоров.

Наиболее значительно отличаются от среднепалеозойских толщ по своему формационному составу лежащие выше лаштракская и аджарская свиты. Действительно, нижнекаменноугольные отложения Передового хребта представлены преимущественно кварцево-полевошпатowymi и граувяжковыми песчаниками и алевролитами. В ближайших к кристаллическому ядру Главного хребта выходах (хр. Челипсы, верховья Пхии, Ацгары и др.) они превращены в микрогнейсы, зеленые сланцы и амфиболиты. Лаштракская же свита сложена в основном кварцево-мусковитовыми и мусковит-кварцевыми сланцами, происшедшими из пелитовых пород и кварцевых песчаников и алевролитов. Полевошпатсодержащие породы имеют здесь крайне незначительное распространение.

Аджарская свита, залегающая над лаштракской (рис. 1), сложена белыми кварцитами, кварцево-альбитовыми порфироидами с устойчивыми горизонтами мраморов в нижней части разреза, лейкократовыми микрогнейсами и (вверху, в Армянском хребте) амфиболитами. Аджарской свите, вероятно, отвечает чанчахская свита эпидот-кварцитовых и кварцитовых сланцев и кислых метавулканитов, вскрытая в гребне Главного хребта севернее Мамисонского перевала.

Такой ассоциации пород, как в аджарской и чанчахской свитах, в нижнем карбоне нет.

Породы лабинской серии являются полиметаморфическими образованиями. Первый и главный этап метаморфизма имел региональный характер и происходил в условиях эпидот-амфиболитовой, а местами и амфиболитовой фации. Облик слабометаморфизованных пород кристалли-

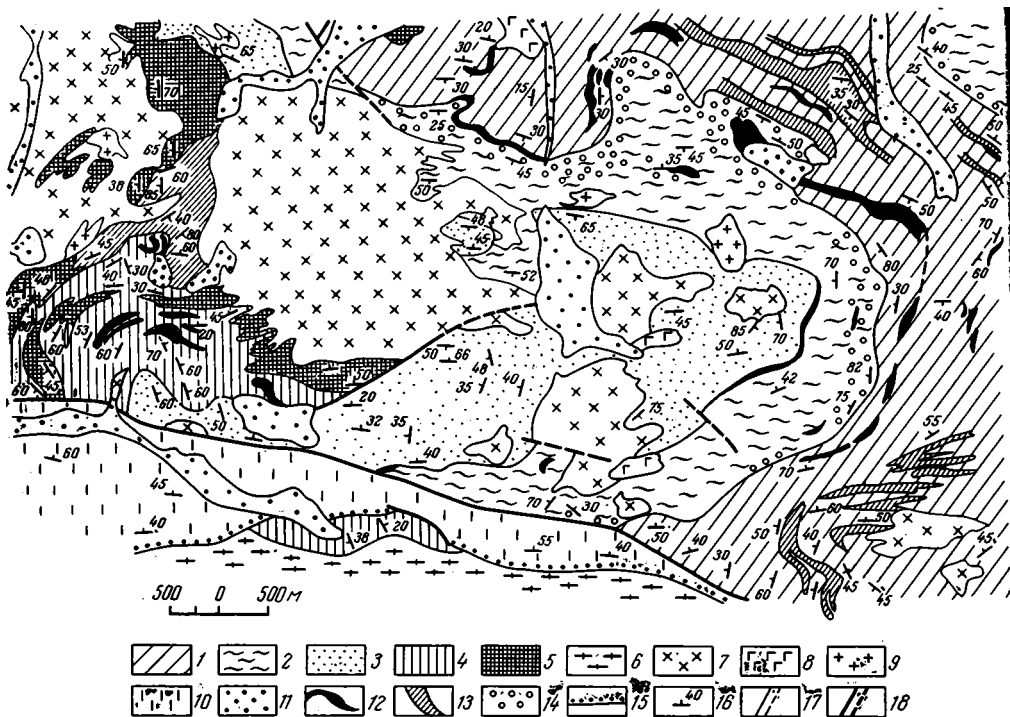


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта верховьев рек Мамхурци, Дамхурци и Лашипсе. Составил М. Л. Сомин

1 — Мамхурцевская свита; 2 — Дамхурцевская свита; 3 — Лаштракская свита; 4 — Аджарская свита; 5 — диорито-гнейсы; 6 — плагногранито-гнейсы; 7 — плагнограниты; 8 — диориты; 9 — лейкограниты; 10 — нижнеюрские отложения; 11 — четвертичные отложения; 12 — мраморы; 13 — отдельные тела амфиболитов; 14 — метаконгломераты; 15 — базальные конгломераты и гравелиты; 16 — ориентировка плоскостей слоистости и сланцеватости; 17 — геологические границы прослеженные и предполагаемые; 18 — разломы прослеженные и предполагаемые

ческие образования серии приобрели в результате диафтореза (Вронский, Сомин, 1967). Поэтому предположение о ее среднепалеозойском возрасте приходит в противоречие с изложенными выше фактами сноса с геантиклинали Главного хребта пораздо слабее измененных среднепалеозойских пород.

Если сопоставлять лабинскую серию со средним девонном — нижним карбоном, то верхняя часть макерской серии должна соответствовать среднедевонской андрюкской (бахмуткинской) свите Передового хребта, сложенной, как уже говорилось, филлитовидными сланцами и граувакковыми песчаниками. Однако верхняя часть макерской серии образовалась при метаморфизме глинистых сланцев, глинисто-кварцевых и кварцевых терригенных пород, обогащенных окатанным цирконом. Последний для песчаников андрюкской свиты не характерен, на что первым обратил внимание Ю. Я. Потопенко. Отсюда вытекает, что указанное сопоставление более чем спорно.

Приведенные данные показывают, таким образом, что по своему первичному составу лабинская и макерская серии существенно отличаются от среднего палеозоя Передового хребта (а также среднепалеозойских толщ десской серии); эти отличия невозможно связать с фацальной изменчивостью одновозрастных отложений, и поэтому возраст серий, судя по всему, является досреднедевонским. Произошла в досреднедевонскую эпоху, по-видимому, и основная фаза прогрессивного регионального метаморфизма.

В. А. Мельников (1964) и Ю. Г. Моргунов и А. С. Марочкин (1966) обратили внимание на то, что простирание структур в лабинской серии (и кассарской свите) не соответствует таковому толщ макерской и буульгенской серий, расположенных севернее. Названные геологи полагают, что это указывает на принадлежность этих стратиграфических подразделений к разным структурным этажам (лабинской серии — к среднепалеозойскому этажу).

Изменение характера и ориентировок структур, однако, не зависит от стратиграфического положения той или иной толщи кристаллического ядра, а определяется положением ее выходов в общей структуре последнего. На севере, в Эльбрусской подзоне (подзоне Северного склона) ориентировка структур макерской серии изменяется от общекавказской до антикавказской (северо-восточной) сами структуры первого порядка часто имеют брахиформный характер. На юге, в Перевальной подзоне, та же макерская серия и согласно с ней залегающая буульгенская серия так же, как и лабинская, характеризуется строго общекавказской ориентировкой складчатых структур, которые приобретают здесь вид линейных сильно сжатых, часто изоклинальных форм. Именно в этой подзоне наиболее полно вскрываются древнейшие толщи кристаллического ядра и здесь же, в пределах Клычской антиклинали (рис. 2) устанавливается их стратиграфия. Это показывает, что даже очень резкое несоответствие ориентировок разных толщ в Главном хребте еще не может доказывать их принадлежность к различным структурным этажам.

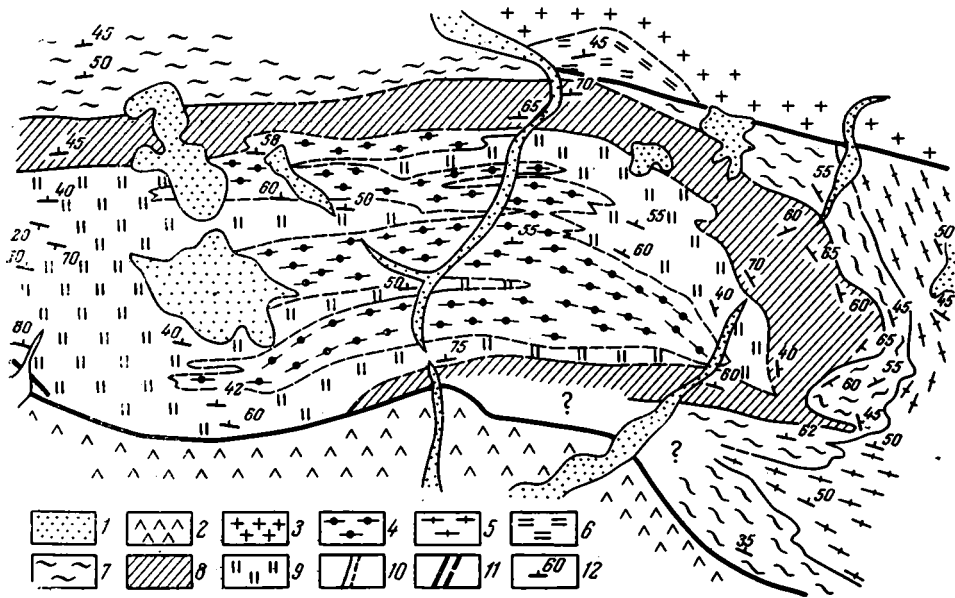


Рис. 2. Схематизированная геологическая карта Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Хецквары, Клыча и Гвандры. Масштаб 1 : 200 000. Составил М. Л. Сомин

1 — Четвертичные отложения, ледники; 2 — нижний — средний лейас; 3 — граниты; 4 — очковые гнейсы, частью апоплагиогранито-гнейсовые; 5 — плагиогранито-гнейсы; 6 — кварцево-сланцевые сланцы макерской серии; 7 — парагнейсы и кварцево-сланцевые сланцы с прослоями амфиболитов (домбайская свита макерской серии); 8 — амфиболиты (клычская свита буульгенской серии); 9 — кварцево-сланцевые и кварцитовые сланцы, амфиболиты и парагнейсы (гвандрийская свита буульгенской серии); 10 — геологические границы прослеженные и предполагаемые; 11 — разломы прослеженные и предполагаемые; 12 — ориентировка плоскостей кристаллизационной сланцеватости и слоистости

Таким образом, неизвестны факты, которые опровергали бы представления о додевонском возрасте регионально глубоко метаморфизованных толщ Главного хребта и их несогласном соотношении со среднепалеозойскими толщами. Могут возразить, однако, что этот вывод находится в противоречии с широко распространенным мнением о том, что имеется постепенный переход от относительно слабо метаморфизованных (зеленые сланцы) среднепалеозойских пород к кристаллическим сланцам в Блыбском антиклинории Передового хребта (Ефремов, 1941, Афанасьев, 1950; Самохин, 1962, и др.).

По этому вопросу следует заметить, что как бы он ни решался, полученные по нему данные нельзя безоговорочно экстраполировать на Главный хребет, так как процессы метаморфизма могли идти различно в разных зонах Большого Кавказа. Что же касается существа вопроса, то, по мнению автора, наличие упомянутого постепенного перехода нельзя считать доказанным. Более вероятно, что толщи разной степени метаморфизма в Блыбском антиклинории разделены разломами. Одним из наиболее важных фактов, указывающих на это, является почти повсеместная приуроченность к зоне контакта крупных тел серпентинитов. Здесь же, и только здесь отмечаются так называемые «пестрые сланцы» представляющие собой милонитизированные плагиограниты или метасоматиты; в зоне контакта проявлена пиритизация. Сам «переход» от глубоко метаморфизованных пород кристаллической толщи к среднепалеозойским зеленым сланцам происходит иногда на удивительно малом расстоянии (метры). Все это позволяет предполагать несогласное соотношение данных комплексов и додевонский возраст толщи кристаллических сланцев¹.

Аналогичная проблема — соотношение толщ резко различной степени регионального метаморфизма — имеется и в отношении Дзирульского массива — выступа основания Закавказского срединного массива. Здесь среди кристаллических сланцев и амфиболитов амфиболитовой фации метаморфизма и ортогнейсов, будучи отделена от них выходами гранитов и разломами (серпентиниты!), залегает полоса серицитовых филлитов, кристаллических известняков и метапесчаников. В известняках были обнаружены образования, определенные А. Г. Вологдиным как археоциаты нижнего кембрия (Барсанов, 1931). Но повторить эти находки не удастся. Однако вопрос о возрасте толщ кристаллических сланцев Закавказского срединного массива сейчас в значительной мере прояснился благодаря обнаружению автором обломочного материала таких пород в среднедевонских отложениях десской серии. Как указывалось выше, этот обломочный материал поступал с юга. Таким образом, существование здесь досреднедевонского сиалического интенсивно метаморфизованного фундамента не вызывает сомнения. Если кембрийский возраст филлитов Дзирульского массива будет подтвержден, глубоко метаморфизованные образования этого района с достаточным основанием можно будет рассматривать в качестве докембрийского структурного этажа. Мнение С. С. Чихелидзе (1948), что филлиты и эти образования составляют единый комплекс, вскрытый на разных стратиграфических уровнях, не обосновано и вызывает серьезные возражения (Заридзе, Татришвили, 1953). Определенно ошибочным является представление П. Ф. Киласония (1965) о филлитах как филлонитах, образовавшихся при милонитизации кристаллических сланцев в зоне разлома. Оно находится в явном противоречии с данными Г. М. Заридзе, М. Б. Абесадзе и других о слоистом сложении толщи филлитов и присутствии в ее породах многочисленных реликтов, указывающих на происхождение толщи за счет аргиллитов, песчаников и туфов.

¹ После того, как данная статья была сдана в печать, Г. Д. Афанасьев опубликовал результаты определения аргонового возраста флогопита из кристаллической толщи, оказавшегося равным 450 млн. лет.

На Кавказе, как и в других сооружениях Альпийского пояса Европы, девон тесно связан с силуром, поэтому более чем вероятно, что досреднедевонские комплексы здесь не моложе силура. Труднее ответить на вопрос, являются ли они каледонскими или более древними. До недавнего времени большинство кавказских геологов, вслед за Г. М. Ефремовым (1941), придерживалось первой точки зрения, считая, что в строении древнего основания Большого Кавказа существенную роль играют геосинклинальные отложения нижнего палеозоя, а докембрий если и вскрыт, то образует с нижним палеозоем единый разрез. Это мнение базировалось: 1) на представлении о кембрийском возрасте вулканогенно-терригенных толщ северо-западной части Передового хребта, согласно переходящих, по мнению Г. М. Ефремова и ряда других исследователей, в кристаллические сланцы ядра Блыбского антиклинория; 2) на убеждении в нижнепалеозойском возрасте доверхнесилурийских вулканогенно-терригенных толщ в Бечасынской зоне Северного Кавказа.

Представления о стратиграфии древних толщ в упомянутых районах в последние годы, однако, подверглись пересмотру. Было доказано (Кропачев, 1962, и др.), что зеленосланцевые толщи на северо-западе Передового хребта повсеместно относятся к девону—нижнему карбону и их разрезы хорошо увязываются между собой. Что же касается соотношения этих толщ с кристаллическими сланцами Блыбского антиклинория, то, как поворилось выше, существование согласного перехода между этими комплексами вызывает сомнения.

Важные новые данные были получены и в отношении геологии древних толщ (хасаутской и чегемской серий) Бечасынской зоны. Ю. Я. Потапенко и С. П. Момот (1965) обнаружили обломки известняков со среднекембрийскими трилобитами во внутриформационном конгломерате верхнего силура, образовавшегося, по мнению этих авторов, при размытии базальной молассовидной урлешской свиты: обломки известняков в конгломератах ассоциируют с обломками неметаморфизованных известковых кварцевых песчаников, подобных таким урлешской свиты. Мнение Ю. Я. Потапенко и С. П. Момота о среднекембрийском возрасте урлешской свиты, очевидно, отвечает истине, хотя отсутствие видимого перерыва на границе урлешской и верхнесилурийской лахранской свит препятствует тому, чтобы считать это мнение бесспорным. Но следует заметить, что кембрийские известняки образуют с кварцевыми известковыми песчаниками характерный литофациальный парагенез платформенного типа; они могли отложиться, по-видимому, лишь после какого-то существенного перерыва, завершившего формирование геосинклинальных хасаутской и чегемской серий. Поэтому заключение упомянутых исследователей о досреднекембрийском возрасте последних во всяком случае представляется верным.

Между урлешской свитой, залегающей в основании тектонически единого комплекса доверхнепалеозойских отложений Северного Кавказа, и хасаутской серией фиксируется угловое несогласие. Однако структурный план этих комплексов одинаков, поэтому едва ли правильно относить хасаутскую и чегемскую к комплексу более древнему, чем байкальский. Об этом же свидетельствует и существенное отличие состава и структурного плана этих серий от таких протерозойских и более древних комплексов основания Русской платформы.

Вопрос о корреляции древних толщ Бечасынской зоны с разрезами кристаллического ядра Главного хребта требует дальнейших исследований. Имеющиеся данные показывают, что прямое сопоставление drobных стратиграфических единиц этих комплексов вряд ли возможно из-за их фациальной неустойчивости (значительное изменение литофаций отмечается уже в Бечасынской зоне, где северные и южные явно одновоз-

растные толщи не всегда удается сопоставить между собой). Их формационный состав, однако, сходен. В байкальском комплексе Бечасынской зоны, как и в комплексе Главного хребта (и в отличие от среднепалеозойских толщ Большого Кавказа) в большом количестве содержатся мелкообломочные терригенные кварцевые и существенно кварцевые породы. В них, по данным Ю. Я. Потапенко, местами также содержится значительное количество окатанного циркона. Такое характерное сочетание пород, как кварциты и кварцевые порфириды, наблюдается в аджарской свите лабинской серии и в чегемской серии, а ассоциация пород в дамхурцевской и лаштракской свитах напоминает такую в малкинской (по Ю. Я. Потапенко) свите хасаутской серии.

Комплекс глубокометаморфизованных пород Дзирульского массива по составу и характеру метаморфизма близок макерокой серии Главного Кавказского хребта, особенно тем ее толщам, которые вскрыты по рекам Чегему и Черему, где сочетаются кварцево-сланцевые сланцы и амфиболиты. Это дает некоторое основание для предположения об одновозрастности этих комплексов.

Радиометрическое обоснование присутствия докембрийского комплекса на Большом Кавказе пока что очень слабое. Аргонные датировки 720 и 520 млн. лет, полученные по кристаллическим сланцам Главного хребта (Аджирей, 1963), еще не подтверждены.

Но вообще в существовании в основании складчатых сооружений Крымско-Кавказского сектора докембрийских метаморфизованных сиалических пород уже не приходится сомневаться. На это, в частности, указывают находки в верхнеюрских конгломератах Горного Крыма гальки апогранитных бластокатаклазитов с позднедокембрийским аргонным возрастом (Юрк, Добровольская, 1965). Гальки были принесены с юга, из области Черного моря. Можно предположить, что это древнее сиалическое основание является западным продолжением основания Большого Кавказа. Судя по данным названных авторов, ближе к Крыму доверхнепалеозойский комплекс состоял, как и на Большом Кавказе, из двух структурных этажей — докембрийского, представленного метаморфическими породами, и герцинского, образованного эффузивно-осадочными породами и прорванного позднепалеозойскими гранитоидами.

* * *

Таким образом, имеющиеся данные позволяют думать, что древнейший из вскрытых на поверхности структурный комплекс Большого Кавказа и Грузинской глыбы имеет досреднедевонский возраст и, видимо, может быть определен как байкальский. Строение этого комплекса изучено еще неполно, но о некоторых главных его чертах можно говорить достаточно определенно. Отложения его имеют геосинклинальный вулканогенно-терригенный характер при преобладании терригенных пород. Вулканогенные породы (там, где их характер может быть надежно установлен) относятся к спилито-кератофировому ряду (Потапенко и др., 1966). Терригенные формации комплекса являются существенно аллохтонными, образовавшимися, очевидно, при размыве более древних сиалических комплексов.

Разрез байкальского комплекса Большого Кавказа непрерывен, мощность его вскрытой части достигает 8 км в Бечасынской зоне и не превышает 10—11 км в Главном хребте.

Степень и характер метаморфизма комплекса изменчивы. Наблюдается заметное общее усиление интенсивности регионального метаморфизма с севера на юг. Наиболее отчетливо это выражено в Бечасынской зоне. Максимум региональный метаморфизм достигает в южной части центрального сектора Большого Кавказа. Породы комплекса являются в основном полиметаморфическими образованиями. История метамор-

физма, интенсивность проявления отдельных его процессов менялись в зависимости от положения толщ в структуре (как байкальской, так и герцинской и альпийской) и в меньшей степени определялись составом толщ и их стратиграфическим положением.

Формирование комплекса сопровождалось образованием глубинных магматических пород плагิโอгранитного-кварцево-диоритового состава, в процессе регионального метаморфизма превращенных в гнейсы соответствующего состава. Такого рода ортогнейсы особенно характерны для Перевальной подзоны Главного хребта, где образуют большие массивы в верховьях рек Белой, Бешты, Клыча, Секена и др.; вероятно, они имеются и в Дзиркульском массиве.

Ориентировка частных палеотектонических элементов байкальской геосинклинальной системы и ее общее простираие близки к ориентировке таких и современных структур герцинского и альпийского комплексов. Это поворот об унаследованном положении, в целом, альпийской геосинклинали по отношению к байкальской. Простираие современных структур байкальского комплекса полностью совпадает с простираием структур герцинского комплекса в Бечасынской зоне и всех относительно молодых комплексов в Перевальной подзоне Главного хребта. Именно положение глубинных структур этой последней на байкальском этапе и определили, видимо, соответствующую ориентировку структурных элементов на последующих этапах развития Большого Кавказа.

В пределах рассматриваемого комплекса вместе с тем имеются участки с иной, в том числе и с антикавказской ориентировкой. Их появление, по-видимому, связано с формированием крупных брахиформных структур.

Характер складчатости данного комплекса в пределах Большого Кавказа усложняется к югу, в том же направлении, в котором повышается степень его метаморфизма. Наиболее простые, очень крупные и пологие складки известны на севере Бечасынской зоны; на юге последней, в чегемской серии, крупные складки становятся более крутыми и усложняются мелкой складчатостью. В Главном хребте, как уже отмечалось, фиксируются изоклинали складки, достигающие (во всяком случае, в Перевальной подзоне) значительных размеров. Широкое распространение получают мелкие изоклинали складки. Пластическая деформация кристаллического ядра происходила не только до палеозоя, но и в конце его, а также (в Перевальной подзоне — весьма интенсивно) и в альпийском этапе.

Среднекембрийские и верхнесилурийские — нижнекаменноугольные отложения образуют на Северном Кавказе единый структурный комплекс, который может быть назван раннегерцинским. В зоне Южного склона средний палеозой также, вероятно, тектонически согласно залегает на нижнем палеозое и образует вместе с верхним палеозоем единый позднегерцинский комплекс (Сомин, Белов, 1967₂).

Отсутствие каледонского структурного этажа в составе доальпийского комплекса не является спецификой Кавказа. М. В. Муратов (1964), Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин (1964) уже обращали внимание на то, что это характерная особенность западной части Альпийского пояса Евразии. Здесь обычно верхняя часть кембрия и ордовик тесно связаны со среднепалеозойскими отложениями; и весь этот комплекс пород несогласно залегает на метаморфизованных толщах, вверху в ряде мест содержащих отложения нижнего кембрия.

Литература

- Ажгирей Г. Д. К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 4, 1963.
Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. ин-та геол. наук, вып. 69, петр. сер., № 38, Изд-во АН СССР, 1950.

- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. Сб. Абсолютный возраст геологических формаций. Междунар. геол., конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов, пробл. 3. Изд-во «Недра», 1964.
- Барсанов Г. П. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН, VII сер., № 9, 1931.
- Вронский Д. С., Сомин М. Л., Состав и метаморфическая эволюция пород в перевальной части Главного хребта Северо-Западного Кавказа. Изв. высш. учебн. завед., геология и разведка, № 9, 1967.
- Ефремов Г. М. О взаимоотношении докембрия и нижнего палеозоя на Северном Кавказе. О возрасте древнейших интрузий Северного Кавказа. Научно-техн. сессия по итогам научн.-исслед. работ 1940 г. Тезисы докладов. Новочеркасск. индустр. ин-т. Новочеркасск, 1941.
- Заридзе Г. М. и Татаришвили Н. Ф. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. минералог., петрограф., т. III, 1953.
- Киласония П. Ф. О генезисе и возрастных взаимоотношениях метаморфитов Дзирульского кристаллического массива. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1965.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. В сб. «Гималайский и Альпийский орогенез». Междунар. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов, Изд-во «Недра», 1964.
- Кропачев С. М. К стратиграфии среднего палеозоя зоны Передового хребта между реками Даут и Малая Лаба. «Геология Центрального и Западного Кавказа». Гос-топтехиздат, 1962.
- Кропачев С. М., Круть И. В. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 163, № 1, 1963.
- Мельников В. А. К стратиграфии палеозоя Северо-Западного Кавказа. Сов. геология, № 11, 1964.
- Моргунов Ю. Г., Марочкин А. С. Тектоника доюрских образований Северной Осетии (Центральный Кавказ). Геотектоника, № 5, 1966.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей. В сб. «Деформации пород и тектоника». Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов, Изд-во «Наука», 1964.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Потапенко Ю. Я., Греков И. И., Снежко В. А. Некоторые особенности развития досилурийского вулканизма на Северном Кавказе. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1966.
- Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Большого Кавказа. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Сев. Кавказа. Госгеолиздат, 1946.
- Самохин А. А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лаба. Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ, т. 3, Гос-топтехиздат, 1962.
- Самохин А. А. Вещественный состав и структура метаморфического фундамента области Главного хребта Западного Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1963.
- Сомин М. Л., Белов А. А. О стратиграфическом расчленении десской серии Сванетии (Центральный Кавказ). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 1, 1967.
- Сомин М. Л., Белов А. А. К истории тектонического развития зоны Южного склона Большого Кавказа. Гостектоника, № 1, 1967.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы, масштаба 1 : 2 500 000. Изд-во «Наука», 1964.
- Чихелидзе С. С. Доюрские осадочные формации Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР. Сер. минералог., петрогр., т. 1, 1948.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. Доклады VII конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации, часть III, София. Изд-во Болг. АН, 1965.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
11 июня 1966 г.

УДК 551.24 (575.32)

А. Г. ДАВЫДЧЕНКО

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ХАРАКТЕР ДЕФОРМАЦИЙ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

На Юго-Западном Памире устанавливаются две разновозрастные системы складчатости (субмеридиональная и субширотная), определяющие в общем тектоническое строение двух складчатых подзон района (Шахдаринской и Вахано-Шугнанской), разделенных Даршайской тектонической зоной. Среди деформации каждого из двух тектонических этапов (доверхнеюрского и послеврхнеюрского) выделяются: а) докристаллизационные, б) паракристаллизационные, в) посткристаллизационные деформации.

Среди складчатых структур по механизму складкообразования выделяются: а) складчатость изгиба (под действием сил сжатия или пары сил); б) складчатость течения (в результате нагнетания под давлением при достаточно высоких градиентах давления); в) складчатость скольжения (в результате скользящих дифференциальных движений по плоскостям кливажа, совпадающего со слоистостью и кристаллизационной сланцеватостью).

По характеру тектонических напряжений и движений в каждом тектоническом этапе различаются две стадии. В первую стадию преобладают простые напряжения сжатия, во вторую господствуют сквозные дифференциальные движения.

Тектонитовое строение метаморфических пород района, за исключением контактово-метаморфизованных, обязано дифференциальным движениям первого тектонического этапа.

Юго-Западный Памир сложен в основном метаморфическими породами ваханской серии. Структура ваханской серии отражает деформации различного характера двух основных этапов тектонического развития, отразившихся в двух основных планах складчатости (Давыдченко, 1964; 1966₂). С двумя этапами тектонического развития района связаны два основных этапа проявления процессов кристаллизации (Давыдченко, 1966₁, 2): 1) первичного метаморфизма и ультраметаморфизма и последующих регрессивных стадий и 2) гранитного магматизма верхнеюрского—нижнемелового возраста и связанного с ним наложенного контактового метаморфизма вмещающих пород. В соответствии с тремя возможными случаями соотношений между деформацией и кристаллизацией в каждой из двух основных разновозрастных групп деформаций выделяются: а) докристаллизационные; б) паракристаллизационные и в) посткристаллизационные деформации. Разделение деформаций производится относительно времени образования парагенезисов минералов прогрессивного этапа без учета более поздних наложенных минеральных новообразований регрессивного этапа (Елисеев, 1953). Соотношение деформаций с последними помогает установить последовательность и характер посткристаллизационных деформаций.

ДЕФОРМАЦИИ ПЕРВОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА

Докристаллизационные деформации

В связи с глубокой тектонической и полиметаморфической переработкой комплекса пород ваханской серии возможность сохранения, а тем более диагностики мелких структурных форм дометаморфического пе-

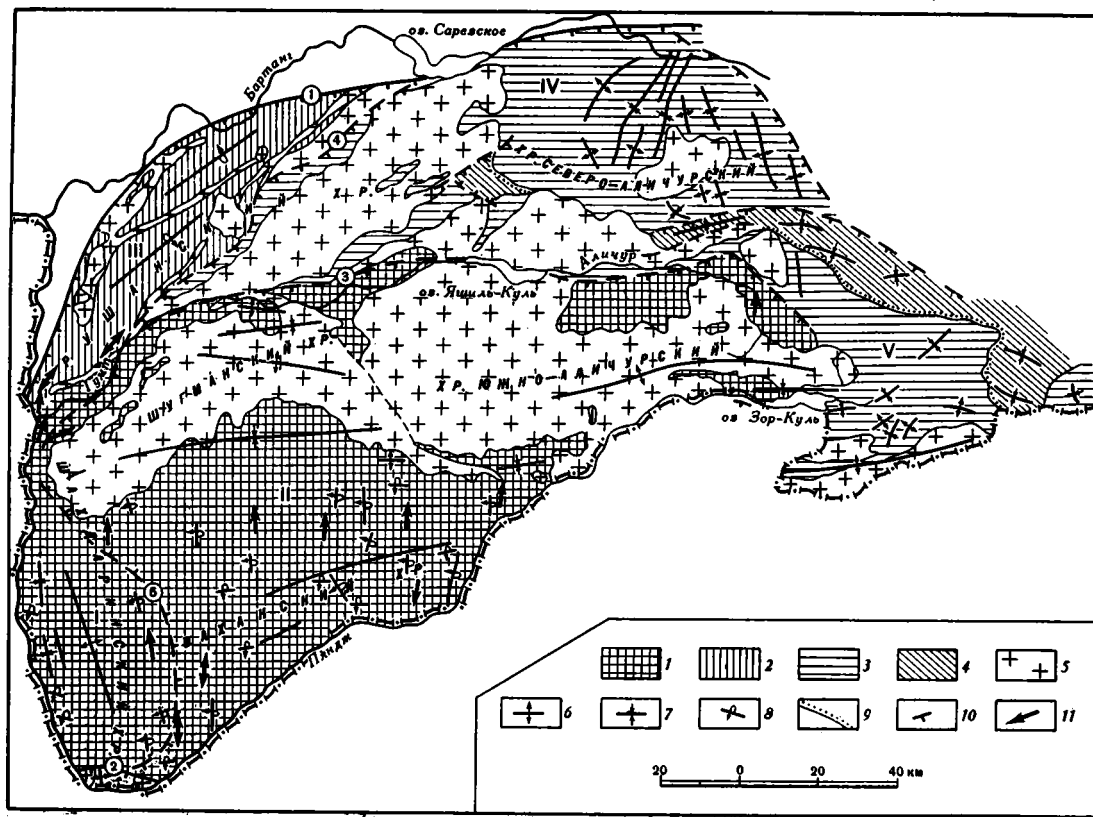


Рис. 1. Тектоническая схема Юго-Западного Памира и прилегающих районов. Составил А. Г. Давыдченко. Использованы материалы Б. П. Бархатова, К. Т. Будановой, В. П. Булина, А. Г. Давыдченко, Ш. Ш. Денижаева, В. И. Дронова, Г. Г. Мельника, А. М. Месхи и др.

1 — ваханская серия (Pz?); 2 — рушанский комплекс (Pz₃); 3 — пермотриасовые отложения; 4 — юрские отложения; 5 — гранитоиды аличурского, башгумбеского и памирско-шугнанского комплексов (J₃—Сг₁); 6 — антиклинальные структуры; 7 — синклинальные структуры; 8 — изоклинальные складки с направлением опрокидывания; 9 — несогласное залегание юрских отложений на верхнепалеозойско-триасовых отложениях; 10 — зоны разрывных тектонических нарушений (цифры в кружках): 1 — Рушано-Пшартский разлом, 2 — Южно-Памирская, 3 — Гунт-Аличурская, 4 — Штамская, 5 — Даршайская; 11 — линейность, направление осей мелких складок течения — волочения. Структурные подзоны: I — Шахдаринская, II — Вахано-Шугнанская (Ваханский, Шугнанский и Южно-Аличурский хребты); III — Рушанская; IV — Базардаринская; V — Аличур-Гурумдинская; VI — Намагнутская

риода представляется маловероятной. Из крупных структур к этому периоду можно отнести региональные складки изгиба субмеридионального простирания Шахдаринской структурной подзоны (рис. 1). Основанием для отнесения этих структур к докристаллизационным является то, что зоны первичного метаморфизма, выделяемые на основании определенных отчетливо выраженных температурных ступеней минерально-геохимическими (Давыдченко, 1966, 2), совершенно не контролируются региональными складчатыми структурами субмеридионального простирания, изограды метаморфизма секут эти структуры. К докристаллизационным деформациям следует отнести Даршайскую и Гунт-Аличурскую тектонические зоны, отделяющие Вахано-Шугнанскую структурную подзону с субширотным планом структур от Шахдаринской и Базардаринской подзон с субмеридиональной складчатостью (рис. 1). Указанные тектонические зоны контролируют распространение основных и ультраосновных изверженных пород, сформировавшихся до процессов метаморфизма и ультраметаморфизма. Заложение этих тектонических зон произошло до первичного метаморфизма, очевидно, вслед за образованием субмеридиональных региональных складок изгиба. На проявление в этот период тектонических движений дифференциального характера указывают находки будин амфиболитов и амфиболитизированных основных изверженных пород с метаморфической зональностью, всецело подчиняющейся контактовой поверхности будин. Даршайская и Гунт-Аличурская тектонические зоны контролируют проявление наиболее сильных процессов первичного метаморфизма и ультраметаморфизма.

ПАРАКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В участках сильной мигматизации и гранитизации со следами реоморфизма (изменение формы путем пластического течения) преимущественно в пределах Даршайской тектонической зоны широкое развитие получают мелкие сложные складки течения со значительным перемещением материала, многократным увеличением мощности слоев в замковых частях, совершенно без следов жесткой деформации слагающих породу минералов. Для этих структур в общем не устанавливается единого плана и закономерной связи с более крупными складками (дисгармоничные складки течения).

В участках без следов реоморфизма наблюдается развитие изоклиальной мелкой складчатости (сантиметры, до метра) преимущественно с субмеридиональной ориентировкой осей складок и преобладающим опрокидыванием осевых плоскостей к западу. При развитии мелких складок в крыльях более крупных опрокидывание происходит в сторону шарнира последних. Типичными складками этого типа являются структуры *п л о й ч а т ы х м и г м а т и т о в*. В этих складках следы течения незначительны и изменение мощности слоев обуславливается, по-видимому, не столько пластическим перемещением материала внутри складки, сколько первичным обособлением и кристаллизацией новообразованного лейкократового материала в затененных от давления областях складок в процессе деформации (одновременно со складчатостью «выполнение жильным материалом полостей отслаивания, возникающих при дифференциальных скольжениях по сланцеватости» (Николаев, 1957)). Встречаются мелкие лежащие изоклиальные *к о н ц е н т р и ч е с к и е с к л а д к и* почти без изменения мощности слоев, но и без следов жесткой деформации участвующих в складчатости пород. Для них характерен также субмеридиональный план и опрокидывание на запад. В соответствии с приведенной характеристикой структуры типа *п л о й ч а т ы х м и г м а т и т о в* и *к о н ц е н т р и ч е с к и е с к л а д к и* следует относить к геотектоническому типу *с к л а д о к* *и з г и б а*. Определенная закономерность их строения позволяет считать эти складки *с к л а д к а м и* *в о л о ч е н и я* (Аж-

тирей, 1956; Биллингс, 1949 и др.), возникающими в результате послойных дифференциальных движений в процессе складкообразования. Между дисгармоничными складками течения и паракристаллизационными складками волочения имеются промежуточные формы с разной степенью выраженности пластического движения материала и закономерностей плана и ориентировки движения.

Паракристаллизационными структурами, развивающимися в мигматизированных породах, являются также п т и г м а т и т ы. К птигматитам нами относятся структуры, в которых сложноскладчатая форма жильного материала в общем не согласуется со структурой вмещающих пород или, по Ф. Дж. Тернеру (1951), складчатость, в которой отсутствует соответствие «между формой смятых слоев и мегаскопическим строением вмещающей породы» (стр. 247). Эти признаки отличают птигматиты от сплошных мигматитов, в которых субстрат и жилы представляют одно целое. Птигматиты характеризуются большим разнообразием форм и размеров (Хорев, 1965). Отсутствие следов катаклаза и жесткой деформации в породах птигматитов говорит о близости во времени процессов деформации этого типа и кристаллизации. Для большинства складок характерна субмеридиональная ориентировка осей с преобладающим опрокидыванием осевых плоскостей к западу. В мелких складках отмечается закономерное опрокидывание в сторону шарнира более крупной птигматитовой складки. Все это указывает на генетическую связь птигматитов с дифференциальными движениями и на принадлежность их к складкам волочения. Элементы перераспределения вещества внутри некоторых складок сближают их со складками течения. Большинство птигматитовых структур, по-видимому, образовалось в условиях повышенной пластичности в результате сквозных дифференциальных движений — скольжения (экзогенно-неоднородного ламинарного скольжения, по А. В. Пэку, 1939) по бесконечно сближенным плоскостям, параллельным слоистости — сланцеватости за счет первично прямых секущих жил. Их образование возможно также за счет выполнения кварцево-полевошпатовым материалом первоначально прямых секущих трещин одновременно с проявлением односторонне направленных, по неравномерным сквозным дифференциальным послойным движениям в условиях сжатия (подобно экспериментальным складкам Г. Рамберга, 1961). На основную роль дифференциальных движений — скольжения в образовании секущих птигматитов указывает Н. Г. Судовиков (1954), также полагающий, что первоначально птигматиты являлись прямолинейными. Генезис некоторых птигматитов можно объяснить в соответствии с представлениями Х. Рида (Read, 1928), считающего, что извилины складчатых жил обусловлены соответствующей формой трещины. Близки к ним взгляды В. А. Николаева (1957), согласно которым одновременно со складчатыми движениями и выполнением жильным материалом полостей отслаивания могут образоваться секущие трещины скола, которые, комбинируясь с межпластовыми, могут создавать морфологически очень сложные формы птигматитов в полупластической среде. Таким образом, птигматиты образуются в результате различного сочетания закономерных направленных процессов течения, волочения и послойного дифференциального скольжения с преобладающей ролью того или иного процесса в каждом отдельном случае.

Дифференциальные движения прогрессивного этапа первичного метаморфизма и ультраметаморфизма отражаются также на внутреннем строении пород (тектониты). Примером паракристаллизационных тектонитов являются очковые гнейсы и мигматиты с перекристаллизованной основной массой (но без следов катаклаза и дробления минералов очков — порфиробластов), залегающие обычно в виде мощных согласных горизонтов, прослеживаемых преимущественно в пределах Даршайской и Гунт-Аличурской тектонических зон на километры и десятки километ-

ов. Зоны развития очковых пород находятся в тесной территориальной связи с зонами blastsmilonitov. Между очковыми образованиями без следов катаклаза и типичными посткристаллизационными (низкотемпературными) blastsmilonitami не существует резкой границы. Очковые породы, с одной стороны, могут постепенно переходить в очковые blastsmilonity до филлонитоподобных пород, а с другой, так же постепенно, — в равномернозернистые, порфирибластические, тонкопослойные ультраметаморфические образования.

С паракристаллизационными дифференциальными движениями связано образование некоторых будинаж-структур. Таковы будины амфиболитов и основных изверженных пород с частичным согласием метаморфической зональности и гнейсоватости с положением контакта. К паракристаллизационным деформациям следует отнести и синтетические разрывы (Николаев, 1957) в мигматитах.

ПОСТКРИСТАЛЛИЗАЦИОННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

От мелких паракристаллизационных субмеридиональных складок волочения устанавливаются переходы к субмеридиональным складкам волочения со следами хрупкой деформации слагающих породы минералов прогрессивного этапа первичного метаморфизма и ультраметаморфизма. Эти складки характеризуются более значительными амплитудами, изоклинальным строением, почти повсеместным опрокидыванием к западу (см. рис. 1), незначительным перераспределением материала в слоях складок в процессе складкообразования. Складки узкие, сдавленные, с параллельными крыльями, амплитуды складок обычно во много раз превышают их ширину. Для пегматитов, в отличие от гнейсов и мигматитов, следов катаклаза и жесткой деформации в процессе смятия может не наблюдаться в связи с образованием складок волочения этого типа в стадию пегматитообразования — наиболее раннюю стадию регрессивного этапа ультраметаморфизма. При участии в посткристаллизационной складчатости мраморов в последних наблюдаются все признаки пластической деформации и развивающиеся в них складки относятся к складкам течения. Это обуславливается более высокими пластическими свойствами мраморов по сравнению с вмещающими гнейсами и мигматитами при температурах регрессивного этапа в отличие от обратного соотношения пластичности этих двух групп пород в прогрессивный этап ультраметаморфизма при температурах селективного плавления.

Примером посткристаллизационных складчатых структур может служить лежащая изоклиналная складка, обнажающаяся в устье р. Даршай и исследованная в свое время С. И. Клунниковым (1935) и Н. А. Хоревым (1955, 1956, 1965), по-разному объяснявшими генезис этой складки. Простиранне оси складки СВ 10—15° почти параллельно руслу р. Даршай, что обуславливает кажущееся увеличение мощности слоев в ядре складки. Складка опрокинута к западу, амплитуда около 200 м, ширина 20—30 м, разница в истинной мощности слоев в крыльях и в ядре незначительна, и только в пределах горизонтов мраморов наблюдаются следы течения и перераспределения материала.

Тесная связь складок волочения с паракристаллизационными складками, наличие промежуточных типов от складок течения до изоклиналных складок без следов перераспределения вещества, но со следами катаклаза и blastsmilonitization, одинаковая ориентировка и прочие данные свидетельствуют о принадлежности складок течения и различных типов складок волочения субмеридионального простиранья к одному тектоническому этапу, но к различным его стадиям. Рассмотренные ранее паракристаллизационные структуры сформировались в результате дифференциальных пластических движений в период метаморфизма и

ультраметаморфизма, складки волочения и промежуточные типы — в результате продолжающихся дифференциальных движений в условиях понижающейся пластичности пород в регрессивный этап ультраметаморфизма и метаморфизма. На формирование складок волочения в регрессивную стадию метаморфизма указывает приуроченность к зонам развития этих складок процессов кислотного выщелачивания послеультраметаморфического этапа с образованием в гнейсах и мигматитах недеформированных кристаллов силлиманита, кнаниита, мусковита (Давыдченко, 1966, 2). Для пород, участвующих в этой складчатости, устанавливается высокая степень расланцевания. Тектонические движения среднетемпературного этапа проявились почти повсеместно во всей толще пород, нередко с образованием разрывов, частью залеченных кварцем или другими средне- и низкотемпературными минеральными образованиями регрессивного этапа. Позднейшие движения этого этапа выразились в мелких разрывных нарушениях с образованием трещин скалывания, зон дробления, милонитизации, жесткого будинажа и сопровождалась хлоритизацией пород, некоторым окварцеванием, ожелезнением, карбонатизацией. Широкое развитие вдоль долины р. Пяндж — Памир гранитоидов верхнеюрского — нижнемелового возраста, находки в этих гранитоидах ксенолитов бластомилонитов свидетельствуют о заложении здесь Южно-Памирской тектонической зоны в поздние стадии первого тектонического этапа.

Микроструктурный анализ

Для метаморфических пород Юго-Западного Памира характерно повсеместное (и в периклинальных частях складок) совпадение отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватости, представляющей результат внутренних паракристаллизационных дифференциальных движений вещества слоев (Елисеев, 1953 и др.) с полосчатостью и слоистостью пород, что позволяет рассматривать ее как слоевой киваж или слоевое расслаивание (Ажгирей, 1956). Плоскостям кристаллизационной сланцеватости соответствует плоскопараллельная ориентировка слюд и кварцевых агрегатов в гнейсах с гранулитовой структурой. Кроме плоскопараллельных текстур для метаморфических пород района характерно наличие линейной ориентировки минералов, обладающих удлинённой формой, очков, будин. Статистическое изучение их ориентировки за пределами контактового влияния молодых гранитов и разрывных нарушений второго тектонического этапа показало ее преимущественно субмеридиональное направление.

Закономерная ориентировка минералов в метаморфических породах возникает «под влиянием скользящих дифференциальных движений во время пластических деформаций». (Елисеев, 1962). Таким породы, по Б. Зандеру (Sander, 1930), относятся к тектонитам. В зависимости от интенсивности ориентирующих движений закономерная ориентировка зерен в породе выражается с различной степенью резкости. Различаются два типа дифференциальных движений и соответственно две группы тектонитов: «дифференциальные скользящие движения вдоль одной или нескольких плоскостей и дифференциальные движения вращательные. Комбинация вращательных и скользящих дифференциальных движений дает третью группу тектонитов» (Елисеев, 1953). В зависимости от типа дифференциальных движений возникает тот или иной узор в породе, характеризующейся *S*-, *B*- или *R*-тектонитовое строение. Рассмотрим характер некоторых микроструктурных диаграмм метаморфических пород различных районов Юго-Западного Памира (ось *b* параллельна субмеридиональной ориентировке линейных текстур).

На рис. 2 представлены две диаграммы по биотиту гнейсов из районов с различным тектоническим строением: Шахдаринской (*a*) и Вахано-

Шуганской (б) структурных подзон (диаграммы составлены В. И. Васильевой). Обе диаграммы указывают на *S*-тектонитовое строение (пара резко выраженных максимумов, совпадающих с осью *c*). Скользящие дифференциальные движения осуществлялись вдоль одной системы плоскостей *s*, параллельной сланцеватости *S* и параллельно которой располагались чешуйки биотита.

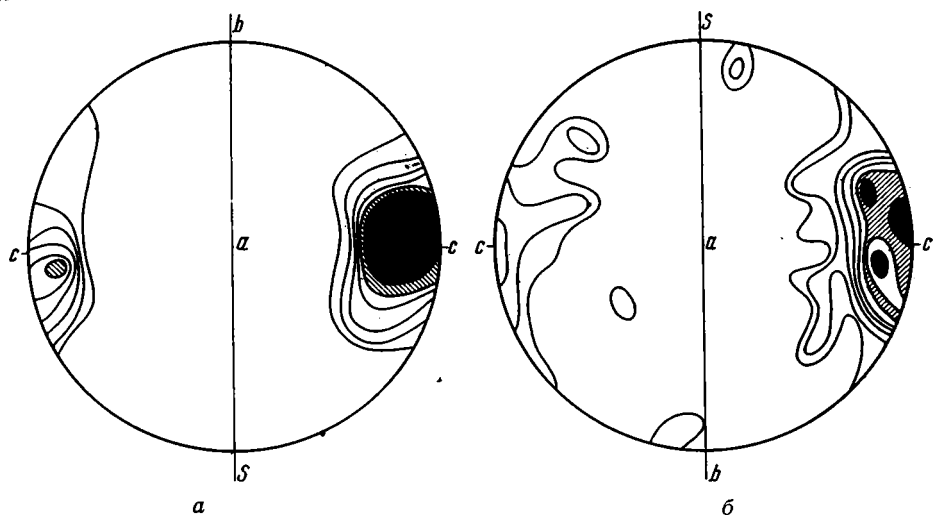


Рис. 2. Ориентирные диаграммы по биотиту гнейсов
a — $\perp(001)$ 100 пластинок биотита, 20—10%, 10—8%, № 170-в, верховье р. Даршай; *б* — $\perp(001)$ 100 пластинок биотита, 14—12%, 11%, № 157, устье р. Бадом-Дара

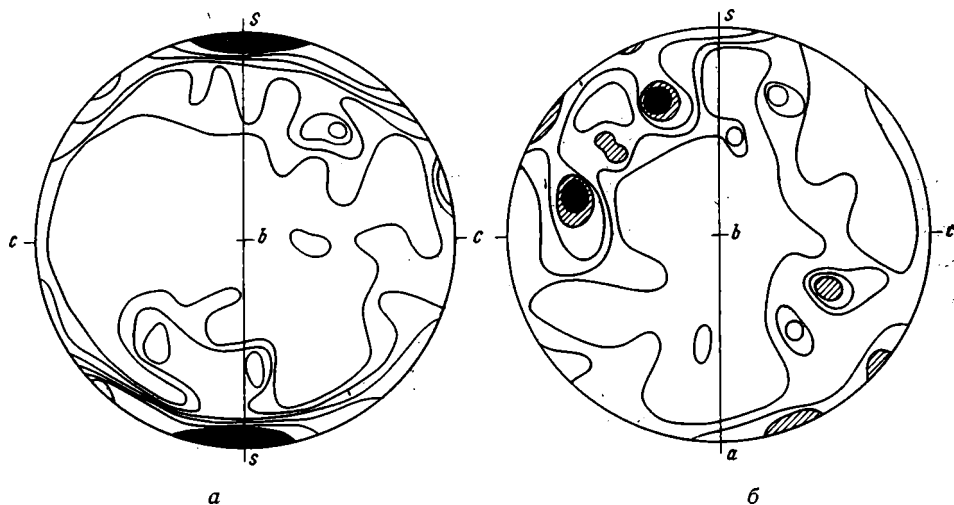


Рис. 3. Ориентирные диаграммы по кварцу гнейсов.
a — 100 оптических осей кварца, 9—7%, № 165-б, р. Ляджвар-Дара; *б* — 100 оптических осей кварца, 6—5%, 4%, № 184-б, устье р. Даршай

Микроструктурная диаграмма по кварцу (рис. 3, *a*) скиалита — мелкозернистого роговообманково-биотитового мигматита в анатектите в пределах Даршайской тектонической зоны обнаруживает два резко выраженных максимума, совпадающих с осью *a*, и слабо выраженный пояс вокруг оси *b*. Максимумы оптических осей кварца представляют результат дифференциальных движений, совершавшихся параллельно граням призмы в направлении оси $[0001]$ (ориентировка по правилу призмы, Елисеев, 1953). Одновременно с движениями, параллельными граням

призмы, в зернах кварца происходили слабые вращения плоскости скользящих дифференциальных движений s около оси b . Следовательно, данный тип узора указывает на принадлежность ориентировки к $S+R$ -тектонитам.

На следующей диаграмме (рис. 3, б) оптической ориентировки зерен кварца гнейса также выявляется слабо выраженный R -тектонитовый узор и несколько максимумов. Наличие в породах субмеридиональной штриховки подтверждает вероятность вращательных дифференциальных движений при формировании описываемого тектонита. На тектонитовый узор оказали влияние более поздние движения по Южно-Памирской тектонической зоне.

Таким образом, закономерная ориентировка некоторых минералов (биотита, кварца) метаморфических пород большей части Юго-Западного Памира является следствием субшироко направленных дифференциальных последних скользящих движений в комбинации с вращательными — в пределах тектонических зон (Елисеев, 1953). Эти движения явились также причиной возникновения складок волочения, скольжения, будинаж-структур субмеридиональной ориентировки.

ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИИ ПЕРВОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА

Согласно представлениям Г. Д. Ажгирея (1956), а также в соответствии со взглядами других исследователей (Белюсов, 1961; Биллингс, 1949; Николаев, 1957; Де Ситтер, 1960 и др.) по механизму складкообразования можно выделить три основных типа складчатости: 1) складчатость изгиба (под действием сил сжатия или пары сил); 2) складчатость течения (в породах, обладающих высокими пластическими свойствами, в результате гравитации или нагнетания под давлением); 3) складчатость скольжения, скалывания или кливажная (в результате дифференциальных скользящих движений по плоскостям кливажа). Результаты изучения складчатых деформаций первого тектонического этапа Юго-Западного Памира показывают, что среди них имеются все три генетических типа складок. К складкам изгиба относятся докристаллизационные региональные складки Шахдаринской структурной подзоны, пара- и посткристаллизационные складки волочения, развивающиеся в зонах интенсивных дифференциальных движений. Судя по морфологии, докристаллизационные складки изгиба обязаны силам сжатия (жоробление, по В. В. Бронгулееву, 1959) и реже — силам сжатия в сочетании с действием пары сил, о чем свидетельствует некоторый наклон осевой плоскости складок. Это является одним из признаков складок волочения. К складкам волочения относятся складки изгиба, возникшие в результате не простого сжатия, а в сочетании с дифференциальными движениями, направленными обычно в одну сторону, но с разной скоростью, так что в конечном итоге также действует пара сил. Принято считать, что складки волочения образуются только на крыльях основных более крупных складок вследствие скольжения слоев различной компетентности друг относительно друга или под надвинутыми блоками (Биллингс, 1949). Основываясь на этом положении, некоторые исследователи Юго-Западного Памира (Клунников, 1935; Клунников, Попов, 1936; Маслеников, 1955), а также некоторых других районов с подобным складчатым строением пытались увязать разновозрастные структуры разного порядка и генезиса. Однако, как видно из результатов изучения складчатых структур Памира и материалов по другим районам с глубоким метаморфизмом пород (Ажгирей, 1956; Заборовская, Марков, 1963, и др.), складчатость волочения свойственна не столько единичным слоям пластичных пород, расположенным среди слоев жестких пород, сколько в целом свитам и толщам в тысячи метров мощности. Кроме того, для посткристаллизационных субмеридиональных складок волочения в п...

лого залегающих толщах Юго-Западного Памира характерно почти повсеместно западное направление опрокидывания осевых плоскостей. Это дает основание считать, что основной причиной образования складок волочения, по крайней мере на Юго-Западном Памире, является не волочение в крыльях складок первого порядка в переслаивающихся жестких и пластичных слоях сминающейся толщи, а одинаково направленные для всего района, но неравномерные окввозные дифференциальные движения, захватившие всю толщу уже ранее в той или иной мере дислоцированных пород. Это, конечно, не предполагает полного отсутствия складок волочения в обычном понимании с закономерным опрокидыванием осевых плоскостей в сторону шарнира более крупных складок того же возраста. Подобные мелкие складки волочения почти постоянно отмечаются в крыльях крупных складок волочения, опрокинутых к западу.

Складки изгиба связаны серией переходных форм со складками и течения, характеризующимися весьма существенным пластическим перераспределением вещества слоев. Складчатость течения образуется в пластических породах «вследствие присущих им особенностей или вследствие высокой температуры, или большого всестороннего давления. При таких условиях напряжения через отдельные пласты не могут передаваться на большие расстояния. Вся масса движется под давлением, но ее поведение скорее аналогично поведению вязкой жидкой массы, чем твердой» (Биллингс, 1949). К складкам течения относятся паракристаллизационные дисгармоничные складки в ультраметаморфических породах со следами реоморфизма и дисгармоничные складки в мраморах, смятых совместно с другими породами в посткристаллизационные складки волочения. Первые своим образованием обязаны влиянию высокой температуры, вторые — присущей мраморам пластичности, степень которой значительно повышается в результате воздействия высокого давления (Griggs, Handin, 1960; Розанов Ю., 1962; Розанов Л., 1965 и др.).

Складчатые структуры течения в породах района не имеют какой-либо закономерной ориентировки осей и направления опрокидывания, что необходимо при допущении гравитационного происхождения их в крыльях более крупных складок (Биллингс, 1949; Николаев, 1957). Не установлено также никаких сингенетических структур течения складок первых порядков. Естественно, отсутствует связь этих складок со структурами иного возраста. Все это позволяет высказать сомнение о возможности образования этих складок в результате гравитации материала под действием силы тяжести в крыльях основных структур, как это принимается большинством исследователей других районов (Николаев, 1957 и др.), а приписывать основную роль процессам нагнетания материала в результате образования достаточно высоких градиентов давления (превышающих величину внутреннего трения вещества) в толщах пород в период активных тектонических движений. С этим выводом отчасти согласуются представления А. А. Сорского (1952), В. В. Белоусова (1956), выделяющего складки нагнетания, и в большей мере представления Н. Б. Заборовской и М. С. Маркова (1963), которые отмечают, что «...для возникновения мелких дислокаций необходимо существование определенного давления, неравномерно распределенного в толще пород, ибо только в этих случаях вещество будет перетекать из мест наибольшего давления в зоны с меньшим давлением».

Третьим основным генетическим типом является складчатость скольжения, возникающая в результате дифференциального скольжения по системе сближенных трещин кливажа. В породах Юго-Западного Памира отсутствует кливаж осевой плоскости (скальвания, разлома), чем объясняется почти полное отсутствие обычных для районов слабого метаморфизма складок скольжения. К складкам скольжения можно отнести только некоторые пегматиты, складчатая структура которых обязана паракристаллизационному дифференциальному скольжению по

плоскостям слоевого кливажа, в результате которого первично прямые секущие жилы приобрели складчатое строение.

Таким образом, образование складок течения, скольжения и волочения одинаково требует дифференциальных движений по сланцеватости — слоевому кливажу. «Слоевой кливаж представляет усиление первичной сланцеватости, по-видимому, в связи с ламинарным скольжением вдоль плоскостей, параллельных слоистости, развивающимся в процессе складкообразования при каких-то недостаточно еще выясненных особых условиях», «...возможно, что большинство складчатых кристаллических сланцев обладает слоевым кливажем, который следует первоначальным поверхностям стратификации» (Ажгирей, 1956). Образование слоевого кливажа связывают с активным действием внедряющейся магмы (De Lury, 1941), метаморфизмом нагрузки, когда вес лежащих выше пород оказывает вертикально направленное давление на полого залегающие слиты (Daly, 1917). По мнению Г. Д. Ажгирея (1956), образование слоевого кливажа определяется наличием следующих условий: а) сравнительно небольшим тангенциальным сжатием, б) вертикально направленным усилием, передаваемым лежащими ниже породами, в) значительным прогревом деформируемого участка магматическими эманациями, что повышает способность пород к пластическому течению даже при незначительных тектонических напряжениях. На справедливость первого положения указывает отсутствие крупных паракристаллизационных складок изгиба, открытый характер докристаллизационных окладок и, как следствие, относительно пологое залегание пород. В пользу второго условия свидетельствует лежачее положение всех изоклинальных складок волочения и их сильно сжатый характер. На наклон осевых поверхностей и амплитуду складок течения в большей степени, по-видимому, оказали влияние градиенты скоростей движения. Что касается третьего условия, то оно, судя по наблюдениям на Юго-Западном Памире, лишь способствует реализации напряжений, возникающих в толще пород в процессе складкообразования, в более сложные дислокации в связи с повышенным пластичности пород.

Изложенные выше результаты структурного анализа приводят нас к представлениям В. В. Белоусова (1949, 1956) на динамику образования полной складчатости, согласно которым основной причиной складчатости является давление, направленное нормально к слоям: «...тектоническое давление снизу, концентрируясь и рассеиваясь в отдельных участках слоистости толщи, вызывает, совместно с сопротивлением пород деформации, неравномерное вертикальное сжатие слоев и послойное перераспределение их материала, которое и является основой складкообразования» (1956, стр. 386). Полная складчатость, по автору, возникает в результате общего ориентированного движения масс в горизонтальном направлении, захватившего значительную территорию, что, в свою очередь, является результатом «избыточного раздавливания слоев на своде поднимающегося антиклинария и выжимания их наружу». Особенности деформаций пород ваханской серии первого тектонического этапа позволяют думать, что зона Юго-Западного Памира представляла собой зону преимущественного нагнетания (мощность серии около 14 000 м), тогда как к востоку от него следует предполагать наличие зоны преимущественного выжимания, сменяющейся далее снова зоной нагнетания со следами движения материала к востоку.

В соответствии с характером деформаций, отражающих характер тектонических движений, в первом тектоническом этапе выделяются две основные стадии. В первую стадию преобладали простые напряжения тангенциального сжатия с подчиненной ролью дифференциальных движений в крыльях основных складок и шло образование сравнительно простых складок изгиба с незначительными явлениями волочения и течения. Эти движения проявились, по-видимому, только в западной части рассмат-

риваемого района (Шахдаринская структурная подзона). Вторая стадия характеризуется господством в условиях сжатия сквозных дифференциальных движений, образовавших сложные структуры. Поскольку к этой стадии приурочены высокотемпературные процессы первичного метаморфизма и ультраметаморфизма, широкое развитие получают структуры течения. Вторая тектоническая стадия отделяется от первой периодом заложения вокруг района с дислоцированными породами Даршайской и Гунт-Аличурской тектонических зон (зоны юкальвания) и внедрением по этим зонам комплекса малых трещинных интрузий основных и ультраосновных пород.

Отсутствие в центральных районах Юго-Западного Памира, сложенных породами высокотемпературных зон метаморфизма и ультраметаморфизма, сколько-нибудь крупных разрывных структур объясняется достаточно высоким пластическим состоянием пород в период складкообразования, обусловленным высокой температурой и давлением. Переход к районам, сложенным менее метаморфизованными породами той же ваханской серии, влечет исчезновение складок волочения и тем более течения и усиление разрывных нарушений, затухающих в более поздние этапы геологического развития процессами гранитного магматизма и контактового метаморфизма. О значительности разрывных нарушений заключительной стадии первого тектонического этапа развития Юго-Западного Памира свидетельствует широкое развитие интрузий гранитоидов аличурского и памирско-шугнанского комплекса в низкотемпературных зонах первичного метаморфизма (Давыдченко, 1966_{1,2}).

ДЕФОРМАЦИИ ВТОРОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА

При рассмотрении деформаций второго этапа тектонического развития Юго-Западного Памира, обязанных движениям юнокиммерийской фазы складчатости (J_3 — $Сг_1$) и более поздним, к докристаллизационным (относительно формирования гнейсо-гранитов верхнеюрского — нижнемелового возраста и контактового метаморфизма) деформациям, очевидно, можно относить деформации первого этапа. Закономерная приуроченность интрузий гнейсо-гранитов к Гунт-Аличурской и Южно-Памирской тектоническим зонам свидетельствует о том, что непосредственно в предкристаллизационный период наиболее интенсивные тектонические движения происходили в пределах этих зон.

К паракристаллизационным деформациям относятся сравнительно простые крупные первого порядка и соподчиненные им более высоких порядков субширотные складки изгиба, определяющие в основном структурный план Вахано-Шугнанской структурной подзоны (см. рис. 1). В строении этих складок принимают участие наряду с породами ваханской серии также гнейсо-граниты верхнеюрско — нижнемелового возраста и мезозойские отложения. Для Вахано-Шугнанской структурной подзоны в целом устанавливается асимметрия, выражающаяся в веерообразном ее строении с наклоном осевых плоскостей субширотных складок изгиба в южной части района (Ваханский, Южно-Аличурский хребты) к югу, а в Шугнанском хребте и междуречье Гунт-Токузбулак — к северу. Эти две части Вахано-Шугнанской подзоны разделены широкой (10—15 км) зоной полого, местами горизонтально лежащих пород. Кроме крупных складок изгиба к паракристаллизационным деформациям относятся мелкие складки, типа складок течения, развивающиеся в гнейсо-гранитах и в приконтактных мигматитовых зонах. Однако масштаб этой складчатости несравнимо меньше складчатости течения первого тектонического этапа. В экзоконтактной зоне интрузий встречаются птигматитовые структуры.

К посткристаллизационным складчатым деформациям относятся изоклинальные складки волочения и флексурные изгибы субширот-

ного простирания. Для этих структур характерен тот же субширотный план, что и для паракристаллизационных складок изгиба, однако наклон осевых плоскостей и направление опрокидывания в целом не зависит от положения складок в том или ином крыле региональных субширотных складок изгиба, что наряду с различным отношением к явлениям кристаллизации определенно свидетельствует о разновозрастности этих структур в пределах одного тектонического этапа. Большинство субширотных складок волочения имеет южное или юго-восточное направление опрокидывания, и лишь для Шугнанского хребта и севернее отмечается северное направление, что соответствует характеру асимметрии паракристаллизационных складок изгиба Вахано-Шугнанской структурной подзоны. Эти складки характеризуются небольшими амплитудами по сравнению с шириной складок в отличие от складок волочения субмеридионального простирания, значительным катаклизмом, дроблением и милонитизацией участвующих в складчатости пород. Участвующие в складках гнейсо-граниты памирско-шугнанского комплекса несут следы жесткой деформации, катаклаза, дробления, будинажа наравне с другими породами, в то же время пегматитовые жилы нередко не имеют следов хрупкой деформации. При изоклинальном смятии пород наблюдаются разрывы вдоль осевых поверхностей. Распространение субширотных складок волочения не ограничивается вахано-шугнанской структурной подзоной, а охватывает всю территорию Юго-Западного Памира.

Широкое развитие во второй тектонический этап получают мощные, чаще всего согласные зоны катаклизмов, милонитов, разрывные нарушения. Первые типичны для внутренних частей района, особенно для Даршайской тектонической зоны, секущие разрывы преимущественно концентрируются в пределах Гунт-Аличурской и Южно-Памирской тектонических зон. Проследивание многих зон в пределах мощных горизонтов мраморов на значительном протяжении (5—10 км) указывает на то, что движения по этим зонам не привели к существенному нарушению стратиграфической последовательности пород.

Таким образом, на Юго-Западном Памире имеют место структуры двух планов: субмеридионального и субширотного, с колебанием первого в пределах СЗ 330° — СВ 25°, второго — СВ 80° — ЮВ 100°. Второе направление накладывается на первое, приводя к тем или иным изменениям в углах наклона последней относительно горизонта. С субширотным направлением совпадает ориентировка ксенолитов в памирско-шугнанских гранитах, будин в зонах дробления и милонитизации. Штрихи и борозды скольжения, приуроченные к плоскостям разрывов, имеют ориентировку, перпендикулярную этому направлению. Наблюдались субширотная ориентировка очков в породах экзоконтактовых зон интрузий гранитоидов и развитие линейной желобчатости и даже карандашных гнейсов в зонах дробления и разрывов.

Для определения характера влияния тектонических движений второго тектонического этапа на внутреннюю структуру пород был проведен микроструктурный анализ пород в зонах субширотной складчатости в пределах контактового влияния интрузий гнейсо-гранитов верхнеюрско — нижнемелового возраста. На диаграмме (рис. 4) представлено тектонитовое строение биотитового гнейса вблизи контакта с гнейсо-гранитами в сечении, перпендикулярном оси *b*, соответствующей направлению осей мелких субмеридиональных складок (СВ 10°). Наличие резко выраженных максимумов в ориентировке биотита, совпадающих с осью *c*, указывает на S-тектонитовое строение. Максимум, совпадающий с осью *b*, объясняется поперечной ориентировкой некоторых пластинок биотита. Такой узор, очевидно, можно объяснить только некоторой перекристаллизацией породы в условиях дифференциальных движений иного плана и связывать с движениями периода формирования памирско-шугнанских гнейсо-гранитов, т. е. с движениями второго тектонического этапа. Микро-

структурные диаграммы по кварцу и биотиту (рис. 5) гнейса в Гунт-Аличурской тектонической зоне, ориентированные перпендикулярно оси a относительно региональных субмеридиональных складок, показывают $S+R$ -тектонитовое строение, причем осью R является ось a субширотной складчатости. Это обстоятельство указывает на то, что дифференциальные движения, сформировавшие этот тектонит, не связаны с движениями, приведшими к образованию субширотных складок, а отличались от них на 90° , т. е. данные тектонитовые узоры возникли в результате дифференциальных движений первого тектонического этапа. Влияние последующих движений второго тектонического этапа с некоторой перекристаллизацией и переориентировкой зерен кварца и чешуек биотита отразилось в незначительной концентрации точек в центре диаграмм.

Из анализа серии микроструктурных диаграмм кристаллических пород следует, что тектонитовое строение пород ваханской серии возникло в результате одинаково ориентированных дифференциальных движений первого тектонического этапа. Тектонические движения второго этапа отразились очень слабо в соответствующих узорах тектонитов только в зонах контактового влияния.

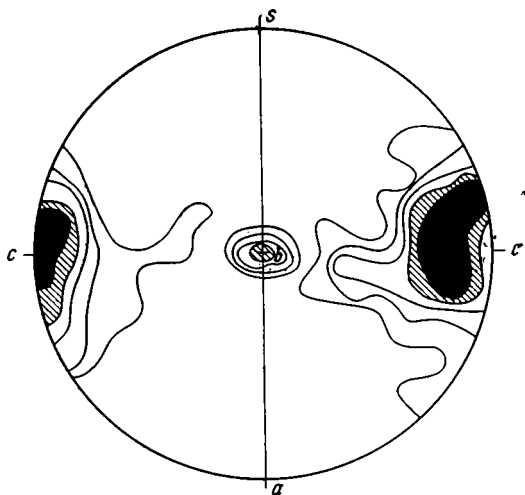


Рис. 4. Тектонитовый узор биотитового гнейса (001) 100 пластинок биотита; 10—9%, 8—6%. № 27-в, устье р. Багыв (лев. приток р. Гунт)

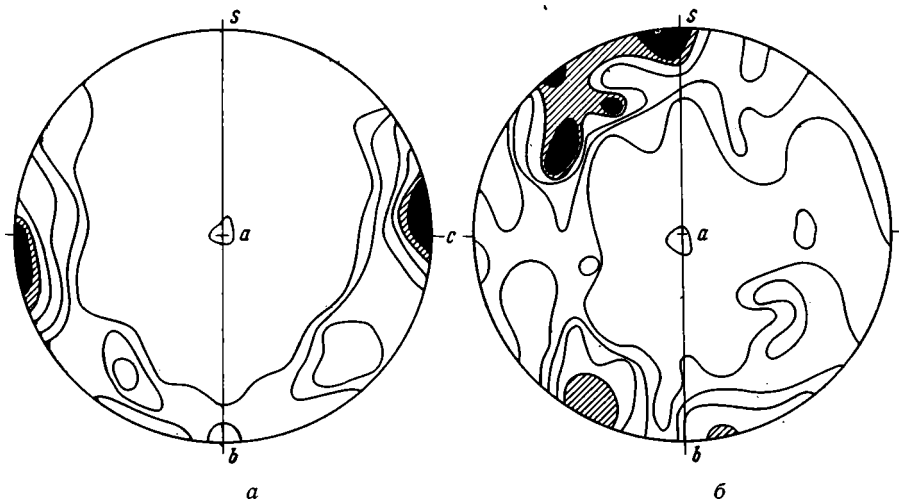


Рис. 5. Ориентирные диаграммы биотитового гнейса, № 96, устье р. Патхур. Ось b ориентирована параллельно оси субширотных складок.

a — (001) 100 пластинок биотита; 13—9%, 8%; b — 100 оптических осей кварца; 6—5%, 4%

верхнеюрских — нижнемеловых гранитов и, возможно, в какой-то мере в зонах послегранитных тектонических нарушений, т. е. только в породах, испытавших перекристаллизацию минералов в условиях иного плана тектонических напряжений.

Изложенные данные по характеру деформаций второго тектонического этапа развития Юго-Западного Памира позволяют сделать следующие выводы.

1. Среди складчатых структур второго тектонического этапа выделяются два основных типа складок, образовавшихся в результате тектонических движений двух стадий этого этапа. В первую стадию формируются простые региональные складки изгиба, обязанные действию сил тангенциального сжатия с подчиненной ролью пары сил. Во вторую стадию господствуют сквозные дифференциальные движения, ведущие к образованию сложных складок волочения высокого порядка.

2. Образование простых региональных складок изгиба субширотного простирания и мелких складок течения происходило одновременно с формированием гнейсо-гранитов памирско-шугнанского комплекса, на что указывает гармоничность внутренней структуры плутонов субширотным региональным складчатым структурам и дисгармоничность относительно субмеридиональных структур первого тектонического этапа.

3. Субширотные складки волочения образовались в результате тектонических движений послегранитного периода и сопровождаются разрывными нарушениями или сопровождают их.

4. Асимметрия субширотных складок изгиба с противоположным наклоном осевых поверхностей, аналогичное направление опрокидывания более поздних складок волочения северной и южной частей Вахано-Шугнанской структурной подзоны, обширная пормежучастная зона с пологим залеганием пород — все это дает основание рассматривать эту подзону в период складкообразования (в соответствии с представлениями В. В. Белоусова на причину образования полной складчатости) в качестве поднимающегося антиклинория с центральной зоной преимущественного выжимания и боковыми зонами преимущественного нагнетания.

Приведенная характеристика последовательности и характера деформаций пород двух тектонических этапов развития Юго-Западного Памира показывает значительное подобие тектонических движений этих этапов. Их специфика обуславливается различием плана и физических условий проявления (движения первого этапа — в условиях более высоких давлений и температур метаморфизма и ультраметаморфизма и, как следствие, более высокой пластичности пород и др.).

Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1956.
- Белоусов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. Сов. геология, № 39, 1949.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1956.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
- Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Бронгулеев В. В. К проблеме происхождения и классификации складок. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. 34 (4), 1959.
- Давыдченко А. Г. К тектонике Юго-Западного Памира. В кн. «Материалы по геологии Памира», вып. 2. Изд-во АН ТаджССР, Душанбе, 1964.
- Давыдченко А. Г. Метаморфическая зональность и петрологическое взаимоотношение ваханской серии и рушанского комплекса (Юго-Западный Памир). Докл. АН СССР, т. № 67, № 6, 1966.
- Давыдченко А. Г. Геологическое строение и метаморфизм пород Юго-Западного Памира. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минерал. наук, ИГЕМ АН СССР, 1966.
- Де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во Ленингр. ун-та, 1953.
- Елисеев Н. А. О закономерной ориентировке минералов в горных породах (тектониты и ложные тектониты). Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, № 16, 1962.
- Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Тр. Геол. ин-та, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
- Клуников С. И. Метаморфические толщи Южного Памира. Сб. Тадж.-Памирск. эксп. 1934 г., Изд-во АН СССР, 1935.

- К л у н н и к о в С. И., П о п о в А. И. Метаморфические толщи Юго-Западного Памира. Тр. Тадж.-Памирск. эксп. АН СССР, вып. 69, Изд-во АН СССР, 1936.
- М а с л е н и к о в В. А. Докембрийская кристаллическая толща Юго-Западного Памира. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 5, 1955.
- Н и к о л а е в В. А. (под ред.). Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Госгеолтехиздат, 1957.
- П э к А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд-во АН СССР, 1939.
- Р а м б е р г Г. Экспериментальное и теоретическое изучение пегматитовых складок. В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
- Р о з а н о в Л. Н. Физико-механические условия образования тектонических структур платформенного типа. Изд-во «Недра», 1965.
- Р о з а н о в Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах до 200°С. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 66, Изд-во АН СССР, 1962.
- С о р с к и й А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18, Изд-во АН СССР, 1952.
- С у д о в и к о в Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 4, Изд-во АН СССР, 1964.
- Т е р н е р Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1951.
- Х о р е в Н. А. Особенности дорифейского складкообразования. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1955.
- Х о р е в Н. А. О складках течения в метаморфических толщах ЮЗ Памира. Материалы по геологии и полезным ископаемым. Госгеолтехиздат, т. 1, вып. 8, 1956.
- Х о р е в Н. А. Складки докембрия Памира. Геотектоника, № 6, 1965.
- D a l y R. A. Metamorphism and its phases. Bull. Geol. Soc. America, v. 28, 1917.
- D e L u r y I. S. Correlation of schistosity and tectonic theory. Amer. J. Sci., v. 239, No. 1, 1941.
- G r i g g s D. a. H a n d i n I. Rocks deformation (a Symposium). Mem. Geol. Soc. America, No. 79, 1960.
- R e a d H. H. A note on Pigmatic folding in the Sutherland Granite-complex. Summary of Progress of the Geological Survey from 1927, part II, 1928.
- S a n d e r В. Gefügekunde der Gesteine. Wein, 1930.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт синтеза минерального сырья

Статья поступила
24 июля 1967 г.

УДК 551.24(267.5)

А. В. РАЗВАЛЯЕВ

**О МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОМ ЭТАПЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ВПАДИНЫ КРАСНОГО МОРЯ**

Анализ меловых и палеогеновых (до среднего эоцена) отложений северо-западного побережья Красного моря, долины р. Нила и оазисов Харга и Дахла показывает, что впадина Красного моря по характеру фаций и мощностей на данном этапе развития принципиально не отличалась от смежных частей Африканской платформы. В отличие от впадины Мертвого моря формированию современной структуры впадины Красного моря предшествовало образование с конца среднего эоцена крупного Аравийско-Нубийского сводового поднятия.

Различие в геологической истории впадины Красного моря и Суэцкого залива в сочетании с длительным развитием и шовным характером зоны разломов Мертвого моря — залива Акаба приводит автора к выводу о непосредственной непрерывной связи последних.

Проблема происхождения впадины Красного моря уже много десятилетий привлекает к себе внимание геологов. В геологической литературе она с той или иной степенью детальности освещена в работах Дж. Грегори (Gregory, 1920), Б. Виллиса (Willis, 1934), Г. Клооса (Cloos, 1939), С. Тромпа (Tromp, 1950), Ф. Дикси (Dixey, 1956) и многих других зарубежных геологов. Из советских геологов ее рассматривали В. В. Белоусов (1954), Е. В. Павловский (1948), В. Е. Хани (1964, 1965) и др. Обилие работ отражает повышенный интерес к данной проблеме, а содержащиеся в них противоречивые взгляды лишь подчеркивают сложность структуры Красного моря, входящей в систему крупных Восточно-Африканских нарушений.

Сравнительная характеристика мел-палеогеновых и более молодых осадков Красного моря (грабены Кусейр и Сафага), долины Нила и более внутренних районов платформы (оазисы Харга и Дахла) в сочетании с анализом палеотектонической и современной структуры дают основания судить о истории развития Красного моря, а также наметить некоторые особенности его соотношения со структурами Суэцкого залива и залива Акаба (рис. 1).

В фациальном отношении меловые и палеогеновые отложения (до среднего эоцена) представляют собой трансгрессивный морской комплекс. В начале седиментационного цикла отлагались континентальные и прибрежно-морские мелководные осадки: «нубийские» песчаники и пестроцветные песчаники, глины, реже мергели (рис. 2). Дальнейшее развитие трансгрессии привело к отложению более глубоководных осадков: глин, мергелей, мелоподобных известняков (формации Дахла, Чок, Исна)¹. Известняки с нуммулитами нижнего эоцена (формация Тебес), образовавшиеся в конце цикла, представляют собой осадки мелководного стабилизировавшегося бассейна.

Анализ состава мел-палеогеновых осадков района Красного моря, долины Нила и оазисов Харга и Дахла наглядно показывает, что они об-

¹ Термин «формация», употребляемый зарубежными геологами, ближе всего отвечает понятию «свита» в стратиграфической номенклатуре советских геологов.

ладают общностью литофации, свидетельствующей о единстве тектонических событий в течение мел-палеогенового этапа (Abd El Razik, Razvaliaev, 1968). Мощности меловых и палеогеновых отложений всех трех районов сопоставимы, изменения их незначительны. Некоторое увеличение мощностей в сторону Красного моря (Кусейр) нельзя рассматривать

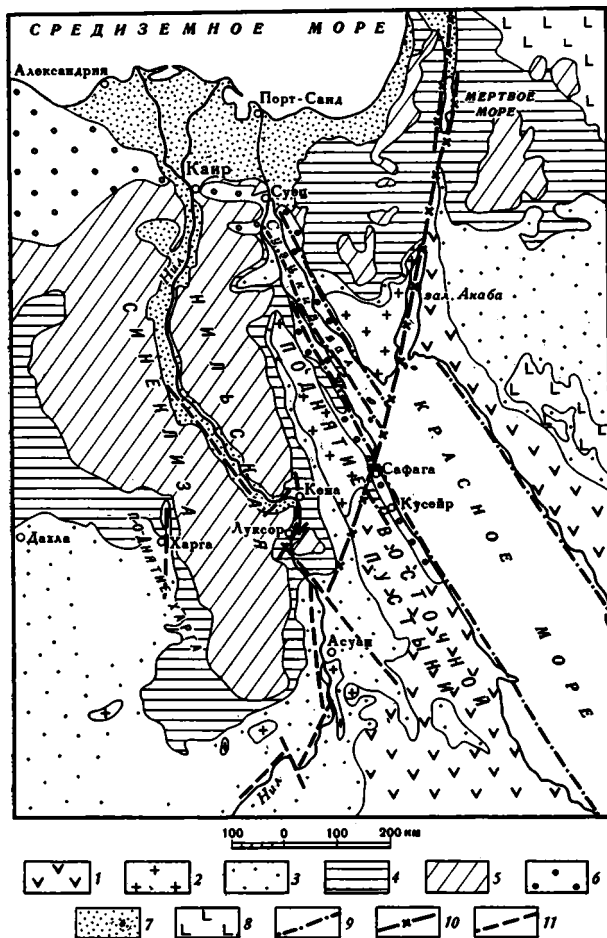


Рис. 1. Схематическая структурно-геологическая карта северо-западной части впадины Красного моря (составлена по геологической карте Евразии с добавлениями автора)

1 — докембрийский комплекс фундамента преимущественно эффузивно-сланцевого состава; 2 — докембрийский комплекс фундамента, сложенный преимущественно гранитами; 3 — палеозой — мезозой; 4 — верхний мел — эоцен; 5 — эоцен; 6 — неоген; 7 — четвертичные образования; 8 — покровы базальтов неоген-четвертичного возраста; 9 — краевые разломы впадины Красного моря и Суэцкого залива; 10 — сквозные разломы Мертвого моря — залива Акаба; 11 — прочие разломы

в качестве признака существования на территории последнего относительного прогиба, так как в восточной части Кусейра мощности меловых и палеогеновых отложений сокращаются (Youssef, 1957). В свою очередь факт существования здесь относительного поднятия также не может, как нам кажется, распространяться на территорию Красного моря. Дело в том, что не менее резкие изменения мощностей наблюдаются и в долине Нила у г. Луксор (Крашенинников и Поникаров, 1964; Ghanem, Zalata, Abd El Razik, Mikhailov, Razvaliaev and Mirtov, 1968), где нижнеэоце-

новые глины сокращаются в мощности до 35—40 м против 165 м в Гельб Овейна. И далее, аналогичное изменение мощностей отмечается в районе Сафага.

Таким образом, все это свидетельствует о сложной структуре района Красного моря и долины Нила на мел-палеогеновом этапе развития,

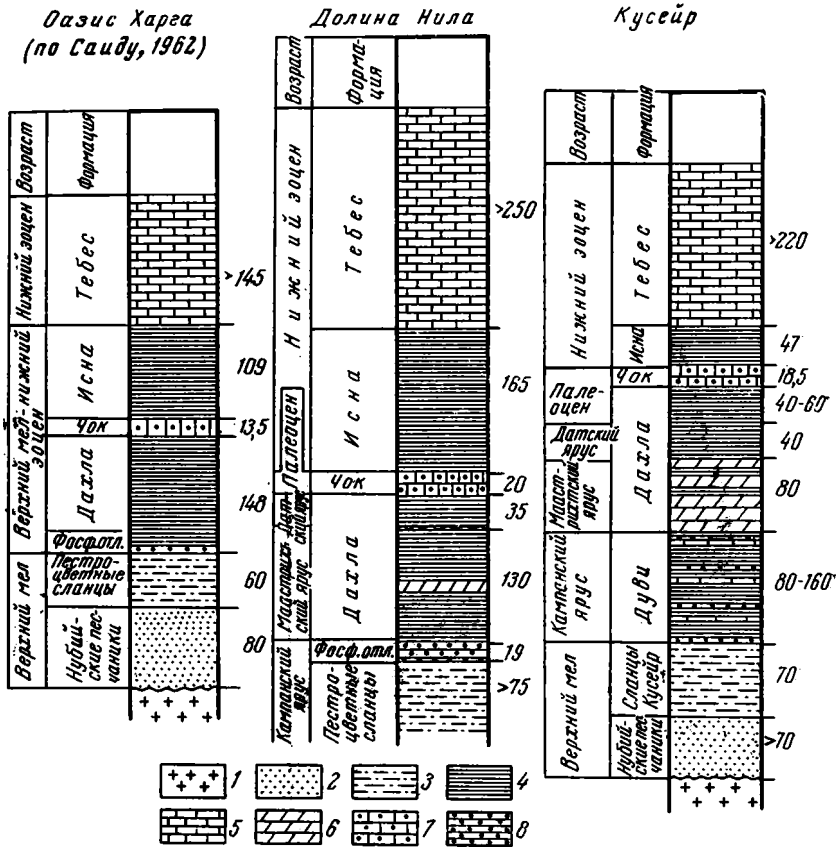


Рис. 2. Сопоставление разрезов меловых и палеогеновых отложений Красного моря, долины Нила и оазиса Харга

1—докембрийский комплекс пород фундамента; 2—«нубийские» песчанки; 3—комплекс пестроцветных глин, песчаников, мергелей; 4—глины; 5—известняки органогенные и пелитоморфные; 6—мергели и мелоподобные известняки; 7—известняки мелоподобные; 8—фосфоритонасыщенные отложения: известняки, мергели, фосфориты, кремни

истинная картина которой пока трудновосстановима. Но для нас в данной статье важно подчеркнуть, что район Красного моря в своем развитии характеризовался теми же закономерностями, что и долина Нила и оазисы Харга и Дакла, т. е. тектонический режим был сходным.

Отсутствие принципиального различия в строении мел-палеогеновых отложений убеждает нас в том, что все три района принадлежат единому седиментационному бассейну. Отсутствие осадочного чехла мел-палеогенового возраста в пределах молодого поднятия Восточной пустыни несомненно является результатом более позднего (вторичного) размыва. Можно допустить, что эта территория в момент осадконакопления была сушей, но отсутствие литологических изменений пород в направлении предполагаемой суши как с западной (долина Нила), так и с восточной (Кусейр, Сафага) сторон поднятия полностью исключает подобное предположение. По этой же причине и грабены Красного моря (Кусейр, Сафага) не могут считаться первичными седиментационными мульдами.

Подводя итог, можно сказать, что тектоническая активность (градиент движений) Красного моря по существу ничем не отличалась от остальной части платформы. Наблюдающиеся изменения в строении осадочного чехла свойственны крупным платформенным структурам и не подчеркивают индивидуальности в развитии структуры Красного моря на мел-палеоэоценовом (до среднего эоцена) этапе. Последующая геологическая история Красного моря и сопряженной с ним части платформы связана со среднеэоценовой регрессией моря и резкой активизацией тектонических движений в неогене, выразившейся в формировании современной структуры грабена Красного моря.

Выявленные особенности развития Красного моря убеждают нас в том, что наиболее приемлемой все же является гипотеза Г. Клооса о рифтовой природе структуры Красного моря, сформировавшейся на молодом (после среднеэоценовом, главным образом неогеновом) Аравийско-Нубийском своде. Вместе с этим признание молодой рифтовой природы Красного моря ставит новые проблемы, не нашедшие в литературе до сих пор своего объяснения. Прежде всего гипотеза Г. Клооса с ее позднейшими модификациями не полностью согласуется с тектоникой и историей осадконакопления Суэцкого залива. Казалось бы, что Суэцкий грабен и грабен Красного моря, расположенные на одной линии и ограниченные в современной структуре общими разломами, должны иметь и сходную геологическую историю. Однако зона Суэцкого залива по крайней мере с позднего палеозоя являлась областью интенсивного, хотя и не непрерывного прогибания (Said, 1962, 1963 и др.). Причем в процессе своего развития Суэцкая зона обладала резкими градиентами движений и представляла собой мобильную зону, дифференцированную на отдельные блоки, испытывавшие разнонаправленные перемещения.

Структуры Красного моря и Суэцкого залива в позднем мелу и палеогене (до среднего эоцена) характеризовались различной тектонической активностью. В Суэцкой зоне градиент движений значительно превышал такой в районе Красного моря. Начиная с олигоцена (возможно, с конца среднего эоцена), в раннем миоцене территория Красного моря и примыкающая к ней часть Восточной пустыни представляли собой поднятие. Осадки этого времени не установлены и в грабенах Кусейр и Сафага, непосредственно примыкающих к грабену Красного моря. Зона же Суэцкого залива в среднем эоцене была занята морем. Морские осадки данного возраста здесь пользуются широким развитием и обладают значительной, причем резко переменной мощностью. В позднем эоцене вследствие восходящих движений бассейн испытал обмеление и частичное осушение. В олигоцене территория Суэцкого залива была поднята и превращена в сушу. В позднем олигоцене — раннем миоцене на своде этого поднятия заложился Суэцкий грабен в очертаниях, близких к современным. В раннем миоцене Суэцкий грабен был занят морем и представлял собой залив Средиземного моря. Лишь в среднем миоцене наступила общая трансгрессия, захватившая и Красное море. К этому времени относится формирование грабена Красного моря. Но в плиоцене геологическая история Красного моря и Суэцкого залива вновь несколько различна. Так, Красное море в это время прогибалось, а Суэцкий залив, наоборот, испытывал относительное поднятие. Таким образом, существующие различия в геологической истории Красного моря и Суэцкого залива указывают на то, что зона Суэцкого грабена на ранних этапах развивалась индивидуально и лишь в заключительную стадию развития ее и структуры Красного моря происходило в одном плане.

Представляется интересным рассмотреть соотношение Суэцкого грабена и грабена Красного моря с рифтовой структурой Мертвое море — залив Акаба. Структурные различия впадин Красного моря и Суэцкого

залива, связанные с различной тектонической мобильностью, приводят к мысли о существовании в зоне их сопряжения «структурного порога», расположенного на продолжении разломов Мертвое море — залив Акаба. На палеозойском и более поздних этапах геологического развития Суэцкой зоны этот «порог» мог служить ее юго-восточным структурным ограничением. В современной структуре к «порогу» приурочен прямолинейный уступ дна и четкая смена батиметрической характеристики Красного моря и Суэцкого залива.

Существование структурной линии в зоне сопряжения Суэцкого грабена и грабена Красного моря позволяет объяснить несоответствия в развитии северной и южной частей Восточной пустыни, подмеченные Р. Саидом (Saïd, 1963). Более определенно данная структурная линия нашла отражение в строении фундамента Восточной пустыни. Так, северо-западнее линии южного продолжения разлома Мертвое море — залив Акаба в строении фундамента Восточной пустыни преобладают изверженные породы, тогда как юго-восточнее — осадочно-метаморфический и эффузивный комплексы. Отмеченные особенности строения фундамента, по-видимому, объясняются неодинаковым денудационным срезом, обусловленным различной подвижностью блоков по обе стороны от линии разломов Мертвое море — залив Акаба.

Пересечение разломами Мертвое море — залив Акаба структур Красного моря и Суэцкого залива и существование их признаков в Восточной пустыне свидетельствуют о их сквозном характере. Возможным продолжением данных разломов на Африканском континенте может служить меридиональный отрезок долины Белого Нила на участке городов Бербер — Малакаль в Судане. Примечательно, что еще южнее на их простирации расположена цепочка рифтовых озер Восточной Африки (Альберт, Эдуард и оз. Танганьики). Особенно интересны в этом отношении данные А. Витмана (Whiteman, 1965) по рифтовым структурам Судана, согласно которым долина Нила севернее рифтовых структур оз. Альберт имеет тектоническое происхождение и следует линиям разломов, преобладающими простирациями которых являются меридиональное и северо-восток — юго-западное, т. е. простираение залива Акаба — Мертвого моря. Связь долины Нила с разломами в последнее время хорошо показана Р. Саидом и Б. Иссави (Saïd and Issawy, 1964) в Верхнем Египте на участке от Асуана до границы с Суданом, т. е. на отрезке долины также северо-восточного простираения и Е. Е. Милановским (1969) в верховьях Нила.

Сквозной характер разломов Мертвое море — залив Акаба проявляется в всем простираении их от залива Акаба на юге до альпийской геосинклинали Тавра на севере. На этом отрезке разломы пересекают различные структурные элементы платформы: устойчивый и подвижный склоны, а также ее краевую область, переработанную альпийскими движениями (Поникаров, Казьмин, Сулиди-Кондратьев и др., 1964; Разваляев, 1964; Казьмин, 1965).

В связи с изложенным выше становится очевидным, что зоне разломов Мертвое море — залив Акаба принадлежит особая роль в строении платформы. Структурная значимость данной зоны резко возросла после того, как были установлены длительность ее развития и шовный характер (Разваляев, 1965).

До недавнего времени считалось, что впадины Мертвого и Красного морей — структуры одновозрастные. Анализ мезо-кайнозойской истории Мертвого моря и сопредельных территорий позволили автору несколько в ином плане поставить вопрос о происхождении рифтовой впадины Мертвого моря. В свете этих данных впадина Мертвого моря наследует узкий меридиональный прогиб, заложившийся в позднем мелу на границе двух разнонаправленных в своем перемещении глыб — стабильного Восточно-Иорданского блока на востоке и перикратонного прогиба

на западе. При подобном представлении рифтовая впадина приобретает роль граничного разлома древнего заложения, ее можно рассматривать как длительно развивавшуюся шовную зону (по Е. Е. Милановскому). Следовательно, по времени заложения и механизму формирования впадина Мертвого моря — образование, отличное от структуры Красного моря. Этот вывод важен тем, что он свидетельствует в пользу тектонической индивидуальности данных структур, ставя под сомнение существующее представление о том, что рифт Мертвого моря является простым ответвлением рифта Красного моря.

Устанавливаемые различия в развитии структур Красного моря и Суэцкого залива, а также сквозной характер разграничивающих их разломов Мертвое море — залив Акаба приобретают еще большую значимость в свете геофизических данных (Drake and Girdler, 1964), согласно которым смена положительных аномалий Буге Красного моря на отрицательные в заливах Акаба и Суэцком происходит в северной части Красного моря. И далее, структуры Мертвое море — залив Акаба обладают сходной характеристикой гравиметрических аномалий с Восточно-Африканскими рифтами (Dixey, 1956; Burdon, 1959; Knoroff, 1965).

Отмеченные особенности в развитии впадин Красного моря и Суэцкого залива и характер их сопряжения имеют важное значение в раскрытии закономерностей строения Африкано-Аравийской платформы. Прежде всего они дают новые доказательства в пользу гетерогенного строения платформы, суть которого заключается в блоковой природе земной коры. Согласно данной концепции, платформа состоит из относительно крупных блоков, характеризующихся своеобразием тектонического режима. Современная структура платформы есть результат взаимодействия этих блоков. Границы раздела блоков представляют собой крупные ослабленные зоны глубинного заложения. На поверхности им отвечают линейные зоны складчатых дислокаций или приразломные впадины (компенсационные прогибы). В северной части Аравийской платформы примером подобных линейных структур служат Западно-Аравийская рифтовая система, Пальмирский авлакоген (Поникаров, Казьмин, Сулиди-Кондратьев и др., 1964; Разваляев, 1964; Крашенинников, Поникаров, Разваляев, 1965) и Латакийско-Килийский шов (Казьмин, 1965). На Синайском полуострове к ним относится «складчатый пояс» (Shata, 1956). Аналогичными же структурами являются Красное море и Суэцкий залив.

Пересечение структур Красного моря и Суэцкого залива протяженной не менее чем на 1000 км сквозной зоной разломов Мертвое море — залив Акаба показывает, что этой зоне принадлежит особая роль в строении платформы. Ее следует рассматривать как отражение крупной линейной зоны разломов глубинного заложения, расчленяющей платформу на крупные блоки. Нам представляется, что вдоль зоны разломов Мертвое море — залив Акаба происходит сопряжение Африкано-Средиземноморского и Африкано-Аравийского блоков. Примечательно, что этот вывод, полученный на основании конкретного геологического материала, подтверждается геофизическими данными (Knoroff, 1965), согласно которым вдоль зоны разломов Мертвое море — залив Акаба происходит изменение строения земной коры. Западнее Мертвого моря земная кора утонена и характеризуется океаническим типом строения, восточнее — она мощная, континентальная.

Таким образом, своеобразие зоны разломов Мертвое море — залив Акаба, разграничивающей два крупных блока, устанавливается как в историческом плане (на мел-палеогеновом этапе), так и в глубинном строении земной коры. Это обстоятельство существенно повышает значимость выводов о геологической истории впадины Красного моря и сопряженных с ней структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Структура северо-западной части впадины Красного моря в течение мела и палеогена по характеру фаций и мощностей принципиально не отличалась от смежных частей Африканской платформы.

2. Формирование грабена Красного моря началось, по-видимому, уже в среднем эоцене вначале образованием крупного Аравийско-Нубийского сводового поднятия, а затем оседанием по разломам его центральной части. Этот вывод свидетельствует в пользу гипотезы рифтового образования впадины Красного моря, разработанной Г. Клоосом (Cloos, 1939) и поддержанной позже В. В. Белоусовым (1954).

3. Впадины Красного моря, Суэцкого залива и зона разломов Мертвого моря — залива Акаба, развивавшиеся в сходном плане на заключительном этапе, имели различную предшествующую историю. Это обстоятельство определило специфику проявления рифтообразующих движений в северо-западном окончании Красного моря. Рифтообразование в Суэцкой зоне и вдоль разломов Мертвое море — залив Акаба наложилось на существовавшие здесь к этому времени разнородные структуры: прогиб Суэцкого залива и шовный прогиб Мертвого моря — долины р. Иордан. В этой связи находят свое объяснение несоответствия в геологической истории Красного моря и Суэцкого залива, становится понятной структурная позиция, разломов Мертвое море — залив Акаба как непосредственно связанных друг с другом.

4. Наложение рифтообразующих движений в Юго-Восточном Средиземноморье на разнородные структурные элементы платформы, составляющие ее блоковую структуру (Западно-Аравийская перикратонная зона и Восточно-Иорданский блок, разделенные шовным прогибом Мертвого моря — долины р. Иордан внутриплатформенный прогиб Суэцкого залива, Пальмирский авлакоген и др.) определяет тектоническую сложность северо-западного окончания рифтовой впадины Красного моря и сопряженных с ней структур.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения древней платформы и Альпийской геосинклинальной системы в Северо-Восточном Средиземноморье. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1965.
- Крашенинников В. А., Поникаров В. П. Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений Египта. Сов. геология, № 2, 1964.
- Крашенинников В. А., Поникаров В. П., Разваляев А. В. Геологическое развитие Сирии в палеогеновое время. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 5, 1964.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., № 1, 1969.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- Поникаров В. П., Казьмин В. Г., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Тектоника северной части Аравийской платформы. Сов. геология, № 1, 1964.
- Разваляев А. В. Тектоника Юго-Западной Сирии и смежных частей сопредельных стран. Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв., № 12, 1964.
- Разваляев А. В. Тектоника и история геологического развития Юго-Восточного Средиземноморья. Автореф. канд. дис., МГУ, 1965.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Ханн В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенческие пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, № 7, 1965.
- Abd el Razik T. M., Razvaliaev A. V. The Cretaceous-Paleogene stage of geological history of the Red Sea through related to its origin. Geol. Soc. Egypt. Abstract of Papers presented at the Sixth Annual Meeting. Cairo, 1968.
- Burdon D. I. Handbook of the Geology of Jordan, Government of the Hashemite Kingdom of Jordan, 1959.

- Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus, Geol. Rundschau, B. 30, 1939.
- Dixey F. The African Rift System. London, 1956.
- Drake C. L., Girdler R. W. A Geophysical Study of the Red Sea. Geophys. J. Roy. Astronomical Society, v. 8, No. 5, 1964.
- Ghanem M., Zalata A., Abdel Razik T. M., Mikhailov I. A., Razvaliaev A. V. and Mirtov Y. V. On the phosphorites in the Cretaceous — Paleogene sediments of the Nile Valley. Geol. Soc. Egypt. Abstract of the papers presented at the Sixth Annual Meeting, Cairo, 1968.
- Gregory J. W. The African Rift Valley. Geogr. J., v. 56, 1920.
- Knopoff L. Gravity observation of the Dead Sea Rift. The World Rift system. Report of Symposium, Canada, 1965.
- Said R. The Geology of Egypt. Elsevier, Amsterdam — New York, 1962.
- Said R. Structural setting of Gulf of Suez, Egypt, 1963.
- Said R., Issawy B. Contributions to the prehistory of Nubia, No. 1, Museum of New Mexico Press, Santa Fe., Geol. and Miner. Research Dept. Cairo, 1964.
- Shata A. Structural development of the Sinai Peninsula Egypt. Bull. Inst. desert, Egypte, 6(2), 1956.
- Tromp S. W. The age and origin of the Red Sea graben. Geol. Mag., 87, 1950.
- Whiteman A. I. A Summary of Present Knowledge of the Rift Valley and Associated Structures in Sudan. Report of the UMC — UNESCO Seminar on the East African Rift System, Nairobi, 1965.
- Willis B. East African plateaus and Rift Valleys, Carnegie Inst. Wash. Publ. 470, 1934.
- Youssef M. I. Upper Cretaceous rocks in Kosseir area. Bull. Inst. desert Egypte, 7 (2), 1957.

Трест «Зарубежгеология»
Министерство геологии СССР

Статья поступила
15 октября 1967 г.

УДК 551.24 (571.66)

М. С. МАРКОВ, В. А. СЕЛИВЕРСТОВ, М. Ю. ХОТИН,
Б. К. ДОЛМАТОВ

О СОЧЛЕНЕНИИ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И АЛЕУТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Описаны стратиграфия и тектоника меловых и палеогеновых отложений хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса. Показано, что эти два района представляли собой в то время две различные структурно-фациальные зоны, которые характеризуются разным стилем тектонических дислокаций. Зону п-ова Камчатского Мыса следует рассматривать как крайнее западное звено Алеутской островной дуги. Можно предположить, что обе зоны сочленились по типу торца, что и обусловило их различную геологическую историю.

Геологическими исследованиями последних лет, проведенными на Восточной Камчатке, доказано распространение здесь крупных разнонаправленных структур северо-восточного и северо-западного простирания. Структуры северо-восточного направления, развитые на материковой части Камчатки от широты мыса Тупого до Кроноцкого п-ова, представлены Кумрочским антиклинорием, являющимся частью Восточного Камчатского антиклинория, по Г. М. Власову (Геология СССР, т. 31, 1964) и ограничивающим его с востока Тюшевским синклинорием (Тюшевский наложенный прогиб, там же), образованным миоценовыми отложениями. С запада к антиклинорию хр. Кумроч примыкает Центральнo-Камчатская неотектоническая депрессия.

В Усть-Камчатском районе, к востоку от упомянутых выше структур, на п-ве Камчатского Мыса развиты сложенные меловыми — палеогеновыми породами структуры, простирющиеся в северо-западном направлении и представляющие собой крайнее западное звено Алеутской островной дуги, на что впервые указал М. Ф. Двали (1955), а затем — Г. Л. Берсон и В. И. Смирнов (1967).

Области распространения структур северо-восточного и северо-западного простираний отличаются по особенностям стратиграфии, магматизма и тектоники, что позволяет рассматривать их как две структурно-фациальные зоны: хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса.

Настоящая статья посвящена их структурному соотношению. Материалами для нее послужили данные, полученные во время геологосъемочных работ Усть-Камчатской партии Камчатского геологического управления и тематических работ Геологического института АН СССР.

ОСОБЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМА. СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ХРЕБТА КУМРОЧ

В геологическом строении хр. Кумроч принимают участие меловые (?) — палеогеновые (Кумрочский антиклинорий) и миоценовые (Тюшевский синклинорий) отложения.

Кумрочский антиклинорий. Слагающие его образования расчленены на ветловскую, хапицкую и дроздовскую свиты. На крайнем северо-западе антиклинория выделяется алтынская свита, состоящая из

туфов и эффузивов. Наиболее древними среди них, по данным М. Ю. Хопина и А. М. Сардеева, полученным в 1965—1967 гг., считаются образования ветловской свиты, которые расположены в восточных предгорьях хребта и непосредственно граничат с неогеновыми отложениями Тюшевского синклинория.

Разрез ветловской свиты представлен вулканогенно-кремнистыми и вулканогенно-терригенными породами. Его видимое основание сложено неясно чередующимися туфами основного состава, диабазами, спилитами, трахизабазальтовыми порфиритами, кремнями с незначительной примесью аргиллитов, алевролитов и известняков. Вверх по разрезу существенно вулканогенные образования довольно резко сменяются терригенной толщей флишoidalного облика, сложенной песчаниками и алевролитистыми аргиллитами с линзами и стяжениями пелитоморфных известняков и известковистых песчаников. Далее разрез нарастает терригенно-кремнистой толщей, в которой преобладают аргиллиты, алевролиты, известняки и мелкозернистые песчаники, расслаивающиеся пачками кремней. В верхней части толщи появляются линзы гравелитов и грубозернистых песчаников. Разрез венчается монотонной толщей неслоистых гравелитов, грубозернистых песчаников и конгломератов. Общая мощность ветловской свиты составляет 3700—4000 м. Возраст ее условно принимается меловым (?) — палеогеновым.

Взаимоотношения ветловской свиты с лежащей выше хапицкой невыявлены, однако резкие различия в характере отложений позволяют предположить возможность несогласия между ними.

Хапицкая свита сложена в основном вулканогенными породами. В нижней части свита представлена грубо переслаивающимися эффузивами и агломератовыми туфами основного и среднего состава. Выше вулканические породы сменяются туфогенно-кремнистыми, среди которых преобладают мелкообломочные туфы основного и среднего состава. Мощность свиты 1500—1800 м. Возраст ее считается палеогеновым.

Согласно, но по довольно резкому контакту, хапицкая свита сменяется терригенно-карбонатными отложениями дроздовской свиты. Нижняя ее часть сложена монотонной толщей мелко- и среднезернистых песчаников, верхняя — флишoidalным переслаиванием песчаников и аргиллитов с линзами и конкрециями известняков и известковистых песчаников. Мощность свиты достигает 800—1000 м. Возраст ее также считается палеогеновым.

С резким угловым несогласием породы хапицкой и дроздовской свит перекрываются образованиями алтынской свиты, состоящей из грубо переслаивающихся агломератовых туфов, эффузивов основного состава, конгломератов и кремнисто-терригенных пород. Мощность свиты превышает 1000 м. Возраст — палеоген, предположительно олигоцен.

Возраст толщ, слагающих Кумрочский антиклинорий, определен еще не достаточно надежно и обосновывается лишь малозначимыми находками микрофауны и данными палинологического анализа. Более того, еще не разрешены все сомнения относительно взаимного положения отдельных толщ. Так, в 1967 г. авторы наблюдали на о. Карагинском отложения, весьма сходные с ветловской свитой, которые залегают в верхней части разреза палеогена. Возможно, что и ветловская свита хр. Кумроч занимает более высокое стратиграфическое положение. Не исключено, что отложения хапицкой свиты на самом деле имеют верхнемеловой или нижнепалеогеновый возраст.

Тюшевский синклинорий. На широте п-ова Камчатского Мыса синклинорий сложен комплексом терригенных пород, несогласно залегающих на более древних образованиях. От антиклинория хр. Кумроч Тюшевский синклинорий отделен мощной тектонической зоной — надвигом Гречишкина, от зоны п-ова Камчатского Мыса, также, видимо, крупным разломом.

Комплекс терригенных пород, слагающих синклинорий, расчленяется снизу вверх на богачевскую и тышевскую серии, стратотипические разрезы которых были описаны А. М. Садреевым и А. С. Арсановым в Кроноцком районе.

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА

Так же как и в зоне хр. Кумроч, здесь развиты верхнемеловые (африканская серия), палеогеновые (столбовская серия) и миоценовые отложения. Нижняя часть серии — смагинская свита — сложена неясно переслаивающимися мелкообломочными кремнистыми и известковистыми туфами с горизонтами и линзами базальтов, спилитов, яшм, кремней и кремнисто-карбонатных пород. Мощность свиты около 2000—2200 м. Смагинская свита постепенно сменяется пикежской, нижняя часть которой сложена толщей плохо слоистых туфов и кремнистых туфов с линзами кремней, песчаников и вулканомиктовых гравелитов. Венчается разрез свиты пачкой неотчетливо слоистых мелкозернистых хорошо сортированных песчаников, отличительной чертой которых является присутствие в них биотита. Мощность свиты 1200—1600 м. По данным палинологического анализа, возраст африканской серии принимается верхнемеловым.

Отложения столбовской серии (Борзунова и др., 1969) занимают северную часть полуострова и залегают на меловых породах с размывом и угловым несогласием. Серия снизу вверх разделяется на тарховскую, верещагинскую, рифовскую и баклановскую свиты; все свиты связаны между собой постепенными переходами.

Тарховская свита представлена вулканогенно-кремнистыми породами, в основании которых находятся базальные конгломераты. Часто разрез свиты начинается непосредственно с эффузивов, содержащих глыбы меловых пород. Вверх по разрезу монотонно переслаивающиеся потоки шаровых базальтов и спилитов с линзами туфов и вулканомиктовых песчаников сменяются толщей горизонтальнослоистых зеленых туфов, кремней и туфогенных кремнистых аргиллитов. Мощность свиты 1300—1600 м. Возраст условно считается палеоценовым.

Верещагинская свита сложена ритмично переслаивающимися терригенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами и конгломератами, а также тефроидами различной размерности. В нижней части разреза отмечено незначительное количество кремнистых туфов. Мощность свиты в отдельных разрезах превышает 4000 м. Г. П. Борзунова, на основании сборов остатков фауны и микрофауны из верхней части свиты, определяет ее возраст как палеоцен-эоценовый.

Рифовская свита представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками, реже мергелями, туфами и туффитами. В основании свиты залегают пачка конгломератов, достигающая на севере полуострова мощности 320 м. Мощность свиты 2000—3000 м; возраст, на основании остатков фауны, — позднеэоценовый или раннеолигоценовый.

Баклановская свита сложена переслаивающимися грубообломочными и тонкообломочными вулканомиктовыми породами с существенной примесью карбонатного материала. Преобладают песчаники и гравелиты. Мощность свиты 3000 м, возраст олигоценовый.

Разрезы верещагинской, рифовской и баклановской свит на севере и северо-востоке п-ова Камчатского Мыса имеют большую мощность и сложены более грубыми разностями вулканомиктовых пород, чем в более южных обнажениях. Северо-западная или субширотная фациальная зональность палеогеновых отложений полуострова подчеркивается также тем, что в северных разрезах верещагинской и баклановской свит появляются потоки шаровых базальтов, которые довольно быстро выклиниваются к югу.

Миоценовые отложения п-ова Камчатского Мыса в целом не отличаются от своих возрастных аналогов, развитых в Тюшевском синклинории. Однако их разрезы на п-ове Камчатского Мыса менее полны и характеризуются частыми перерывами с угловыми несогласиями в основании отдельных свит.

С угловым несогласием на породах мела, палеогена и миоцена залегают рыхлые, слабо дислоцированные осадки плиоцена и плейстоцена.

Крайне показательны и отличия в магматизме между этими двумя зонами. На п-ове Камчатского Мыса магматические породы распространены весьма широко. Здесь выделяется верхнемеловой интрузивный габбро-гипербазитовый комплекс, представленный серпентинитами, энстатитовыми дунитами, габбро и соответствующими дайковыми сериями. В северной части полуострова известен палеогеновый интрузивный комплекс, состоящий из небольших гипабиссальных интрузий и даек габбро, габбро-порфириров и диабазов (Долматов, Хотин, 1969). Ультрасосновные породы образуют здесь единичные мелкие протрузии. В зоне хр. Кумроч интрузивные породы редки и представлены преимущественно дайками основного состава, возраст которых, по всей вероятности, миоценовый.

Вместе с тем сравнение разрезов стратифицированных образований мела, палеогена и миоцена хр. Хумроч и п-ова Камчатского мыса показывает, что в них развиты отложения, близкие по составу (вулканогенные толщи основного и среднего состава, кремнистые образования, вулканомиктовые граувакки). Это обстоятельство свидетельствует, по-видимому, о том, что обе рассматриваемые зоны представляют собой генетически близкие структуры, хотя разновозрастность разрезов, различная последовательность близких по составу толщ и, наконец, существенные различия в проявлениях магматизма, говорят об их известной самостоятельности. Еще большие отличия в строении зоны хр. Кумроч и п-ова Камчатского Мыса выявляются при рассмотрении их тектоники.

ТЕКТОНИКА ХРЕБТА КУМРОЧ И ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА. ЗОНА ХРЕБТА КУМРОЧ

Кумрочский антиклинорий на западе ограничен Центрально-Камчатской депрессией. А. М. Садреев в 1966 г. установил, что вдоль большей части этой границы по западному фасу хр. Кумроч отмечается существование разломов, секущих в районе г. Шиш четвертичные отложения (Шанцер, Тихонов, 1967). Существование этих разломов подтверждается и анализом данных аэромагнитных съемок (Ривош, 1963). От расположенного восточнее Тюшевского синклинория Кумрочский антиклинорий также отделен разломами, описание которых дано ниже.

Строение Кумрочского антиклинория сложно и в то же время очень однообразно. Здесь широко распространены отдельные чешуи, разделенные крутыми надвигами, плоскости которых падают на запад и северо-запад под углами 50—70°. В пределах отдельных чешуй, судя по данным М. Ю. Хотина и А. М. Садреева, распространены сжатые изоклинальные складки. Оси их параллельны надвигам, а осевые плоскости также наклонены на запад. Ширина таких складок колеблется от первых десятков до первых сотен метров при длине несколько километров.

Для примера рассмотрим строение антиклинория на широте верховьев р. Асхавы (рис. 1). Здесь он состоит из двух крупных чешуй. Восточная сложена породами ветловской свиты, смятыми в антиклинальную складку (Асхавская антиклиналь), отчетливо прослеживающуюся на юг до р. Камчатки. Южнее ее шарнир, видимо, погружается, и антиклиналь распадается на серию более мелких складок. Осевые поверхности всех складок наклонены на запад. Ядро Асхавской антиклинали, сложенное

эффузивно-кремнистыми породами ветловской свиты, осложнено многочисленными мелкими надвигами. Углы падения слоев в крыльях достигают 60—90°. Западнее антиклинали расположена Верхне-Асхавская синклинали.

В пределах восточной чешуи наблюдаются поперечные разломы запад — северо-западного простирания. Они, скорее всего, являются сбросо-сдвигами, смещающими оси складок на расстояния до 2—3 км и закручивающими в западном направлении.

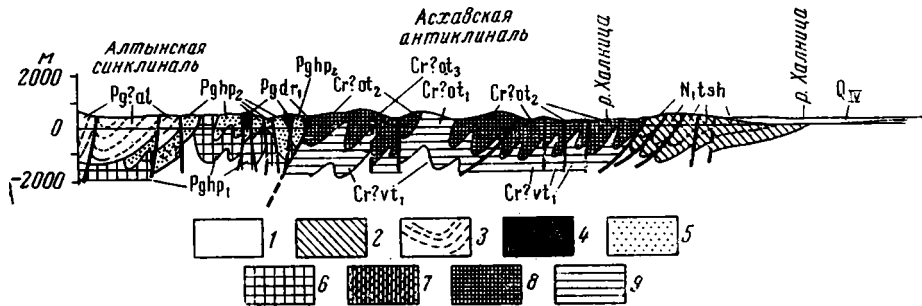


Рис. 1. Разрез через Кумрочский антиклинорий и Тюшевский синклиний в северной части района

1 — четвертичные отложения (QIV); 2 — отложения тюшевской серни (миоцен) (N1tsh); 3 — отложения алтынской свиты (Pg? al); 4 — отложения нижней части дроздовской свиты (Pg dri); 5 — отложения верхней части хапицкой свиты (Pghp2); 6 — отложения нижней части хапицкой свиты (Pghp1); 7 — отложения верхней части ветловской свиты (Cr? vt2); 8 — отложения средней части ветловской свиты (Cr? vt1); 9 — отложения нижней части ветловской свиты (Cr? vt1)

С запада эта чешуя ограничена надвигом, который отчетливо виден в долинах рек Правой и Левой Ветловых. Азимут падения его плоскости 295—305°, углы падения 45—60°. Породы вдоль плоскости сместителя перетерты до состояния тектонической глинки, мощность которой колеблется от 2 до 3 м. Внутри глинки сохраняются отдельные угловатые обломки пород лежащего и висячего боков. В породах на расстоянии 40—50 м от плоскости сместителя наблюдается интенсивное смятие, рассланцевание и повышенная трещиноватость.

Западная чешуя сложена породами хапицкой и дроздовской свит. Эти образования смяты здесь в сложно построенную Алтынскую синклинали, ядро которой сложено толщей пироксеновых туфов и эффузивов алтынской свиты, с резким угловым несогласием залегающих на подстилающих образованиях. В отличие от восточной чешуи, здесь отсутствуют поперечные сбросо-сдвиги, но значительно больше распространены продольные надвиги и взбросы.

Аналогичное (в виде двух чешуй) строение Кумрочского антиклинория наблюдается, судя по данным А. М. Садреева и Б. В. Ковалева, и южнее долины р. Камчатки. Следует отметить, что против п-ова Камчатского Мыса структура антиклинория наиболее сжата. Кроме того, на фоне выдержанных северо-восточных простираний разломов и складок здесь наблюдается некоторый их поворот в меридиональном, а затем вновь в северо-восточном направлении. К этой же зоне коленообразного изгиба структур приурочено и поднятие шарниров складок, развитых в пределах антиклинория.

Тюшевский синклиний сложен миоценовыми отложениями. От Кумрочского антиклинория он отделен зоной разломов, издавна известной на Камчатке под названием надвига Гречишкина. В изученном районе зона дробления вдоль плоскости этого надвига была вскрыта в долине р. Угольной. Здесь она представлена синими и зелеными глинками трения с обломками миоценовых и меловых (?) пород. Мощность глинки трения около 3 м. Азимут падения плоскости надвига 220—190°, угол

падения от 40 до 60°. На расстоянии 10—15 м от этой зоны прослеживается полоса пород, перетертых до мелкой щебенки. Сходная картина наблюдалась и в ряде других мест (р. Широкая, мыс Красный), куда прослеживается по простиранию этот надвиг.

Миоценовые отложения, слагающие Тюшевский синклиниорий, смяты в сравнительно широкие и пологие синклиналильные и антиклиналильные складки с углами падения на крыльях от 10 до 30° и размахом до 1,5—2,0 км. Лишь с приближением к надвику Гречишкина углы падения слоев становятся более крутыми, а местами слои даже опрокинуты на восток.

Таким образом, отчетливо видно, что Кумрочский антиклиниорий представляет собой сильно сжатую структуру чешуйчатого строения. Судя по простиранию отдельных чешуй, осей складок, надвигов и взбросов, можно предполагать, что формирование структуры антиклинория произошло за счет сжатия слоев в северо-запад — юго-восточном направлении. Присутствие аналогичных структур в миоценовых отложениях Тюшевского синклинория в Кроноцком районе свидетельствует о том, что эти движения были, по-видимому, после среднего миоцена.

ТЕКТОНИКА ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТСКОГО МЫСА

Структура п-ова Камчатского Мыса резко отличается от строения рассмотренной выше зоны хр. Кумроч. В пределах полуострова распространены разрывные и складчатые структуры преимущественно северо-западного простирания. В целом полуостров представляет собой сложно построенный горст-антиклиниорий, наиболее приподнятая южная часть которого сложена породами верхнего мела, интрузиями гипербазитов и габбро и протягивается вдоль его юго-западного побережья. Южное крыло антиклинория опущено под воды Камчатского залива, но, судя по аэромагнитным данным, его строение здесь существенно не меняется. Северо-восточное крыло горст-антиклинория сложено палеогеновыми образованиями и отделено от ядра крупной Пикежской зоной разломов (Пикеж).

Центральная часть горст-антиклинория сложена вулканогенно-кремнистыми образованиями африканской серии, повсеместно прениитизированными, катаклазированными, милонитизированными и подвергшимися интенсивным складчатым деформациям. Отчетливо выделяются складки с размахом крыльев по различным горизонтам смагинской свиты от 0,3—0,8 до 1,3—2,0 км. Крылья этих складок, углы падения которых варьируют от 45 до 70°, осложнены многочисленными антиклиналями и синклиналями более высоких порядков.

Высокая степень дислоцированности верхнемеловых пород обусловлена, с одной стороны, их близостью к Пикежской зоне разломов, а с другой — широким развитием мощных зон разновозрастных разломов, среди которых преобладают надвиги и секущие их взбросы.

Выделяются две системы надвигов. Одна из них (ее типичным представителем является надвиг горы Смагина) прослеживается от нижнего течения р. Каменной на северо-запад до верховьев р. Быстрой. Падение плоскости сместителя, которая трассируется по зоне трещиноватости и милонитизации и иногда достигает мощности 80—100 м, восток — северо-восточное с углами от 25—30° на юге до 60—70° на севере. Фронтальная часть надвига сложенная породами смагинской свиты, смятыми в мелкие складки, перекрывает образования как мелового, так и палеогенового возраста.

Система надвигов р. Угловой характеризуется субмеридиональным простиранием и наклоном плоскостей сместителей на запад. Севернее Пикежской зоны разломов надвиги не прослеживаются. Вдоль плоскостей их сместителей наблюдаются синие глинки трения, содержащие

линзы серпентинитов и ороговикованных вмещающих пород. Висячие крылья надвигов сложены верхнемеловыми породами; в лежащих, как правило, присутствуют миоценовые отложения. Последний факт, по нашему мнению, служит доказательством более позднего заложения системы надвигов р. Угловой.

Многочисленные более поздние нарушения типа сбросов и взбросов создают на поверхности сложный ветвящийся рисунок и разбивают породы ядра горст-антиклинория на узкие блоки, вытянутые в северо-западном направлении. Часть этих нарушений продолжается и в отложения плейстоцена и плейстоцена. Местами сетка разломов сгущается, образуя отдельные зоны. Одна из таких зон протягивается вдоль южного побережья полуострова в пределы развитого здесь массива габброидов. Многочисленные разрывы часто хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и прослеживаются по выходам сероводородных источников.

Северное крыло горст-антиклинория отделено от его ядра Пикезской зоной разломов, которая прослеживается, по геологическим и геофизическим данным, от устья р. Тарховки до устья р. Пикезж. Вдоль этой зоны наблюдается полоса передробленных, сильно измененных пород, превращенных на поверхности в вязкую синюю тектоническую глинку, содержащую подчас серпентинитовые включения. В устье р. Пикезж ширина этой полосы достигает 7—8 км, в бассейне ручья Незаметного 1,0—1,5 км; в среднем течении ручьев Хитрого и Обрывистого мощность зоны тектонически переработанных пород уменьшается до нескольких сотен метров. Далее на северо-запад зоне Пикезских разломов соответствуют, по данным Л. А. Ривоша и Г. П. Декина, зоны высоких градиентов гравитационного и магнитного полей.

Северное крыло горст-антиклинория Камчатского Мыса характеризуется несколько иным типом дислокаций. Здесь развиты разломы типа сдвигов и взбросо-сдвигов, причем складки и, вероятно, надвиги лишь сопутствуют им.

Северное крыло разбито двумя крупными разломами северо-западного простирания на три крупных блока. Юго-западный разлом прослеживается от верховьев ручья Керганского до с. Култул, северо-восточный — закартирован от устья р. Каменистой на севере до мыса Нос на юге. Ширина зон дробления пород вдоль выходов на дневную поверхность плоскостей этих разрывов достигает 20—30 м и более, причем местами вдоль плоскостей их сместителей наблюдаются линзочки синих тектонических глин. Описываемые разломы относятся, по-видимому, к категории взбросов с приподнятыми юго-западными крыльями. Амплитуда вертикального смещения по каждому из них превышает 1 км.

Строение блоков, ограниченных взбросами, определяется разрывными нарушениями (рис. 2). Юго-западный блок разбит рядом разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Вдоль разлома северо-западного простирания в низовьях ручья Шумного наблюдались складки волочения, указывающие на левостороннее горизонтальное перемещение вдоль его плоскости. С севера к этому разлому приключается система разломов, веерообразно расходящихся в северном направлении (структуры типа «конский хвост»). Для одного из них по характерному подвороту слоев установлено правостороннее горизонтальное смещение. Рассматриваемый блок характеризуется одной четко выраженной субширотной антиклиналью, приближающейся к брахиформной. По подошве верещагинской свиты размах ее крыльев достигает 1,5 км, протяженность 4,0 км.

Средний блок характеризуется редкой сетью разломов северо-восточного и более частой — субмеридионального и северо-северо-восточного простираний. Зоны дробления пород вдоль плоскостей этих разломов маломощны и не превышают 1,5—3,0 м. Часто они залечиваются дайками габбро и габбро-диабазов протяженностью до 12—15 км.

Разломы северо-восточного простирания смещают оси структур на 200—500 м, что наблюдается, например, в верховьях р. Беленькой. Субмеридиональные разломы, также группирующиеся в структуры типа «конский хвост», характеризуются правосторонними горизонтальными перемещениями. Амплитуды горизонтальных смещений, как правило, не превышают 1 км. В отдельных складках внутри этого блока размах

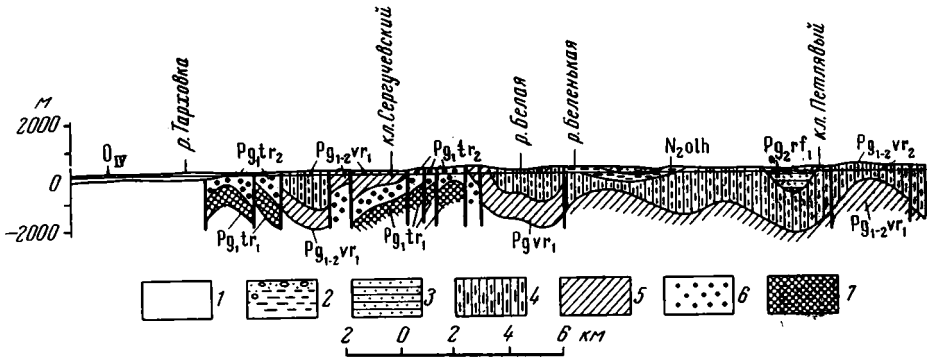


Рис. 2. Разрез через северную часть полуострова Камчатского Мыса

1—четвертичные отложения (Q_{IV}); 2—плиоценовые отложения (N_{2olh}); 3—отложения нижней части рифовской свиты (Pg_{1-2gf_1}); 4—отложения верхней части верещагинской свиты (Pg_{1-2vr_2}); 5—отложения нижней части верещагинской свиты (Pg_{1-2vr_1}); 6—отложения верхней части тарховской свиты (Pg_{1tr_2}); 7—отложения нижней части тарховской свиты (Pg_{1tr_1})

крыльев достигает 2—3 км, падение слоев на крыльях доходит до 60—90°, в ядрах — залегание почти горизонтальное. Размах крыльев структур здесь колеблется от 1 до 5 км, падения слоев в целом не такие крутые, как на севере, и не бывают больше 30—40°.

Видимая часть северо-восточного блока сложена почти горизонтально залегающими породами баклановской свиты. Вдоль юго-западного ограничения блока прослеживается антиклиналь с крутыми, а в массиве г. Офицерской даже запрокинутыми падениями на крыльях. Среди разрывов, пересекающих этот блок, наиболее характерны шарнирные сбросы северо-восточного простирания.

Таким образом, сдвиги присущи двум блокам из трех. Анализируя их систему, мы пришли к выводу, что и крупные разломы северо-западного простирания являются взбросо-сдвигами. К югу они затухают, преобразовываясь, по-видимому, в перпендикулярную им систему надвигов, наблюдаемую севернее долины р. 2-й Перевальной.

Возраст разломов северного крыла горст-антиклинория довольно точно устанавливается по возрасту приуроченных к их плоскостям даек (36 ± 2 млн. лет). Впоследствии они, по-видимому неоднократно подновлялись, но общий характер движений по разломам остался неизменным.

Нетрудно видеть, что строение п-ова Камчатского Мыса отличается от тектоники других зон Восточной Камчатки преобладанием структур северо-западного простирания, широким развитием сбросо- и взбросо-сдвигов, слабым распространением сжатых изоклинальных складок. Образование почти всех дислокаций этой зоны можно объяснить, если принять вывод о существовании правосторонней сдвиговой компоненты северо-западного простирания. Исключение — развитые здесь меридиональные надвиги, которые представляют собой явление, как мы полагаем, наложенное на северо-западные структуры полуострова и связанное, скорее всего, со складчатыми движениями на Восточной Камчатке.

Таким образом в рассматриваемом районе Камчатки мы наблюдаем две самостоятельные структурно-фациальные зоны, ориентированные почти перпендикулярно друг к другу и, видимо, сочленяющиеся по типу торца (рис. 3).

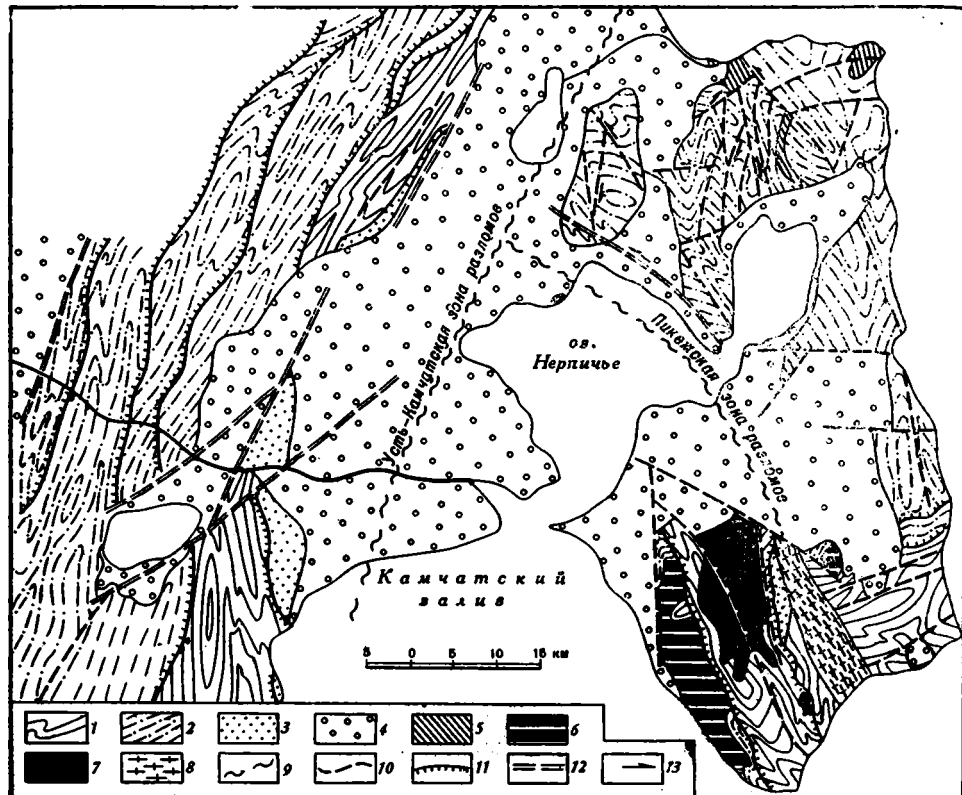


Рис. 3. Схема строения хребта Кумроч и полуострова Камчатского Мыса

1 — меловые (?) отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — миоценовые отложения; 4 — плиоцен-четвертичные отложения; 5 — диабазы и габбро-диабазы; 6 — габбро и габбро-диориты; 7 — ультраосновные породы; 8 — зоны крупных разломов, установленные по геологическим данным; 9 — они же, установленные по геофизическим данным; 10 — сбросы и сбросо-сдвиги; 11 — крутые надвиги и взбросы; 12 — разломы, вдоль плоскостей которых наблюдаются современные подвижки; 13 — направление горизонтального перемещения вдоль плоскостей сместителей сдвигов

Область непосредственного сочленения этих зон, к сожалению, перекрыта плиоцен-четвертичными отложениями, выполняющими депрессию оз. Нерпичье. Лишь на основании геофизических данных (резкое возрастание напряженности гравитационного поля от 5—10 до 60 мгл, приуроченность к этой зоне линейных магнитных аномалий) можно думать, что зона сочленения этих структур представляет собой зону крупных разломов, названную нами Усть-Камчатской. Основываясь на том, что складчатые и разрывные дислокации северной части п-ова Камчатского Мыса образуют определенный парагенез структур, один из авторов статьи (В. А. Селиверстов) считает, что Усть-Камчатская зона разломов в определенные этапы своего развития являлась крупным сдвигом. Однако в настоящее время еще нет определенных доказательств этого предположения. Из всего изложенного видно, что п-ов Камчатского Мыса резко отличается по своему строению и истории развития от прилегающих к нему зон Восточной Камчатки и является, если можно так выразиться, чуждой для нее структурой. На продолжении зоны п-ова Камчатского Мыса далее на восток располагаются структуры Алеутской островной дуги. Известные на о. Беринга палеогеновые отложения (свита мыса Толстого) очень похожи на верхнюю часть палеогенового разреза полуострова (Геология СССР, т. 31, 1964). Можно найти и другие черты сходства между отложениями п-ова Камчатского Мыса и других частей Алеутской дуги. Следует, однако, отметить, что по отношению к

структурам центральных частей Алеутской дуги п-ов Камчатского Мыса значительно более приподняты, а слагающие его образования сильнее дислоцированы (Геологическое строение... 1961; Пушаровский, 1963; Геология СССР, т. 31, 1964).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Особенности тектоники Восточной Камчатки на широте п-ова Камчатского Мыса показывают, что здесь, по всей видимости, происходит сочленение двух близких по природе зон, характеризовавшихся накоплением кремнистых, кремнисто-вулканогенных и вулканогенных формаций, присущих геосинклинальным прогибам, располагающимся вдоль западной окраины Тихого океана (Богданов, 1969). Можно думать, что резкое сочленение этих зон, по-видимому, сказывается и в некотором воздействии их друг на друга и, в частности, в наложении на свойственные им особенности строения некоторых черт тектоники, чуждых этим зонам. Речь идет о большей сжатости Кумрочского антиклинория против п-ова Камчатского Мыса, о поднятии его шарнира в этом районе, о поднятии западного окончания Алеутской дуги и о наложении на ее структуры надвигов, наклоненных на северо-запад.

Приведенные материалы могут оказать существенную помощь для понимания сущности геологических процессов в западной части Тихого океана, так как они свидетельствуют о том, что здесь вдоль границы континента и океана располагаются зоны с разной геологической историей, резко сочленяющиеся друг с другом. В этом отношении пример п-ова Камчатского Мыса не единичен. Аналогичные соотношения недавно были отмечены на о-ве Хоккайдо, где происходит сочленение Японской и Курильской островных дуг (Марков и др., 1967).

Изложенные данные позволяют говорить о необходимости изучения времени заложения отдельных частей зоны перехода от континента к Тихому океану. Нельзя считать эту зону связанной с единой планетарной зоной разломов, образовавшейся одновременно вдоль всей границы Тихого океана. Зона перехода от континента к океану состоит, по-видимому, из ряда сегментов, возникших в разное время и имевших различную геологическую историю.

Литература

- Берсон Г. Л., Смирнов В. Н. Особенности геологического строения полуострова Камчатский Мыс в связи с его положением на стыке Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Тр. Всес. нефт. п.-и. геол.-развед. ин-та, вып. 254, 1967.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. Геотектоника, № 3, 1969.
- Борзунова Г. П., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Шапиро М. Н. Палеоген полуострова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). Изв. АН СССР. Сер. геол. (в печати).
- Геология СССР. Т. 31, ч. 1, Изд-во «Недра», 1964.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. Гостоптехиздат, 1961.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки. Гостоптехиздат, 1955.
- Долматов Б. К., Хотин М. Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатского Мыса (Восточная Камчатка). Сов. геология, № 7, 1969.
- Марков М. С., Аверьянова В. И., Карташев И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. С. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 168, 1967.
- Пушаровский Ю. М. Очерк строения и развития Алеутско-Алекинской тектонической зоны. Тр. Геол. ин-та, вып. 89, Изд-во АН СССР, 1963.
- Ривош Л. А. О тектонике Камчатского п-ва и прилегающих к нему морских районов. Геология и геофизика, № 6, 1963.
- Шанцер А. Е., Тихонов В. И. Тектоника южной части хребта Кумроч. Геотектоника, № 3, 1967.

УДК 551.24(575.13)

И. М. МЕЛЬКАНОВИЦКИЙ, А. С. ОРЛОВСКИЙ,
В. Я. СИНЕЛЬНИКОВ, А. В. КИРШИН

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ

По данным геолого-геофизических исследований охарактеризовано более конкретно строение основных геологических элементов Ферганской впадины: конфигурация поверхности Мохоровичича, состав складчатого основания, тектоника мезозойско-кайнозойского покрова.

По данным глубинных сейсмических зондирований, сейсмологических и гравиметрических наблюдений, в центре Ферганской впадины толщина земной коры достигает 55 км (Вольвовский и др., 1962; Мелькановицкий, 1962). Ни в одной из межгорных или предгорных впадин Тянь-Шаня нет столь мощной земной коры. В области Кураминских гор толщина земной коры сокращается до 40—45 км. Значительную мощность земной коры Ферганской впадины, по-видимому, нельзя связать только с интенсивным ее прогибанием в альпийский геотектонический этап. Действительно, мощность мезозойско-кайнозойских осадков в близрасположенной Южно-Таджикской депрессии такого же порядка, что и в Ферганской впадине, однако толщина земной коры в этой депрессии примерно на 10 км меньше, чем в Фергане.

Мы почти не располагаем прямыми геологическими сведениями о составе и строении складчатого основания Ферганской впадины, погруженного на практически недоступную глубину — до 10—11 км. Немногочисленные скважины, пробуренные по периферии впадины, указывают на предположительно средне- и верхнепалеозойский возраст пород домезозойского цоколя, причем намечается постепенное омоложение этих пород при движении от южного борта впадины к ее центру. Представления геологов и геофизиков о строении складчатого основания Ферганской впадины крайне противоречивы. Ранее А. Н. Мазарович (1938) и другие предполагали, что в основании Ферганы расположена жесткая докембрийская глыба, облекаемая по периферии складчатыми герцинскими сооружениями. В. И. Попов (1955), а вслед за ним Д. П. Резвой (1959), Б. Б. Таль-Вирский (1964) и другие считают, что большая часть складчатого основания Ферганской впадины относится к Кураминской ядерной (по В. И. Попову) подзоне. А. И. Суворов (1954) доказывает, что в северной части Ферганской впадины залегает складчатое основание Кураминского типа, в южной — Туркестано-Алайского, в восточной — типа Ферганского хребта. Однако П. Д. Виноградов, В. И. Зубцов, В. Н. Огнев и др. (1958), А. С. Аделунг (1960, устное сообщение) полагают, что Ферганская впадина расположена исключительно на площади Южно-Тяньшаньской складчатой системы. Неясен также вопрос о глубинных разломах в зоне впадины. Например, Б. Б. Таль-Вирский (1964) отрицает древность заложения Северо-Ферганского разлома; О. М. Борисов (1962), А. И. Суворов (1954) и другие доказывают существование в пределах впадины крупных разломов «анти Тяньшаньского направления» и т. п.

Комплексная интерпретация всей совокупности геофизических данных (магниторазведки, гравиметрии, глубинных сейсмических зондирований) позволяет подойти к решению сложной задачи — выяснению природы складчатого основания Ферганы. Не вдаваясь в подробности методики геофизической интерпретации, принципы и особенности которой изложены в ряде опубликованных статей (Мелькановичкий, 1961, 1962; Орловский, 1964, и др.), сформулируем ее основные результаты.

Складчатое основание впадины испытало герцинскую складчатость. Мощность палеозойских пород в центре Ферганы достигает 8—10 км. Палеозойский комплекс пород включает осадочно-метаморфические и интрузивные образования, однако интенсивность магматической деятельности в Ферганской впадине была значительно слабее, чем в сопредельной Кураминской подзоне. Под юрскими и более молодыми породами, в наиболее погруженной части Ферганской впадины, залегают предположительно пермо-триасовые образования мощностью до 1000—2000 м. Они, по-видимому, представляют собой наиболее верхний структурный комплекс складчатого основания. Палеозойские породы складчатого основания Ферганской впадины образуют серию субшироко вытянутых узких складок. Вдоль Чаткало-Кураминских гор прослеживается Северо-Ферганский разлом, имеющий древнее заложение и являющийся границей между Срединным и Южным Тянь-Шанем. Вдоль северных предгорий Алайского хребта приходит Южно-Ферганский (Катранский) разлом также весьма древнего заложения. Южно-Ферганский разлом расчленяет Южный Тянь-Шань на две крупные структурно-формационные подзоны. Из них южная подзона испытала наибольшее прогибание в среднем палеозое, а северная — в верхнем. Ферганская впадина расположена на площади северной подзоны. Обе подзоны прослежены далеко на запад, вплоть до центральных Кызылкумов (Мелькановичкий и др., 1966).

С помощью гравиметрических и магнитометрических наблюдений установлены особенности тектонического строения впадины, дана приближенная оценка мощности выполняющих ее мезозойско-кайнозойских осадков; использование высокоточных гравиметрических наблюдений позволяет фиксировать локальные структуры. По данным сейсморазведки изучена гипсометрия поверхности карбонатно-гипсоносных пород морского палеогена. Для электроразведки в периферийной части впадины опорным горизонтом является складчатое основание, в центральной Фергане — соленосногипсоносные и карбонатные толщи неогена и палеогена. Кроме того, по данным ВЭЗ удается в верхней части разреза кайнозоя выделить грубообломочные неоген-четвертичные конгломераты и галечники. Для выяснения связи между альпийской тектоникой впадины и ее горного обрамления привлечены геологические материалы, отображающие современный структурный план доюрской поверхности выравнивания; использованы материалы Д. П. Резвого (1959), М. Г. Калабиной (1964), дополненные и уточненные нами.

Ферганская впадина расположена в пределах крупного блока земной коры, ограниченного с трех сторон глубинными разломами, омоложенными в кайнозое; с севера — Северо-Ферганским, переходящим на востоке в Чаткало-Атойнакский, с востока Таласско-Ферганским и с юга Южно-Ферганским (Катранским). На западе Ферганская впадина в виде узкого прогиба прослеживается по южной периферии Приташкентского района и замыкается к югу от небольших гор Пистали-Тау — Ханбанды-Тау, т. е. Фархадские ворота не являются западной границей впадины.

Рассматривая современный структурный план впадины, можно видеть, что простираения крупных альпийских структур и осложняющих их разрывов в основном повторяют простираение герцинских структур.

Важную роль в формировании мезозойско-кайнозойских структур играют разрывные нарушения. Их роль еще более подчеркивается тем фактом, что как Ферганская впадина в целом, так и отдельные ее локальные депрессии в большинстве случаев сочленяются с поднятиями по разломам. Таким образом, современная структура этой впадины представляет собой комбинацию форм пликативной и дизъюнктивной тектоники.

В пределах Ферганской впадины по геофизическим данным выявлена серия крупных флексурно-разрывных зон; многие из них имеют весьма глубокое заложение и длительный унаследованный характер развития. Эти зоны имеют субширотное простирание. Таковы Избаскент-Карабулакская флексурно-разрывная зона, Южно-Ферганская флексурно-разрывная зона и др.

Установлено, что интенсивность складчатости быстро ослабевает от периферии к центру впадины: складки в Центрально-Ферганской зоне, в отличие от периферийных частей впадины, характеризуются слабой вытянутостью; они достаточно пологие и мало отличаются по своей морфологии от складок покрова Туранской плиты. При отсутствии пограничных разломов крупные складки мезозойско-кайнозойского покрова переходят непосредственно в альпийские структуры палеозойского обрамления. Это хорошо видно в предгорьях Ферганского хребта (рисунок).

Мезозойско-кайнозойский покров Ферганской впадины может быть разделен на два структурных комплекса (яруса): нижний (мезозой — морской палеоген) и верхний (олигоцен — антропоген). Мощность осадков нижнего яруса, по геофизическим данным, по-видимому, не превышает 2,5—3,0 км. Центр прогибания Ферганской впадины в мезозойское время располагался в ее восточной части. Мощность юрских терригенных образований в наиболее опущенной части впадины составляет не более 500—800 м. Мощность отложений верхнего яруса в 2—4 раза превышает мощность осадков нижнего яруса. В центральной части Ферганы она составляет 5—7 км; в Южной и Северо-Восточной адырных зонах достигает 1,5—2,5 км, а в депрессиях 40-й параллели и Куршабской зоне — не превышает 0,5—1,0 км. Таким образом, суммарная мощность мезозойских и кайнозойских отложений в центральной Фергане равна 10—11, в Южной и Северо-Восточной адырных зонах — 3—4, в Куршабской зоне — 2,5, в депрессиях 40-й параллели — до 1,5 км. Карты изопахит отложений верхнего и нижнего ярусов в общем сходны между собой, что свидетельствует об унаследованном характере развития Ферганской впадины в ранние и поздние этапы альпийского цикла. К числу наиболее важных отличий тектонического развития в эти этапы следует отнести смещение во времени центра прогибания Ферганской впадины с востока на запад и общее расширение площади прогибания впадины в неогеновое время.

В Фергане, как и в остальной части Тянь-Шаня, фиксируется исключительно интенсивная подвижность земной коры в заключительные этапы альпийского цикла; она находит отражение в дислокациях и распределении мощности покровных неоген-четвертичных конгломератов и галечников. Отложения эти, по В. Н. Веберу (1934), К. В. Курдюкову (1948, 1950), С. С. Шульцу (1948) и другим, генетически связаны с возникновением и разрушением новейших горных поднятий, материал которых, перенесенный в основном водными потоками, отлагался в конусах выноса у их подножья. Процессы осадконакопления сопровождались ростом горных хребтов с образованием новых зон поднятий и прогибов; горы отвоевывали у Ферганской впадины все новые и новые площади.

В Ферганской впадине проведен большой объем электроразведочных работ, позволяющих в комплексе с данными бурения и геологического картирования построить карту распределения неоген-четвертичных конгломератов и галечников. Основные массы грубообломочного материала

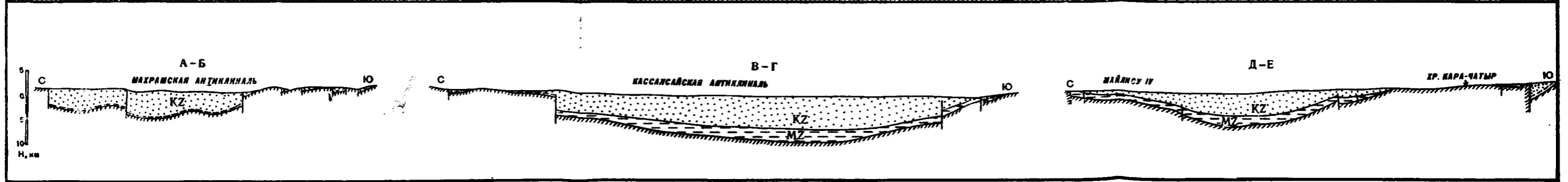
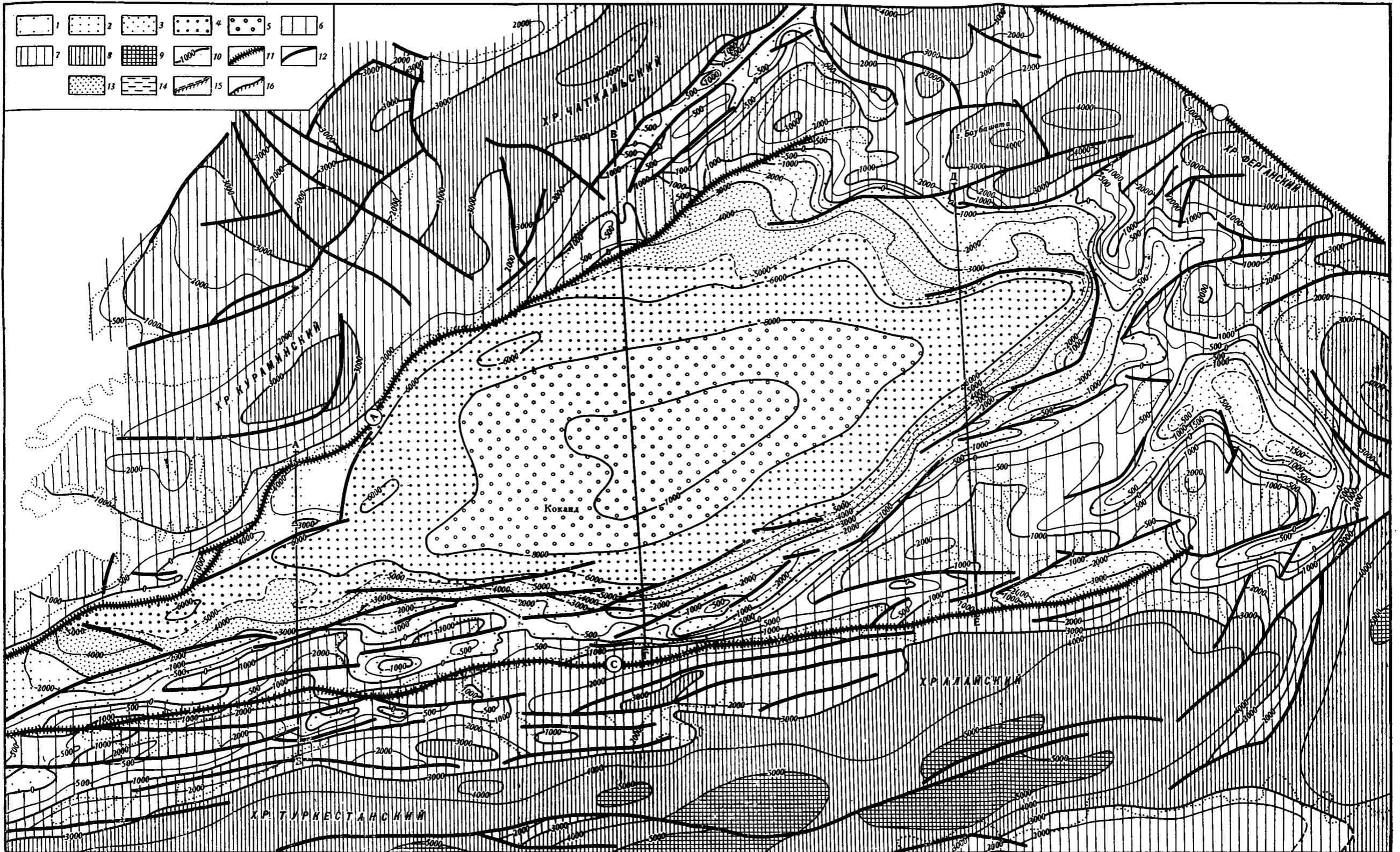


Схема альпийской тектоники Ферганской впадины и ее горного обрамления

1—5—области прогибания; величина опускания поверхности выравнивания на палеозойских породах составляет: 1—от 0 до 1000 м, 2—от 1000 до 3000 м, 3—от 3000 до 5000 м, 4—от 5000 до 8000 м, 5—более 8000 м; 6—9—области поднятий, величина поднятия поверхности выравнивания на палеозойских породах составляет: 6—от 0 до 1000 м, 7—от 1000 до 3000 м, 8—от 3000 до 5000 м, 9—более 5000 м; 10—изгиблы поверхности выравнивания палеозойских пород; 11—глу-

бинные разломы древнего заложения; А—Северо-Ферганский, В—Талассо-Ферганский, С—Южно-Ферганский; 12—разломы, возникшие в альпийский тектонический цикл. Условные обозначения и разрезы: 13—кайнозойские отложения; 14—мезозойские отложения; 15—мезозойские отложения, мощность которых не превышает 500 м; 16—поверхность выравнивания палеозойских пород

территориально приурочены к руслам современных рек. Крупность галек уменьшается от периферии к центру впадины. Одним из известных в геологической литературе примеров определения тектонических движений на основе анализа конгломератовых дельт являются проведенные В. Н. Вебером (1934) исследования Алауддинской дельты. В. Н. Вебер пришел к выводу, что дельта могла образоваться в условиях равнины, т. е. хребет Катран-Тау не являлся столь выраженным поднятием в рельефе, как на современном этапе. После образования Алауддинской дельты произошли тектонические движения, которые подняли всю область, включая и дельту, на 500—900 м, и в то же время севернее поднялся хребет Катран почти на 1500 м.

На основании анализа геологического и геофизического материала можно считать, что почти все конгломератовые дельты Ферганы сформировались в условиях, аналогичных образованию Алауддинской дельты. Тектонические движения, обусловившие подъем горной и прогиб депрессионной частей района, приводили к созданию на территории предгорных площадей конгломератовых дельт. Новые тектонические движения вызывали передвижения конгломератовых дельт к центру Ферганской впадины.

Литература

- Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. Узбекск. геол. ж., № 2, 1962.
- Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист VII-6 (Исфара), северная половина. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 194, 1934.
- Виноградов П. Д., Зубцов В. И., Огнев В. Н. и др. Тяньшаньская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», Т. 3, «Тектоника», Госгеолтехиздат, 1958.
- Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И. Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным. Сов. геология, № 11, 1962.
- Калабина М. Г. Карта глубин эрозионного среза Чаткало-Кураминской горной системы с момента образования месторождений кварц-барит-флюорит-полиметаллической формации. Материалы 1-го Среднеазиатского совещ. по методике составления металлогенических и прогнозных карт. Ташкент, 1964.
- Курдюков К. В. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIII (5), М., 1948.
- Курдюков К. В. Некоторые вопросы палеогеографии Ферганской котловины и скорость современных процессов эрозии и аккумуляции в ее пределах. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1950.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1938.
- Мелькановицкий И. М., Костромина Р. А. Геологическое картирование складчатого основания Приташкентской впадины по геофизическим данным. Тр. САИГИМС, вып. 5, Ташкент, 1961.
- Мелькановицкий И. М. Интерпретация гравиметрических аномалий при нарастающей плотности пород с глубиной. Сб. «Вопросы геофизических методов исследований», ГОСИНТИ, 1962.
- Мелькановицкий И. М. и др. Тектоническое районирование складчатого основания Тянь-Шаня по материалам геофизических исследований. Докл. АН УзССР, № 4, 1966.
- Мелькановицкий И. М. и др. Особенности строения земной коры Средней Азии по данным гравиметрических исследований. Докл. АН УзССР, № 2, 1967.
- Орловский А. С. Основные черты глубинного строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Попов В. И. Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры. Зап. Уз. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 7, 1955.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. ИГН АН СССР, вып. 158, 1954.
- Таль-Вирский Б. Б. и др. Новые данные о строении фундамента Ферганской межгорной впадины. Узбекск. геол. ж., № 5, 1964.
- Шульц С. С. Новейшая тектоника Тянь-Шаня. Госгеолиздат, 1948.

Институт геологии и разведки
нефтяных и газовых месторождений
Ташкент

Статья поступила
5 июня 1967 г.

УДК 551.243.1 (234.85)

Н. И. ХАЛЕВИН, И. Ф. ТАВРИН, А. А. КУЗНЕЦОВ

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ УРАЛА (по геофизическим данным)

На основании геофизических и геологических характеристик Урала выделены три группы разломов земной коры. К первой относятся разрывные нарушения и местные разломы. Одной из характерных черт их являются значительные изменения параметров даже на небольших расстояниях. Ко второй — региональному типу глубинных разломов — относятся дизъюнктивные нарушения значительной протяженности и относительно небольшой ширины, обычно достигающие мантии. К третьей группе относятся глобальные глубинные разломы, прослеживающиеся на тысячи километров и имеющие значительную ширину, соизмеримую с мощностью земной коры. Разломы этой группы захватывают не только земную кору, но и верхнюю мантию.

Разрывные нарушения и местные разломы нередко являются составными частями и элементами региональных глубинных разломов. Последние, в свою очередь, — частями глобальных разломов.

В настоящее время признано, что в структуре земной коры Урала очень важными элементами являются разломы. По материалам геологических и геофизических исследований на Урале выделено, прослежено и описано большое количество дизъюнктивных нарушений от сравнительно небольших разрывов до громадных глубинных разломов (Романов, 1949, 1958; Пронин, 1958, 1960, 1962; Халевин, 1960, 1962; Ананьева, Дорофеев, 1963; Булашевич и др., 1965; Червяковский и др., 1966; Ананьева и др., 1967 и т. д.). Наряду с этим практически отсутствуют опубликованные сведения о глубинности и строении зон дизъюнктивных нарушений, особенно крупных.

Под термином «разрывные нарушения» понимаются «изменения в залегании горных пород, вызывающие разрыв сплошности геологических тел, часто сопровождаемый перемещением разорванных частей геологического тела друг относительно друга» (Геологический словарь, 1960). Обычно этот термин употребляется для обозначения небольших разрывов с амплитудой от нескольких сантиметров до сотен метров, имеющих длину от сотен метров до нескольких километров.

Более крупные разрывы, как правило, называются разломами, которые определяются как «крупные разрывные нарушения земной коры, распространяющиеся на большую глубину и имеющие значительную длину и ширину» (Геологический словарь, 1960). Немаловажным признаком разлома является то, что он обычно происходит между разнородными тектоническими структурами и развивается длительное время.

В статье рассмотрены некоторые особенности разрывных нарушений и разломов, подмеченные авторами при интерпретации материалов геофизических наблюдений в пределах Урала. Рассмотрение начнем с разрывных нарушений.

Перед геофизиками при изучении разрывных нарушений могут быть поставлены следующие основные задачи: установление планового положения нарушения, определение его угла падения и амплитуды смещения. Опыт проведенных работ показывает, что это далеко не равнозначные задачи. Если положение нарушения часто может быть установлено

практически однозначно, то определение угла падения и амплитуды смещения удастся выполнить значительно реже.

Известно, что разрывные нарушения могут происходить в разных геологических условиях. Они проявляются в виде сбросов, сдвигов и надвигов. Мощность зоны разрывного нарушения обычно зависит от его величины. При крупных сбросах, сдвигах и надвигах может образоваться мощная зона дробления. Циркуляция растворов в зонах дробления во многих случаях приводит к метаморфическому перерождению пород. Очень часто к зонам разрывного нарушения приурочены жилы и дайки изверженных пород.

Изучение физических свойств пород зон дроблений показывает, что они существенно отличаются от физических свойств ненарушенных пород (Таврин, 1962; Халевин, 1964). Обычно измененные породы имеют повышенную электропроводность, пониженную плотность и магнитную восприимчивость, меньшую скорость распространения упругих колебаний. Заметим, однако, что в зонах нарушений протекают сложные физико-химические процессы, которые в ряде случаев могут привести и к увеличению значений некоторых физических параметров. Например, в пределах гипербазитовых массивов в зонах тектонических нарушений образуются сильно магнитные разности серпентинитов (Москалева, Зотова, 1965; Таврин, Чашухин, 1966). Жильные породы, внедрившиеся по зонам тектонических нарушений на Урале, как правило, отличаются повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью (Таврин, 1962; Бельтенева и др., 1967).

Отмеченные отличия физических свойств пород в зонах разрывных нарушений, по сравнению с малоизмененными породами соседних участков, в той или иной степени отражаются в физических полях. Выделяя и прослеживая при геофизических исследованиях последние, мы тем самым устанавливаем плановые положения разрывных нарушений.

Тектонические нарушения чаще всего фиксируются зонами повышенной электропроводности, точками дифракции и отсутствием выдержанных сейсмических границ, линейно-вытянутыми, относительно узкими магнитными и гравитационными аномалиями. Живущие в настоящее время тектонические нарушения отмечаются эпицентрами землетрясений, вытянутыми аномалиями при газовой и эманационной съемках. В тех случаях, когда породы зон тектонических нарушений подверглись интенсивным вторичным изменениям (окварцеванию, хлоритизации, оталькованию, карбонатизации и т. п.), над ними могут наблюдаться максимумы удельного электрического сопротивления и узкие отрицательные магнитные аномалии (Миков, 1966).

Сдвиги нарушений в плане иногда отчетливо устанавливаются по смещению осей магнитных и гравитационных аномалий, при этом сравнительно просто определяется величина сдвига.

В тех случаях, когда по тектоническим нарушениям контактируют породы различной плотности или магнитной восприимчивости, над контактами наблюдаются гравитационные и геомагнитные ступени (зоны повышенных горизонтальных градиентов). В этих случаях по результатам расчетов можно получить величины амплитуд сбросов, углы падений поверхностей сбрасывателей, а также оценить разность плотностей контактирующих пород. В качестве примера рассмотрим истолкование поля силы тяжести, наблюдаемого над сбросом в районе одного из железорудных месторождений Северного Урала (рис. 1). (Алейников, Кузнецов, 1963).

В результате интерпретации определено, что плоскость контакта между основными эффузивами и осадочными породами мезо-кайнозойского возраста падает на запад под углом около 110° , а амплитуда сброса достигает 300 м. Эти данные хорошо согласуются с геологическим разрезом, построенным по результатам бурения. Избыточная плотность,

полученная по расчетам ($\Delta\sigma = 1,0 \text{ г/см}^3$), также хорошо согласуется с фактическими данными. Действительно, плотность эффузивов составляет $2,80 \text{ г/см}^3$, а средняя плотность мезо-кайнозойских аргиллитов, доломитов, опок и песчаников колеблется от $1,60$ до $2,0 \text{ г/см}^3$.

Рассмотрим также пример использования данных сейсморазведки для оценки характеристик разрывного нарушения (Халевин и др., 1967). В западной приконтактовой зоне Ревдинского габбрового массива были

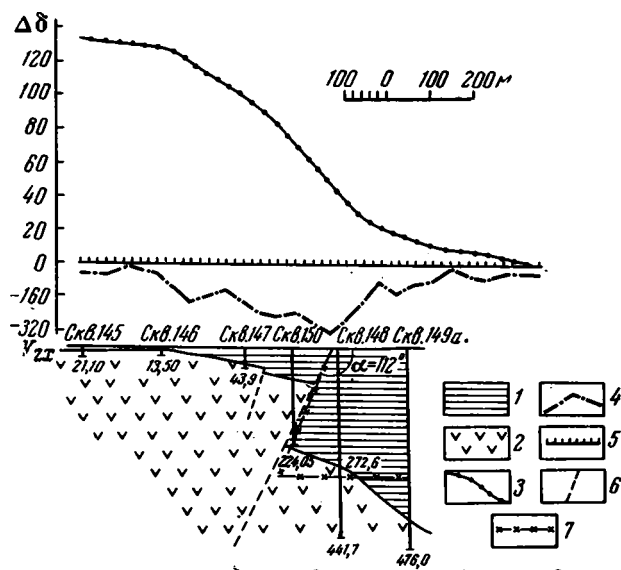


Рис. 1. Интерпретация аномалии силы тяжести над разрывным нарушением

1 — аргиллиты, опоки и песчаники мезокайнозоя; 2 — палеозойские эффузивы основного состава; 3 — кривая Δg ; 4 — кривая V_{zx} ; 5 — пункты наблюдений; 6 — линия тектонического контакта, установленная по данным бурения; 7 — линия нарушения, определенная в результате интерпретации

проведены исследования методом отраженных волн. Наблюдения выполнены на двух широтных, удаленных друг от друга на $4,4 \text{ км}$, и одном связующем меридиональном профилях. Результаты работ иллюстрируются рис. 2, где видно, что на обоих широтных профилях фиксируется зона нарушения, имеющая крутое западное падение.

У дневной поверхности зона нарушения совпадает с контактом метаморфизованных порфиринов на востоке, со сланцами и филлитами на западе. Контакт этот четко выражен в граничных скоростях на профиле II, где они соответственно равны $6,5$ и $5,6 \text{ км/сек}$, менее четко на профиле I — $6,2$ и $6,0 \text{ км/сек}$.

Зона тектонического нарушения отмечается разрывом отражающих горизонтов, а по профилю II — так же и хорошо выраженным их смещением по вертикали. Ширина зоны тектонического нарушения по сейсмическим данным оценивается в $0,3—0,5 \text{ км}$. Исследованиями устанавливается существенное изменение структурных элементов зоны рассматриваемого нарушения и по простиранию. Так, по северному III профилю можно говорить об изменении величины вертикального смещения при возрастании глубины, тогда как на более южном профиле I вертикального смещения практически не отмечается.

Следующей самостоятельной, более крупной структурной единицей являются глубинные разломы. По А. В. Пейве (1945), глубинные разломы отличаются тремя главными свойствами: большой глубиной заложения

ния, значительной протяженностью, длительностью и многофазностью развития. Помимо этого, обычно глубинные разломы разделяют блоки земной коры, характеризующиеся различным геотектоническим режимом. По глубинным разломам могут происходить как вертикальные, так и горизонтальные движения разделяемых ими блоков. Собственно зоны разломов представляют собой крупные зоны дроблений; при ближайшем рассмотрении — это сложное сочетание многочисленных разрывных нарушений, раздувов и пережимов и т. п. Нарушение сплошности в зоне глубинного разлома обуславливает ее повышенную проницаемость. Именно этим объясняется большая насыщенность этих зон магматическими образованиями.

Отмеченные выше факторы определяют специфический характер физических полей над глубинными разломами Урала, которые коррелируются с двумя типами гравитационных аномалий: либо с региональными гравитационными ступенями, либо с линейно вытянутыми аномалиями силы тяжести относительно небольшой ширины (Халевин, 1962; Таврин, 1966). В некоторых случаях над глубинными разломами Урала фиксируются аномалии одного из этих двух типов. Однако чаще на протяжении одного и того же разлома над ним последовательно чередуются аномалии первого и второго типов. В первом случае аномалии связаны со структурами сбросового или флексурного характера, а во втором — обусловлены интрузиями основного и ультраосновного состава, внедрившимися по зонам разломов.

Другим важным признаком глубинных разломов являются линейные полосы положительных магнитных аномалий, которые обычно указывают «на наличие в глубине поясов внедрения основных и (или) ультраосновных интрузий — характерных спутников глубинных разломов» (Халин, 1964). На Урале в зависимости от формы интрузий в пределах этих полос наблюдаются два типа магнитных аномалий. К первому относятся линейно вытянутые аномалии длиной до 200 км и шириной не более 5 км. Эти аномалии связаны с секущими интрузиями базитов и гипербазитов, имеющих форму крутопадающих пластов. Второй тип характеризуется сочетанием полос линейно вытянутых магнитных аномалий с обширными зонами « мозаичных аномалий ». Подобные поля наблюдаются над крупными, согласно залегающими интрузиями гипербазитов (Таврин, Родионов, 1963).

Анализируя материалы гравитационных и магнитных съемок, можно констатировать, что на Урале имеются три вида корреляционной зависимости для характеристики зон глубинных разломов. В первом случае им соответствуют полосовые гравитационные аномалии и относительно спокойное магнитное поле, во втором — наоборот — четкие, линейно вытянутые магнитные аномалии и отсутствие гравитационных: в третьем —

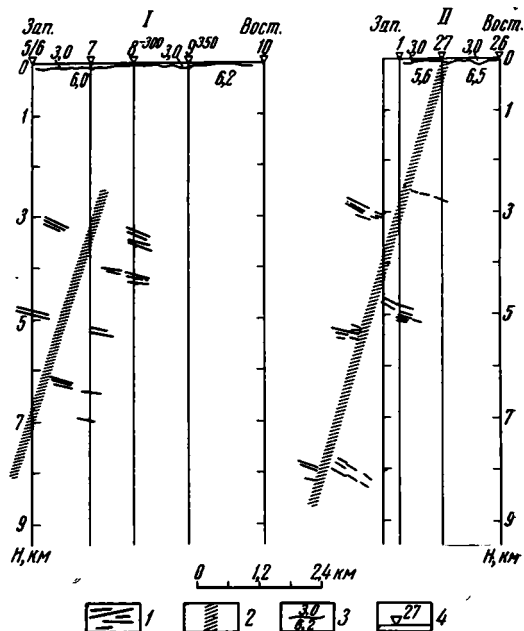


Рис. 2. Результаты сейсмических исследований над разрывным нарушением земной коры
 1 — отражающие площадки; 2 — зона разрывного нарушения, выявленная сейсморазведкой; 3 — преломляющая граница, пластовая и границная скорости, км/сек; 4 — сейсмические профили и пикеты взрыва

гравитационные аномалии сопровождаются линейно вытянутыми магнитными аномалиями.

В качестве примера рассмотрим строение зоны Миасско-Присакмарского глубинного разлома (по А. А. Пронину, 1963), разделяющего Уралтауское поднятие и Магнитогорское погружение (рис. 3). По классификации В. Е. Хайна (1964), этот разлом относится к внутригеосинклинальным

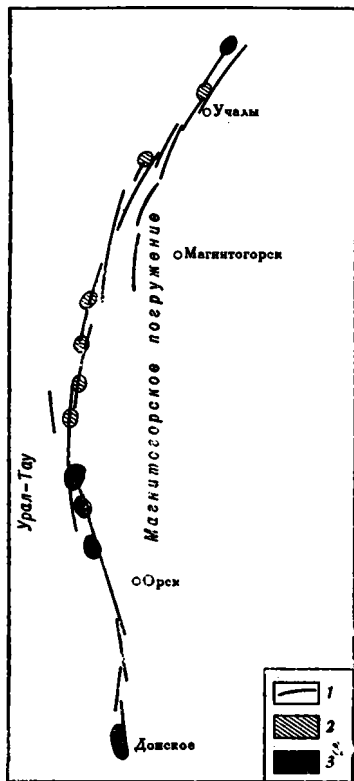


Рис. 3. Схема строения зоны Миасско-Присакмарского глубинного разлома

1 — разрывные нарушения первого типа, выделяемые по данным магнитометрии; 2 — минимумы аномалий силы тяжести; 3 — максимумы аномальной силы тяжести

граничным разломам, так как является границей эвгеосинклинали. Почти на всем протяжении разлому соответствует гравитационная ступень. Тем не менее на фоне резкого изменения поля силы тяжести над зоной разлома фиксируются локальные, вытянутые в субмеридиональном направлении положительные и отрицательные аномалии. Минимумы связаны с серпентинитами, а максимумы — со слабо измененными гипербазитами и габброидами. В магнитном поле над зоной разлома наблюдаются узкие линейно вытянутые магнитные аномалии, расположенные кулисообразно.

В результате интерпретации геофизических данных (гравиметрии и сейсмометрии) было сделано заключение (Таврин, 1966), что Миасско-Присакмарский глубинный разлом является глубинным сбросом, по которому опущено западное крыло Магнитогорского синклиория. Падение разлома несколько раз меняется с западного на восточное и наоборот. По данным гравиметрии, амплитуда вертикального перемещения в различных точках разлома не одинакова и, видимо, возрастает с севера на юг. Судя по расчетам, амплитуда смещения изменяется скачками, причем некоторые блоки не подчиняются отмеченному выше правилу. Границы, на которых происходят резкие изменения амплитуды сбросов, по-видимому, являются широтными или субширотными нарушениями в пределах погружения.

Изучение характера магнитного поля над Миасско-Присакмарским разломом показывает, что эта система разрывных нарушений, кулисно заходящих одно за дру-

гое. Обычно более северное нарушение расположено восточнее южного. Некоторые из этих нарушений, по данным магнитометрии, прослеживаются в пределы западного крыла Магнитогорского синклиория на несколько десятков километров.

При статистическом анализе детальных гравитационных и магнитных карт участков Миасско-Присакмарского глубинного разлома установлено, что вид роз-диаграмм и господствующее направление простираний разрывных нарушений в пределах гипербазитовых массивов и вмещающих толщ сравнительно близки. На некотором удалении от массива, которое меняется от сотен метров до нескольких километров, статистические характеристики существенно отличаются от рассматриваемых выше. Все это позволяет говорить, что зона глубинного разлома не ограничивается границами гипербазитовых массивов, а представляет собой сравнительно широкую полосу, захватывающую значительные участки смежных структур.

Однако следует отметить, что одни гравитационные и магнитные материалы не могут дать полной характеристики свойств, присущих глубинным разломам. Как уже отмечалось, по этим данным обычно достаточно достоверно устанавливается протяженность разломов. В тех же случаях, когда аномалии одного направления пересекают аномалии другого направления, представляется возможность судить и о многофазности их развития. Однако более достоверные данные о некоторых характеристиках и особенно о глубинности разлома пока могут дать только глубинные сейсмические зондирования. Так, например, на Свердловском профиле ГСЗ глубинные разломы четко выделяются по точкам дифракции, а также скачкообразными изменениями глубин залегания или разрывами опорных отражающих или преломляющих горизонтов, в особенности границ Конрада и Мохоровичича (Халевин и др., 1966; Дружинин и др., 1969). Кроме того, по сейсмическим данным представляется возможным судить о ширине зон глубинного разлома и оценивать крутизну их падения. В связи с этим напомним, что А. В. Пейве (1956) пишет: «Вероятно не малое значение имеет и крутизна падения зон глубинных разломов. По крутым зонам, по-видимому, предпочитают внедряться ультраосновные и основные интрузии, а более пологие зоны глубинных разломов — это места возникновения кислых магматических очагов».

Ряд геологов, изучающих глубинное строение Урала, давно обратили внимание, что Тагило-Магнитогорское погружение имеет такие особенности строения, которые не позволяют отнести его к синклиналильным структурам. Так, А. А. Пронин (1962) пишет, что «изучение тектоники погружений в особенности строения их периферических зон, показывает ..., что погружения (в том числе и Тагило-Магнитогорское) не являются сложными синклиналями, обозначаемые термином «синклинорий». Этот вывод аргументируется тем, что в Тагило-Магнитогорском погружении не наблюдается увеличения мощности толщ палеозоя в направлении от периферии к центру, нет закономерной смены в плане выходов пород более древних более молодыми по направлению к внутренним частям погружения, переход от поднятий к погружению происходит довольно резко.

А. В. Пейве (1947) относительно Тагило-Магнитогорского погружения замечает, что «нижний структурный этаж, лежащий под зеленокаменным комплексом, характеризуется большей раздробленностью, позволяющей определить общую структуру зеленокаменной полосы как огромный пояс глубинных разломов земной коры...».

Совместный анализ геологических и геофизических материалов позволяет нам высказать предположение, что Тагило-Магнитогорское погружение, по-видимому, действительно является огромным разломом глобального типа. Это подтверждается тем, что здесь наблюдаются все указанные выше свойства глубинных разломов.

Во-первых, рассматриваемая зона Уральского глобального разлома является полосой наиболее интенсивного и разнообразного проявления магматизма (Червяковский, 1964). Во-вторых, над этой структурой на протяжении более чем 2,5 тыс. км, наблюдается линейная субмеридиональная положительная гравитационная аномалия шириной до 100 км (зона 3, рис. 4). Отмеченная аномалия обусловлена совместным влиянием приближающегося к дневной поверхности базальтового слоя и изверженных пород на поверхности (Халевин, 1960). В других частях Уральской геосинклиналиной области гравитационные аномалии имеют значительно меньшую протяженность и выдержанность. В-третьих, по данным ГСЗ, на Свердловском профиле (Халевин и др., 1966; Дружинин и др., 1969) в пределах Тагило-Магнитогорского погружения наблюдаются «специфические черты строения земной коры и верхней мантии.

Рассматриваемая зона глобального разлома, по данным ГСЗ, прослеживается до глубины 70 км. По всей вероятности, она протягивается и глубже — по крайней мере до волновода. Сейсмические горизонты (поверхности гранито-гнейсового комплекса — Ф. Конрада — К и Мохоровичича — M_0) здесь нередко имеют меньшую контрастность, чем в

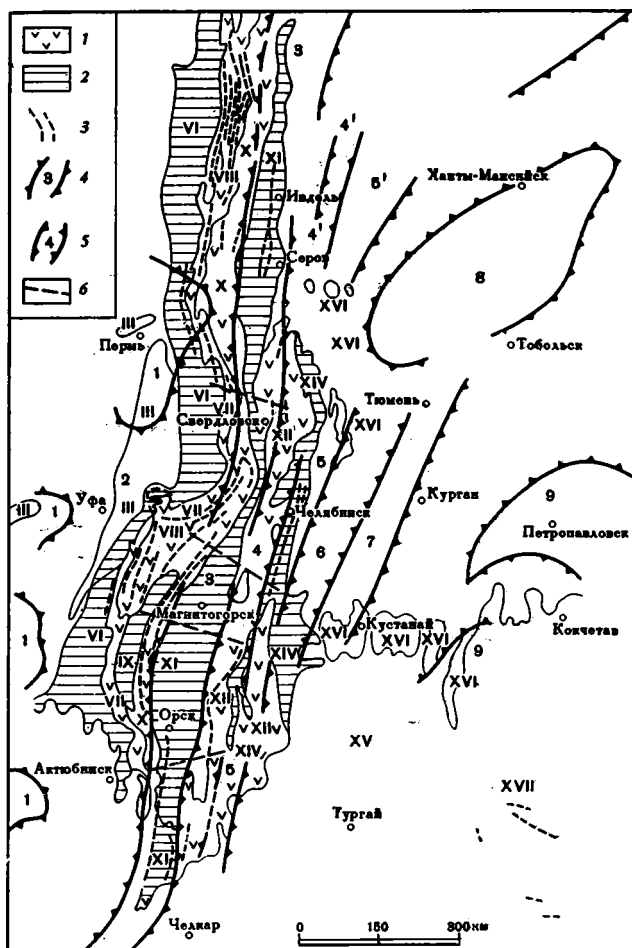


Рис. 4. Схема тектоники и зональности поля силы тяжести Урала и прилегающих площадей (тектоническую схему составили П. А. Аладинский и И. Д. Соболев, схему гравитационного поля — Н. И. Халевин)

1—антиклинории; 2—синклинории; 3—тектонические нарушения (по геологическим данным); 4—зона повышенного значения поля силы тяжести; 5—зоны пониженного значения силы тяжести; 6—субширотные тектонические нарушения Урала (по геофизическим данным)

смежных структурах (рис. 5). Кроме того, они характеризуются значительными разрывами. Для поверхности M_0 даже закритические стражения нередко теряют динамическую выразительность (Халевин и др., 1966).

По данным ГСЗ, в пределах зоны глобального разлома устанавливается увеличение до 30 км мощности базальтового слоя. Происходит это за счет приближения к дневной поверхности границы Конрада и погружения границы Мохоровичича.

Зона Уральского глобального разлома отмечается существенно повышенными скоростями упругих волн и плотностями пород (Таврин,

1962; Халевин и др., 1968). Так, граничные скорости для поверхностей K и M_0 здесь соответственно равны 7,5—7,7 км/сек и 8,3—8,4 км/сек. Первая величина является особенно аномальной. Известно, что для некоторых участков океанической и переходной коры такой граничной скоростью характеризуется поверхность M_0 (Косминская, 1964).

Анализируя скоростные параметры, а также учитывая значительную нарушенность поверхностей K и M_0 , можно высказать предположение о наличии в рассматриваемой зоне глобального разлома коро-мантийной смеси. Верхнюю и нижнюю границы последней установить в настоящее время трудно. По всей вероятности, ими являются поверхность Конрада и граница в верхах мантии — M_1 (см. рис. 5). Одним из факторов, который свидетельствует в пользу существования здесь специфической нарушенной зоны, может служить то, что в базальтовом слое отмечается значительное количество коротких отражающих поверхностей, нередко не имеющих преобладающих направлений падения. Кроме того, граница M_0 представляет собой не четко выраженную поверхность, а своеобразный слой мощностью 3—5 км, состоящий из множества отражающих горизонтов (Халевин и др., 1966; Незоленова, Халевин, 1967). Высказываемую точку зрения о коро-мантийной смеси можно хорошо увязать со взглядами К. Кука (Cook, 1962) и В. В. Белоусова (1966).

Убедительным аргументом в пользу выделения Уральского глобального разлома служит также строение верхней части мантии под Тагило-Магнитогорским погружением на Свердловском профиле ГСЗ. Здесь на глубине около 70 км выделяется сейсмический горизонт M_2 , который в средней части структуры имеет изгиб в сторону дневной поверхности. Амплитуда подъема этого горизонта не менее 10 км. Следует также отметить, что разрывы горизонтов M_1 и M_2 позволяют наметить в верхах мантии два наклонных нарушения, являющихся продолжением разломов земной коры, ограничивающих зону глобального разлома с запада и востока (см. рис. 5)¹.

В заключение подчеркнем, что основываясь на геофизической и геологической характеристиках различных зон Урала, целесообразно выделить три группы разломов земной коры. К первой группе относятся разрывные нарушения и местные разломы, одной из характерных черт которых является нередко значительное изменение параметров нарушения даже на небольших расстояниях. Во второй региональный тип глубинных разломов следует объединить дизъюнктивные нарушения значительной протяженности (десятки и сотни километров), относительно не-

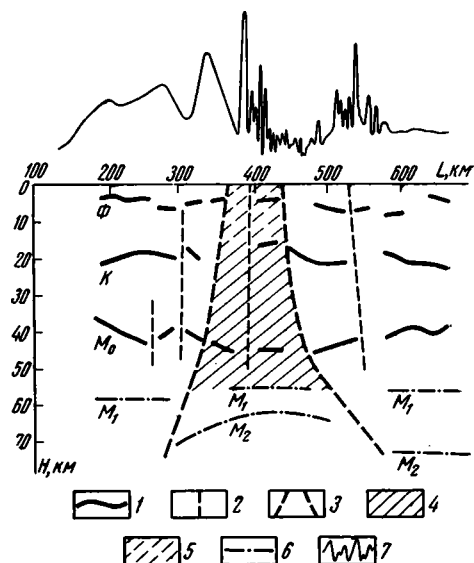


Рис. 5. Схематизированный разрез земной коры и верхней мантии Средней части Свердловского профиля ГСЗ (по материалам работы (Дружинин и др., 1969) с дополнениями Н. И. Халевина)

1 — наиболее уверенные сейсмические горизонты (Ф — поверхность гранито-гнейсового комплекса; К — Конрада. M_0 — Мохоровичича); 2 — разломы земной коры; 3 — разломы земной коры в верхней мантии; 4 — коро-мантийная зона; 5 — зона повышенной базификации гранито-гнейсового комплекса; 6 — сейсмические границы в верхней мантии (M_1 и M_2); 7 — магнитная кривая

¹ Есть основание говорить об отнесении Уральского глобального разлома к образованиям типа рифтов.

большой ширины (до 15 км). Разломы этого типа обычно достигают мантии. К третьей группе относятся глобальные глубинные разломы, имеющие большие линейные размеры (тысячи километров), значительную ширину, соизмеримую с мощностью земной коры и превышающую ее, захватывающие не только земную кору, но и верхнюю мантию, причем на значительную глубину.

Разрывные нарушения и местные разломы в большинстве случаев являются составными частями глубинных разломов. Последние в свою очередь нередко являются элементами глобальных структур третьего типа.

Применяя такой подход, мы одновременно хотим подчеркнуть, что предлагаемое деление в ряде случаев может оказаться формальным и даже условным. Поэтому на другие регионы его следует переносить с большой осторожностью.

Литература

- Алейников А. Л., Кузнецов А. А. Номограмма для решения обратной задачи гравиметрии в случае наклонного контакта, выходящего на поверхность. Сб. «Вопросы разведочной геофизики». Тр. Свердлов. горн. ин-та, вып. 44, 1963.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В. Элементы геологического строения восточного склона Урала по геофизическим данным. Тр. Свердлов. горн. ин-та, вып. 43, 1963.
- Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Ермакова Н. П., Дудкина З. И. Геофизические исследования геологического строения Урала. Сб. «Методика, техника и результаты геофизической разведки». Материалы V Всес. научн.-техн. геофиз. конференции в г. Новосибирске. Изд-во «Недра», 1967.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. Междуведомств. геофиз. ком-т при Президиуме АН СССР, Изд-во «Наука», 1966.
- Бельтенева Е. Б., Флакс Я. Ш., Кривченко А. И., Мансуров В. С. Региональные геофизические исследования масштаба 1:50 000 западного крыла Магнитогорского синклиория Южного Урала. Сб. «Методика, техника и результаты геофизической разведки». Материалы V Всес. научн.-техн. геофиз. конференции в г. Новосибирск. Изд-во «Недра», 1967.
- Булашечин Ю. П., Халевин Н. И., Тимофеев А. Н., Кузнецов А. А. К выбору места заложения сверхглубокой скважины на Урале. Геофизический сб. № 4, «Методические вопросы рудной геофизики Урала», Тр. Ин-та геофизики, № 3, Свердловск, 1965.
- Геологический словарь. Т. 2, Госгеолтехиздат, 1960.
- Дружинин В. С., Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Пузырев Н. Н., Рудницкий А. Л., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Ижевск — Ишим — Ханты-Мансийск — Енисейск — Братск. Сб. докл. на II конфер. «Верхняя мантия Земли и ее влияние на развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1969.
- Косминская И. П. Изучение земной коры в период МГГ. Междуведомств. геофиз. ком-т при Президиуме АН СССР. Геофиз. бюл., № 14, 1964.
- Миков Д. С. Применение геофизических методов для выявления и прослеживания зон разломов. В сб. «Практическое применение геофизических методов разведки», Изд-во Томск. ун-та, 1966.
- Москалева С. В., Зотова И. Ф. О магнитных свойствах ультраосновных пород. Докл. АН СССР, т. 162, № 1, 1965.
- Незолонова Э. А., Халевин Н. И. О характере раздела Мохоровичича на Урале. Сб. «Строение земной коры Урала». Тр. Ин-та геофизики УФАИ СССР, вып. 5, Свердловск, 1967.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд-во Моск. о-ва испыт. природы. Нов. сер., вып. 4(8), 1947.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пронин А. А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1958.
- Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала. Сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд-во АН СССР, 1960.
- Пронин А. А. О геотектонической основе металлогении Урала. Д. «Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале», т. 1. Тр. Горно-геол. ин-та, Свердловск, 1962.
- Пронин А. А. О связи тектонического и магматического процессов в геологической истории Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. Первого Уральск. петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.

- Романов Б. М. Габбро-перидотитовая формация Урала. Сов. геология, № 40, 1949.
- Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала», вып. 6, Госгеолтехиздат, 1958.
- Таврин И. Ф. Плотность и магнитная восприимчивость пород западной части Магнитогорского синклинория и восточной части Урал-Тау на Южном Урале. Тр. Ин-та геофиз. УФАН СССР, вып. 2, Свердловск, 1962.
- Таврин И. Ф., Родионов П. Ф. О строении ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклинория по геофизическим данным. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Тр. Первого Уральск. петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.
- Таврин И. Ф. О природе Миасско-Присакмарского глубинного разлома на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 167, № 1, 1966.
- Таврин И. Ф., Чашухин И. С. Использование магнитометрии при картировании внутренней структуры гипербазитовых массивов Южного Урала. Тезисы докладов на Втором Уральском петрограф. совещ., т. 2, Ультрабазиты, Свердловск, 1966.
- Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Халевин Н. И. Строение Урала в свете геофизических данных. Сов. геология, № 12, 1960.
- Халевин Н. И. Тектонические нарушения фундамента Зауралья по геофизическим данным. Тр. Ин-та геофизики УФАН, вып. 2, Свердловск, 1962.
- Халевин Н. И. Физические свойства пород и комплексов Красноуральского пересечения Н. Тагильского синклинория Урала. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 2, 1964.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Незолонова Э. А., Чудакова Л. Н. О результатах глубинного сейсмического зондирования земной коры на Среднем Урале. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, № 4, 1966.
- Халевин Н. И., Незолонова Э. А., Гонтарь В. Т. О возможности изучения сейсморазведкой глубинных нарушений земной коры на Урале. Сб. «Строение земной коры Урала». Тр. Ин-та геофиз. УФАН СССР. Геофиз. сб. № 5, Свердловск, 1967.
- Халевин Н. И., Дружинин В. С., Долгих В. В. Элементы строения Среднего Урала по данным комплексных геофизических исследований. Сб. «Глубинное строение Урала». Изд-во «Наука», 1968.
- Червяковский Г. Ф. Некоторые новые данные об истории развития тектонических структур и магматизма Тагильского и Магнитогорского погружений Уральской палеозойской геосинклинали. Сб. «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
- Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф., Ярош А. Я., Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Родионов П. Ф. Широтные и субширотные структуры Урала. Сов. геология, № 11, 1966.

Институт геофизики
Уральского филиала АН СССР
Свердловск

Статья поступила
20 июня 1967 г.

УДК 551.24(517)

И. Б. ФИЛИПОВА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ (Центральная Монголия)

На примере строения Хангайского синклинория показаны основные особенности строения и развития поздневарисской Хангай-Хэнтэйской складчатой зоны. Хангайский синклинорий выполнен мощным терригенным комплексом палеозойского возраста. Он представляет собой длительный, унаследованный и, возможно, непрерывно формировавшийся на протяжении палеозоя геосинклинальный прогиб с отчетливо выраженной тенденцией последовательного замыкания от краев к центру. Замыкание внутренней части синклинория произошло в конце верхней перми. Терригенные толщи внутреннего прогиба замещаются вулканогенными образованиями в пределах краевых поднятий синклинория. Перечисленные свойства Хангайского синклинория типичны для особой категории структурно-фациальных зон, выделяемых в качестве терригенных геосинклинальных зон.

ВВЕДЕНИЕ

Долгое время точные контуры и особенности строения так называемого Монголо-Охотского пояса оставались на территории Монголии неясными. Было известно, что к нему принадлежит Хангай-Хэнтэйская зона, впервые описанная под этим названием А. Х. Ивановым и показанная на тектонической карте Евразии. Примерно ту же зону В. А. Амантов и П. С. Матросов (1961) выделили в качестве Монголо-Амурской. Хангай-Хэнтэйская зона прослеживается по полям развития мощных и разнообразных терригенных толщ, возраст и внутреннее расчленение которых до сего времени вызывают большие дискуссии. Не менее характерны для этой зоны проявления мезозойского магматизма, с которым связано редкометальное оруденение. Как известно, именно металлогенические особенности послужили в свое время А. Е. Ферсману основанием для выделения Монголо-Охотского пояса.

Строение Хангай-Хэнтэйской зоны начало выясняться только в последнее десятилетие в основном благодаря исследованиям А. Х. Иванова (1959), Н. А. Маринова (1957), В. А. Амантова (Амантов, Матросов, 1961), Л. П. Зоненшайна (1967), Ю. А. Борзаковского и др. (1967). До этого возраст терригенных толщ, слагающих Хангай-Хэнтэйскую зону, трактовался в очень широком интервале: от протерозоя до верхнего палеозоя. Большие разногласия существуют и до сего времени в отношении роли мезозойских движений в формировании этой зоны. Особенно подробно Хангай-Хэнтэйская зона была изучена в процессе геологосъемочных работ Л. П. Зоненшайном, А. К. Уфляндом, Н. Н. Херасковым, В. И. Гольденбергом и автором в пределах ее западного окончания, выделяемого в качестве Хангайского синклинория. На примере этого синклинория удастся проследить многие основные особенности строения и развития всей Хангай-Хэнтэйской складчатой зоны. Главные результаты этих исследований излагаются ниже, причем основное внимание обращено на строение и развитие внутренних частей Хангайского синклинория.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Хангайский синклиниорий представляет собой в плане крупный овал, вытянутый в северо-западном направлении и ограниченный со всех сторон разломами (рис. 1). На севере он отделяется системой широтных разломов от складчатых структур раннекаледонского возраста. К наиболее южным разломам этой системы приурочена цепочка депрессий, выполненных терригенными толщами нижнего карбона. В совокупности они образуют Приорхонский прогиб, располагающийся как на раннекаледонских складчатых сооружениях, так и на краевых частях Хангай-

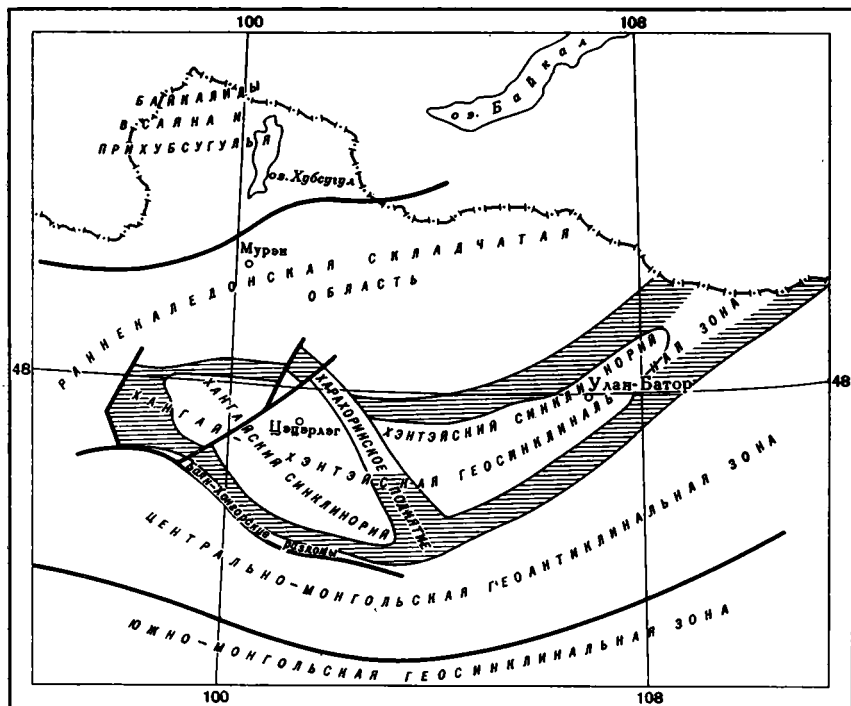


Рис. 1. Положение Хангайского синклинория в структуре Центральной Монголии (заштрихованы краевые поднятия Хангай-Хэнтэйской зоны)

Хэнтэйской зоны. К югу от Хангайского синклинория расположено западное окончание Центрально-Монгольской геосинклинальной зоны, отделяющей Хангай-Хэнтэйскую зону от следующей к югу Южно-Монгольской ранневарисской геосинклинальной зоны. Ядро Центрально-Монгольской зоны сложено протерозойскими образованиями. На ее краях, по границе со смежными геосинклинальными зонами, прослеживаются системы глубинных разломов. Так, Хангайский синклиниорий отделен от Центрально-Монгольской геосинклинальной зоны системой Баянхонгорских глубинных разломов, в пределах которой развиты в основном зеленокаменно-сланцевые и карбонатные образования венда — нижнего кембрия. Кроме того, здесь же в узких грабенах зажаты ордовикские и девонские отложения геосинклинального типа. Более молодые каменноугольные и пермские отложения представлены вулканогенными и молассовыми образованиями. От расположенного восточнее Хэнтэйского синклинория, принадлежащего также Хангай-Хэнтэйской зоне, Хангайский синклиниорий отделен поперечным Хархоринским поднятием, сложением докембрийскими и, возможно, нижнепалеозойскими метаморфизованными песчано-сланцевыми образованиями. Северо-западное окончание Хангайского синклинория растворяется в об-

ширных полях гранитоидов верхнепалеозойского и мезозойского возраста, входящих в состав Южно-Сибирского гранитоидного пояса (Зоненшайн, 1967). В силу этого граница рассматриваемой структуры с находящимися западнее каледонскими сооружениями остается неясной. Думается, что здесь имеется торцовое сочленение, так как по простиранию исчезает громадная складчатая зона. Не случайно поэтому скопление здесь громадных интрузивных масс.

Эгиндабинской системой разломов северо-восточного простирания Хангайский синклиний разбит на два крупных блока: западный и восточный, причем восточный сдвинут по отношению к западному на 20—25 км в северо-восточном направлении. В целом ему свойственно простое синклинальное строение, запечатленное в последовательной смене от краев к центру синклинория нижнепалеозойских образований все более молодых — средне- и верхнепалеозойскими. В структуре Хангайского синклинория обособляются краевые поднятые части и внутренние опущенные, обладающие различным строением. В пределах тех и других четко выделяются палеозойские структуры и резко наложенные на них мезозойские мульды и грабены. Последние выполнены вулканогенными и молассовыми формациями орогенного типа и представляют собой самостоятельный орогенный структурный комплекс, выступающий как единый по отношению ко всему Хангайскому синклинорию. Палеозойская структура краевых поднятий синклинория и его внутреннего прогиба различна. Краевым поднятиям свойственно присутствие двух структурных этажей. Нижний из них образован геосинклинальными формациями венда — нижнего кембрия и нижнего палеозоя, а верхний — вулканогенными и обломочными, преимущественно геантиклинальными формациями среднего — верхнего палеозоя. Палеозойская структура внутреннего прогиба сформирована различными терригенными толщами с примесью вулканогенных пород, относящимися к группе внутрисинклинальных терригенных формаций. Среди них выделяются песчаниковые, флишодные и вулканогенно-кремнистая формации девона — нижней перми. Структурно к этому комплексу относится венчающая его грубообломочная формация верхней перми. Соотношения геосинклинальных толщ внутреннего прогиба с геосинклинальными образованиями краевых поднятий синклинория не установлены. Однако не исключается (по некоторым данным, высказываемым ниже), что внутри прогиба они образуют единый геосинклинальный структурный комплекс.

КРАЕВЫЕ ПОДНЯТИЯ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Краевые части Хангайского синклинория оформились как поднятия в каледонскую эпоху складчатости. Выделяются два крупных поднятия: Шараускольское по юго-западному обрамлению синклинория и Ундуруланское — на севере его. Шараускольское поднятие более крупное, с хорошо развитой складчатой структурой и отчетливым замыканием на западе синклинория. Внутренняя структура Ундуруланского поднятия сильно затушевана интрузиями гранитоидов и наложенными мульдами девонских и более молодых отложений. От внутреннего прогиба поднятия ограничены разломами, имеющими часто сложное ступенчатое строение.

Как уже отмечалось, для палеозойского комплекса краевых поднятий характерно присутствие двух структурных этажей, разделенных преддевонским несогласием.

В строении нижнего структурного этажа участвуют карбонатно-вулканогенно-сланцевые образования венда — нижнего кембрия и песчано-сланцевый комплекс нижнего палеозоя. Вендско-нижнекембрийские отложения выходят в ядре Шараускольского поднятия. По данным Н. Н. Хераскова, они слагаются мощными (5000 м) карбонатно-терри-

генными и кварцито-сланцевыми образованиями, содержащими покровы зеленокаменно измененных основных эффузивов. В карбонатных породах известны лишь водоросли нижнекембрийского облика, обнаруженные Г. А. Кудрявцевым у перевала Суджин-Хабчигин-Даба. Нижнепалеозойский комплекс, выделенный в качестве дзагинской серии, вскрывается в пределах обоих краевых поднятий, но наиболее широко развит на Шараусгольском поднятии. Дзагинская серия состоит из метаморфизованных и рассланцованных песчаников, алевролитов, филлитовидных глинистых сланцев, окрашенных в зеленые, зелено-серые, реже лилово-серые тона. В нижней части серии появляются метаморфические кварцево-хлорито-серицитовые сланцы. Очень характерны известковистые песчаники и сланцы рыже-бурой окраски. Изредка отмечаются прослойки мелкогалечных конгломератов, известняков, единичные покровы кислых эффузивов. Мощность дзагинской серии — 6000 м. В 5 км восточнее сомона Гурбан-Булак дзагинская серия залегает, по данным Н. Н. Хераскова и Л. П. Зоненшайна, структурно и стратиграфически согласно с подстилающими вендско-нижнекембрийскими отложениями. Возраст дзагинской серии определяется косвенными данными. С одной стороны, ее согласное налегание на предполагаемый нижний кембрий датирует ее вероятный нижний возрастной предел как средний кембрий, с другой — породы дзагинской серии литологически весьма близки к фаунистически охарактеризованным средне- и верхнеордовикским отложениям Баянхонгорской зоны. В свете сказанного возрастным диапазоном дзагинской серии с определенной условностью можно рассматривать интервал средний кембрий — ордовик. В целом породам нижнего структурного этажа свойственна напряженная линейная складчатость. При этом направление осей крупных складок почти всегда параллельно разломам, ограничивающим Хангайский синклиорий.

В строении верхнего структурного этажа краевых поднятий участвуют вулканогенные, терригенные и молассовые образования девонского, нижнекаменноугольного и нижнепермского возраста.

Наиболее полный разрез девонских отложений установлен в пределах Ундуруланского поднятия, в районе пос. Таряту (оз. Тэрхин — Цаган-Нур). Именно здесь впервые для Центральной Монголии П. П. Сизовой в 1935 г. доказано присутствие морских нижнедевонских отложений. Исследования В. И. Гольденберга, Л. П. Зоненшайна, автора и других показали широкое развитие девонских отложений по северному обрамлению Хангайского синклиория, причем, как выяснилось, в их составе главенствующую роль играют субазальные вулканогенные образования. Девонские отложения разделяются на три свиты: наринскую — вулканогенную, тарятскую — терригенную и хунейскую — снова вулканогенную. Наринская свита состоит из разнообразных пестро окрашенных лав среднего, реже кислого состава, лавобрекчий и туфов; подчиненно развиты туфоконгломераты и туфобрекчии. На южном краю поля распространения наринской свиты, у границы с внутренним Хангайским прогибом, среди эффузивов появляются зеленые песчаники и туфоалевролиты. Наринская свита несогласно ложится на дзагинскую серию. Мощность свиты — 1500—2500 м. Граница между наринской и тарятской свитами проводится по появлению мощных валунно-галечных конгломератов. Тарятская свита четко разделяется на две толщи: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — песчано-алевролитовую с морской фауной. Нижняя толща состоит из красноцветных крупногалечных конгломератов вулканического состава с туфогенным цементом. Мощность толщ — 500 м. Верхняя толща представлена зеленоватосерыми полимиктовыми песчаниками, перемежающимися с алевролитами и аргиллитами. Мощность ее — 1200 м. У юго-восточного окончания оз. Тэрхин — Цаган-Нур в темных аргиллитах верхней толщи В. И. Гольденберг собрал обильную фауну брахиопод, трилобитов, пе-

леципод, криноидей. Из брахиопод Т. Г. Сарычева, А. Н. Сокольская, Г. А. Безносова определили *Rhytistrophia becki* (Hall), *Leptaena cf. lebedevi* (Tchern.), *Pareatonia cf. sinuata* (Hall), являющиеся руководящими нижнедевонскими формами. Из этой же свиты в 1963 г. И. И. Волчком и Б. Лувсан-Данзаном были собраны брахиоподы: *Dalvanella* sp., *Schuchertella cf. woolworthana* (Hall), *Eatonia ex gr. sinuata* (Hall), являющиеся также типичными для нижнего девона. К нижнему девону вероятно, относится и лежащая ниже наринская свита. Хунейская свита распространена более широко, чем другие девонские свиты. Она представлена лавами и пирокластами липаритовых порфиров и андезитовых порфиритов. Характерно присутствие на разных уровнях грубообломочных пород: туфобрекчий и туфоконгломератов. Чередование пород разного химического состава совершенно незакономерно, но в целом вулканогенные образования кислого ряда локализируются главным образом в нижней половине хунейской свиты, тогда как порфириты и их туфы свойственны больше ее верхней половине. Кислые разности окрашены в розовые, сиреневые и светло-серые тона; обычны флюидалные текстуры. Эффузивы среднего состава обладают зеленовато-серой, реже лиловой окраской. Среди них доминируют афировые миндалекаменные андезитовые порфириты. Мощность свиты — 4000 м. Хунейская свита располагается на подстилающих образованиях различного возраста. На южном берегу оз. Тэрхин — Цаган-Нур она согласно, но с размывом залегает на терригенных породах тарятской свиты. В районе пос. Батцэнгил она с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывает песчано-сланцевые породы нижнепалеозойской дзагинской серии. Средне- и верхнедевонский возраст хунейской свиты вытекает из ее стратиграфического положения между палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего девона и нижнего карбона. Вулканогенные образования, аналогичные, по-видимому, хунейской свите, обнаружены Н. Н. Херасковым и на Шараусгольском поднятии, где они резко несогласно залегают на нижнем кембрии и характеризуются сильно сокращенным разрезом (мощность 700—800 м).

Нижекаменноугольные отложения в пределах Ундуруланского поднятия приурочены к уже упоминавшемуся Приорхонскому прогибу и образованы преимущественно песчаниками и алевролитами, окрашенными в серые и зеленовато-серые тона. На разных уровнях появляются грубообломочные породы — конгломераты, гравелиты. Характерны немногочисленные горизонты голубовато-серых окремнелых алевролитов и аргиллитов. В целом толще присуща частая перемежаемость отдельных разностей обломочных пород между собой. Некоторые пачки обладают ритмичной слоистостью флишеподобного типа. На западе прогиба, в бассейнах рек Сумэин-Гол и Чулутуын-Гол нижекаменноугольные отложения несогласно с конгломератами в основании лежат на эффузивах хунейской свиты среднего — верхнего девона. Выше конгломератов, в пачке зеленых песчаников и алевролитов, В. И. Гольденберг обнаружил брахиоподы, пеллециподы, криноидеи, гастроподы. Среди брахиопод Т. Г. Сарычева, А. Н. Сокольская, Г. А. Безносова определили *Orthotetes* sp. ex. gr. *kaskaskiensis* (Mc Chesney), *Septosyringothyris* sp., *Cleiothyridina cf. expansa* (Phillips), *Punctospirifer* sp., *Dielasma cf. chouteauensis* Weller, *Schellwienella cf. rotunata* Thomas, *Camarotoechia cf. pleurodon* (Phillips), указывающие на визейский возраст вмещающих отложений. Мощность нижнего карбона в данном районе достигает 3000 м. В пределах Шараусгольского поднятия нижекаменноугольные отложения сохранились в небольших мульдах и грабенах. Они представлены в основном песчанико-конгломератовыми образованиями молассового типа, залегающими несогласно на девонских эффузивах и нижнем кембрии. В низах разреза содержится брахиоподовая фауна (сборы Н. Н. Хераскова), среди которой определены *Linoproductus* sp.,

Dictyoclostus sp., *Torynifer* sp., *Punctospirifer* sp., в том числе турнейские формы: *Schuchertella* cf. *lens* (White), *Spirifer* ex gr. *tersiensis* Rotai.

Нижняя пермь, представленная грубообломочными континентальными образованиями с руководящей нижнепермской флорой (*Noeggerathiopris derzavini*), описана Н. Н. Херасковым на Шараусгольском поднятии, где она выполняет небольшой грабен в верховьях р. Шара—Ус-Гол.

Верхнему структурному этажу краевых поднятий свойственна многоярусность структуры. Различные достаточно резко выраженные несогласия фиксируются внутри девона, перед карбоном, в основании нижней перми. Однако по направлению к центру Хангайского синклинория эти несогласия полностью исчезают. Обнаруживаются некоторые существенные различия в морфологии наложенных структур обоих краевых поднятий. Для Шараусгольского поднятия характерны небольшие блюдецобразные наложенные мульды или грабены, причем девонско-каменноугольные мульды локализируются в основном в пределах осевой части краевого поднятия, тогда как нижнепермский грабен располагается на восточном крыле поднятия, ближе к внутреннему прогибу. На Ундуруланском поднятии девонские отложения смяты в крупные линейные синклинали, разделенные пологими антиклинальными перегибами. Направление осей складок преимущественно широтное и в целом параллельно простиранию осей складок нижнего структурного этажа. Девонские структуры развиты в основном по южному краю поднятия, в непосредственном соседстве с Хангайским внутренним прогибом. Особое место занимает Приорхонский внешний геосинклинальный прогиб, выполненный нижнекаменноугольными отложениями. Он протягивается вдоль северного края Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны. Его западное окончание находится в районе оз. Тэрхин — Цаган-Нур, откуда он прослеживается почти в широтном направлении в бассейне р. Орхон. В структурном отношении Приорхонский прогиб своим южным краем располагается на Ундуруланском поднятии, а северным — на раннекаледонских сооружениях, т. е. он приурочен к зоне разломов, разделяющих ранние каледониды и Хангай-Хэнтэйскую зону. Образования, слагающие Приорхонский прогиб, залегают с перерывом и угловым несогласием на нижнем палеозое и девоне Ундуруланского поднятия и выделяются в самостоятельный структурный ярус. Для него характерна значительная напряженность складчатых дислокаций; обычны линейные крутые складки.

Таким образом, краевые поднятия характеризуются присутствием двух структурных этажей, разделенных каледонским несогласием. Однако это несогласие, по-видимому, исчезает во внутренних частях Хангайского синклинория, где возможен постепенный переход дзагинской серии в средне- и верхнепалеозойскую хангайскую серию. Нижнепалеозойское сланцевое обрамление является повсеместной и обязательной принадлежностью всей Хангай-Хэнтэйской зоны. С его развитием связано формирование двух гранитоидных комплексов: нижнепалеозойских плагиогранитов и верхнекаменноугольных гранодиоритов (тарбагатайский комплекс).

ВНУТРЕННИЙ ПРОГИБ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Хангайский внутренний прогиб выполнен мощным терригенным комплексом, выделяемым в качестве хангайской серии и охватывающим, по данным В. А. Амантова, А. К. Уфлянда, М. В. Дуранте и автора, широкий возрастной интервал от девона до нижней перми. Замыкающие прогиба произошло в конце верхней перми, поскольку верхнепермские отложения дислоцированы согласно и в едином структурном плане с подстилающими средне- и верхнепалеозойскими толщами.

Хангайская серия представляет собой мощный (12—13 км) однообразный комплекс незакономерно чередующихся разномасштабных полимиктовых и вулканомиктовых песчаников, алевропесчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов, окрашенных в монотонные грязно-зеленые, оливково-серые, темно-серые и голубовато-серые тона. Характерно присутствие на разных уровнях линзовидных горизонтов сургучно-красных яшм и яшмокарцитов, сопровождающихся иногда железо-марганцевое оруденение. Поражает массивный неслоистый облик большинства пород. Но наряду с ними присутствуют также ритмичнослоистые и полосчатые пачки, придающие отдельным толщам флишоидный облик. С подстилающими более древними отложениями дзагинской серии хангайская серия повсеместно контактирует по разломам. Лишь в одном месте, в верховьях р. Урду — Тэрхин-Гол, на западном центриклинальном окончании синклинали В. И. Гольденберг указывает согласные взаимоотношения между ними. Эти данные нуждаются в проверке. Однако они свидетельствуют о возможности непрерывного осадконакопления в Хангайском синклинали на протяжении всего палеозоя. По литологическому составу и характеру переслаивания хангайская серия делится на четыре согласно пластующиеся свиты: эрдэньцогтинскую (девон), цэцэрлэгскую (нижний карбон), джаргалантинскую (средний — верхний карбон), байдарагинскую (нижняя пермь).

Эрдэньцогтинская свита слагает внешнюю полосу в пределах обоих бортов Хангайского прогиба. Она образована в основном песчаниками, местами с многочисленными мелкими линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов и редкими тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Примечательны локально присутствующие вулканогенные породы кислого, изредка среднего состава и горизонты сургучно-красных и серых яшмовидных пород. Установлено, что на южном борту прогиба эрдэньцогтинская свита имеет существенно гравийно-песчаниковый состав, на северном — она вулканогенно-осадочная, а еще севернее в латеральном направлении замещается вулканогенной хунейской свитой (переход наблюдается на левобережье р. Хойт—Тамир-Гол). Мощность свиты 3100—3500 м. Из верхов эрдэньцогтинской свиты, на правобережье р. Туин-гол (юго-западнее сомона Эрдэнь—Цогт, в 1,3 км к югу от горы Хабтагай) А. К. Уфлянд собрал стволы *Lepidodendropsis* sp., распространенные в интервале от живетского яруса до нижнего карбона. По заключению А. Л. Юриной, найденный отпечаток, скорее всего, живетского возраста. В. А. Амантов в низах хангайской серии в районе города Убур-Хангай нашел среднедевонские криноидеи и кораллы: *Thamnopora* aff. *dunbeiensis* Tchi., *Grassialveolites* ex gr. *crasus* Lec. *Conites* sp.

По-видимому, к нижним горизонтам хангайской серии приурочена известная находка В. В. Дельнова — кораллы и мшанки среднего — верхнего девона. Все это свидетельствует о средне- и верхнедевонском возрасте эрдэньцогтинской свиты. Поскольку ее нижние горизонты не содержат органических остатков, предполагается, что время ее накопления отвечает всему девону.

Цэцэрлэгская свита слагает внутреннее кольцо по отношению к полям развития эрдэньцогтинской свиты. Она состоит из часто перемежающихся алевролитов, аргиллитов, песчаников, изредка гравелитов и конгломератов. Характерно широкое развитие ритмичнослоистых пачек, определяющих флишоидный тип строения свиты и ее полосчатый облик. Мощность свиты — 1500—1700 м. Цэцэрлэгская свита относится к нижнему карбону на том основании, что в принадлежащих к ней песчано-алевролитовых флишоидных отложениях в окрестностях аймачного центра Цэцэрлэг В. А. Амантов собрал нижнекаменноугольную флору: *Zaleskiiodendron* sp., *Asaeodendron* sp., *Asterocalamites* sp.

Джаргалантинская свита распространена во внутренних частях Хангайского прогиба. Она представлена в основном песчаниками и алевропесчаниками, которым резко подчинены прослой грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Отличительная черта джаргалантинской свиты состоит в плохой сортировке обломочного материала, в сложном сочетании пород разного гранулометрического состава, связанных друг с другом неуловимыми переходами. Именно к этой свите приурочены наиболее крупные горизонты сургучно-красных яшмовидных пород мощностью до 150 м и протяженностью от 50 м до 1,5—3 км. В единичных случаях отмечаются маломощные покровы плагиоклазовых порфиритов и прослой туффитов. Мощность свиты 2500—3000 м. Средне- и верхнекаменноугольный ее возраст устанавливается положением в разрезе между содержащими органические остатки байдарагинской свитой нижней перми и цэцэрлэгской свитой нижнего карбона.

Байдарагинская свита слагает центральную часть Хангайского прогиба. Она является сложным образованием и характеризуется чередованием песчано-алевролит-аргиллитовых, песчаниковых и вулканогенно-кремнистых толщ. Весьма типичны ритмичнослоистые тонкопослойчатые пачки, определяющие флишоидное строение отдельных толщ. Примечательно сильное окремнение тонкообломочных пород. Довольно обычны туфогенные разности, иногда переходящие в туффиты. В верхних горизонтах байдарагинской свиты локально присутствуют туфы и лавы преимущественно кислого состава. Байдарагинская свита подразделяется на четыре толщи. Первая толща имеет флишоидное строение, причем установлено, что в западной части Хангайского прогиба она становится более глубообломочной, на юге, напротив, — тонкообломочной. В верхах этой толщи местами появляются черные углисто-алевролитовые породы, содержащие остатки флоры. Вторая толща образована преимущественно песчаниками, среди которых обособляются мощные гравелито-конгломератовые пачки. Третья толща сложена однообразными темно-серыми и черными аргиллитами и алевролитами. Четвертая толща — вулканогенно-кремнистая. Ее облик определяют голубые и светло-серые кремнистые аргиллиты и алевролиты, туффиты, часто совершенно неслоистые. В верхних горизонтах кремнистые породы местами (р. Урида — Тамир-Гол, верховье р. Хойт — Тамир Гол) замещаются пачками вулканогенных пород: темно-серых липаритовых порфиритов, их лавобрекчий, туфов, туфоконгломератов, иногда покровами дацитовых порфиритов. Мощность байдарагинской свиты 5000 м. Нижнепермский возраст свиты определяется органическими остатками. Из углисто-алевролитовой пачки верхов нижней толщи (на правом берегу р. Байдарагин-гол, в 7 км выше устья р. Мандалин-гол) С. В. Мейен определил остатки *Paracalamites* sp., cf. *Ruflorea* sp., датирующие возраст вмещающих отложений как пермский. Из песчаников основания второй толщи, в том же месте, Р. С. Ельтышева определила криноидеи, принадлежащие роду *Poteriocrinites* sp., являющиеся, по ее мнению, в данном случае, скорее всего, каменноугольными. Н. А. Шишова определила комплекс мшанок: *Fenestella* sp. nov., *Sulcoretepora* sp. ind., *Arthroftylidae* gen. nov. Такие мшанки могут встречаться в интервале от среднего карбона до сакмарского яруса нижней перми. Учитывая приведенные определения фауны и флоры, характеризующие нижнюю часть байдарагинской свиты, а также факт согласного перекрытия байдарагинской свиты флористически доказанными отложениями верхней перми, время накопления байдарагинской свиты устанавливается как нижняя пермь, хотя не исключено, что нижние горизонты этой свиты могут отвечать еще карбону.

Верхнепермские отложения завершают разрез терригенного комплекса, выполняющего Хангайский внутренний прогиб. Они зани-

мают осевые, наиболее прогнутые части прогиба, залегая структурно совершенно согласно с подстилающими отложениями байдарагинской свиты, причем то на вулканогенных породах, то на кремнистых алевролитах. По левобережью р. Урида — Тамир-Гол, в 20 км выше устья ее правого притока р. Джаргалант-Гол, непосредственно в обнажениях наблюдается постепенный переход от подстилающих отложений к верхней перми. Однако в краевых частях верхнепермского прогиба, в низах разреза верхней перми, присутствует песчано-конгломератовая пачка. В составе гальки преобладают терригенные породы хангайской серии, много кислых эффузивов, гранитов, что позволяет говорить о наличии размыва и определенного перерыва, во всяком случае, в краевых частях верхнепермского прогиба. Верхнепермские отложения образованы чередованием грубообломочных и тонкообломочных пачек, мощность которых варьирует от первых метров до первых сотен метров. Характерны темно-серые, почти черные тона окраски пород. Грубообломочные пачки представлены разногальчными конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками, горизонтально- и косослоистыми. Тонкообломочные пачки состоят из часто чередующихся алевропесчаников и мелкозернистых песчаников. Почти всегда они содержат обильный растительный детрит и остатки флоры. В восточной части Хангайского синклинория, в верховьях р. Билюта, где верхнюю пермь впервые описал В. А. Амантов, наряду с флорой присутствуют и ракушники с морской фауной (брахиоподы, мшанки). Мощность верхней перми 1500 м. Остатки флоры, определенные С. В. Мейеном, однозначно свидетельствуют о верхнепермском возрасте отложений. Причем выделяются два флористических горизонта. Нижний из них представлен: *Phyllothea turnaensis* Gorel., *Annularia* aff. *jerunakovensis* Neub., *Caulopteris tungusca* S. Meyen, *Cordaites mediocris* (Gorel.) S. Meyen, *C. gracilentus* S. Meyen, *C. typ. minax* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia* sp. По заключению С. В. Мейена, он отвечает нижней половине верхней перми. Верхний горизонт включает в себя: *Phyllothea multicostata* (Radcz.) S. Meyen, *Cordaites oblongifolius* (Radcz.) S. Meyen, *C. adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. cf. insignis* (Radcz.) S. Meyen, *C. cf. clericii* Zal., *Paracalamites* sp. Этот комплекс типичен для верхней половины верхней перми. Таким образом, флористические данные указывают на полный объем верхней перми в Хангайском прогибе.

Отмечалось ранее, что Хангайский внутренний прогиб имеет в грубой схеме концентрическое строение. На этом фоне наблюдается очень сложная внутренняя структура. Слои залегают обычно круто, нередко вертикально, но в ядрах синклиналей часто наблюдается их выполаживание. Характерно широкое проявление мелкой осложняющей складчатости различных порядков. Пликативные дислокации осложнены многочисленными мелкими разрывами СВ, СЗ и субширотного простирания. Своеобразие внутренней структуры прогиба обусловлено двумя особенностями складчатости: быстрой сменой простираний в перпендикулярных направлениях и изометричным, «амебообразным» рисунком складок в плане при довольно крутых залеганиях. Наблюдается большое разнообразие форм складок. Выделяются неправильные, изометричные, округлые или угловатые складки с прямоугольными замыканиями, узкие линейные складки, своеобразные складки «трилистники», иногда устойчивые крутые моноклинали. Среди линейных складок наиболее обычны сдвоенные и строенные синклинали, разделенные полостями антиклинальными перегибами. По простиранию шарниры складок быстро воздымаются и складки затухают, подставляясь другими складками, часто подходящими к ним под прямым углом. Протяженность таких складок от 10—15 до 20—30 км, размах крыльев 5—10 км. Общее простирание складчатых структур примерно совпадает с ориентировкой границей прогиба. Однако на его северном борту наблюдаются и резкие притыкания складок к разломам ограничения.

К Хангайскому внутреннему прогибу структурно приурочены верхнепермские гранит-гранодиоритовые батолиты (Хангайский комплекс). Цепочки гранитоидных массивов совместно с полями роговиков образуют полосы, направление которых подчинено общему северо-западному простиранию прогиба. Однако по отношению к частным структурам массивы часто дискордантны.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Мезозойские структуры представлены небольшими наложенными мульдами и мелкими грабенами, выполненными триасовыми и юрскими континентальными вулканогенными и молассовыми образованиями. В совокупности они слагают верхний структурный комплекс, резко наложенный по отношению к складчатой структуре всего Хангайского синклиория. Как видно из схемы (рис. 2), отчетливо выявляется связь этого комплекса с крупными поперечными разломами: Эгиндабинским, Хойт-Тамиргольским и др.

Условно к триасу отнесена молассовая толща красноцветных конгломератов, слагающая плоскую блюдцеобразную мульду на правобережье р. Урида — Тамир-Гол, в 40 км южнее г. Цэцэрлэг, и залегающая с размывом на флористически охарактеризованных отложениях верхней перми.

Более молодые триасово-юрские отложения сохранились в серии узких грабенов и мульд северо-восточного простирания, расположенных по рекам Хойт — Тамир-Гол и Хануй-Гол. Они подразделяются на две толщи: нижнюю, вулканогенную верхнетриасово-нижнеюрского возраста и верхнюю, вулканогенно-осадочную ниже- и среднеюрского возраста. Толщи разделены перерывом и несогласием. Нижняя толща, выделяемая под названием батцэнгильской свиты, залегает с несогласием на самых различных более древних образованиях, в том числе на пермских и раннемезозойских гранитоидах. Она слагается в основном производными субщелочной магмы: трахиандезитовыми и трахибазальтовыми порфиридами, в меньшей мере ортофирами. Незначительным развитием пользуются диабазовые и андезитовые порфириды. В низах разреза встречаются прослойки туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов. Мощность — 3000 м. Батцэнгильская свита отнесена к верхнему триасу — нижней юре по аналогии с вулканогенной тощей бассейна среднего течения р. Орхон, которая, по данным Л. П. Зоненшайна, согласно залегает на молассе с верхнетриасовой флорой.

Верхняя толща по составу вулканогенно-обломочная. Нижняя ее часть представлена конгломератами и брекчиями полимиктового состава, серыми и зелеными разнозернистыми песчаниками и алевролитами. Локально встречаются светлые туффиты, липаритовые туфы и туфолавы. Верхняя часть толщи сложена базальтами и долеритами. Мощность 1000—1200 м. На левобережье р. Хойт—Тамир-Гол, в 5 км северо-восточнее сомона Ихэ-Тамирин из осадочной пачки Л. П. Зоненшайн собрал флору, среди которой В. А. Вахрамеев и Е. Л. Лебедев определил *Phoenicopsis* sp., *Carpolithes* sp., *Neocalamites* sp., датирующие возраст в интервале триас—средняя юра. Думается, что возраст этой толщи, скорее всего, ниже- и среднеюрский. От батцэнгильской свиты она отличается обилием обломочных пород и более свежим, типично кайно-типным обликом эффузивов.

С мезозойским структурным комплексом связано образование двух интрузивных комплексов. Более древний из них — Шараусгольский относится к триасу и представлен крупными батолитовыми массивами розовых лейкократовых гранитов, охватывающих в виде огромной подковы Хангайский синклиорий с севера и запада. По системе разломов северо-восточного простирания эти граниты частично проникают внутрь Хангайского синклиория. Более молодой — Эгиндабинский комплекс

является, скорее всего, нижнеюрским; это подтверждается данным абсолютного возраста (191 млн. лет). К нему принадлежит крупный массив оловоносных гранитов и гранодиоритов, располагающийся в центральной части Хангайского синклинория и секущий резко дискордантно его структуры. Он приурочен к Эгиндабинской системе разломов и является большим трещинным телом.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ХАНГАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

О наиболее древнем, докембрийском времени развития Хангайского синклинория судить трудно. Можно предполагать, что уже тогда на его месте существовал прогиб. Об этом косвенно свидетельствует присутствие докембрийских толщ в ассоциации с нижнекембрийскими по обрамлению Хангайского синклинория. Что касается более молодого времени, то отчетливо выделяются три крупных этапа развития синклинория, разделенные эпохами складчатости: раннепалеозойский, средне- и верхнепалеозойский и мезозойский.

В раннепалеозойский этап на всей территории формировался, по-видимому, единый недифференцированный геосинклиальный прогиб, заполнявшийся в основном терригенными осадками. Можно определенно утверждать, что краевые части раннепалеозойского прогиба перед девоном были охвачены складчатостью и превратились в поднятия. Весьма возможно, что и внутренний прогиб также был подвергнут складчатости, но после небольшого перерыва вновь был вовлечен в опускание. Не исключено, однако, что прогибание во внутренней части Хангайского синклинория было непрерывным на протяжении всего палеозоя.

Средне- и верхнепалеозойский этап знаменуется значительной дифференцированностью тектонического режима. Интенсивное геосинклиальное прогибание унаследованно продолжается только во внутренней части Хангайского синклинория. Его краевые части выступают как поднятия с устойчивым геоантиклинальным режимом.

Как установлено палеогеографическим анализом, Хангайский прогиб по размерам был немногим больше современной площади развития средне- и верхнепалеозойской хангайской серии. Отсутствие хорошей сортировки и обработки обломочного материала в породах хангайской серии говорит о близком расположении источников сноса. Петрографический состав терригенных пород и закономерности их распределения на площади в совокупности с концентрическим расположением фаций от грубообломочных (по периферии прогиба) до тонкообломочных (в центре его) указывает на то, что источниками питания служили оба краевых поднятия и примыкающие к ним области обрамления Хангайского синклинория: Баянхонгорская зона на юге и раннекаледонская складчатая область на севере.

Прогиб выполнялся непрерывным рядом терригенных формаций. При этом характерна своеобразная цикличность в осадконакоплении, выражающаяся в закономерном чередовании песчаных и флишоидных толщ. Литолого-фациальный анализом установлено, что накоплению песчаных толщ отвечало резкое усиление дифференциации тектонической обстановки и сокращение акватории бассейна. Появление флишоидных толщ знаменует в основном режим замедленного прогибания и сопровождалось расширением трансгрессии.

Однако на фоне этой цикличности отчетливо выступает общая направленность развития прогиба. Она запечатлена прежде всего во все более частом чередовании песчаных и флишоидных толщ и в общем погрубении материала вверх по разрезу, который заканчивается молассоидной толщей верхней перми. Таким образом, развитие прогиба проходило на фоне все более часто повторяющихся поднятий, что приводило к последовательному сокращению площади прогиба, его отмира-

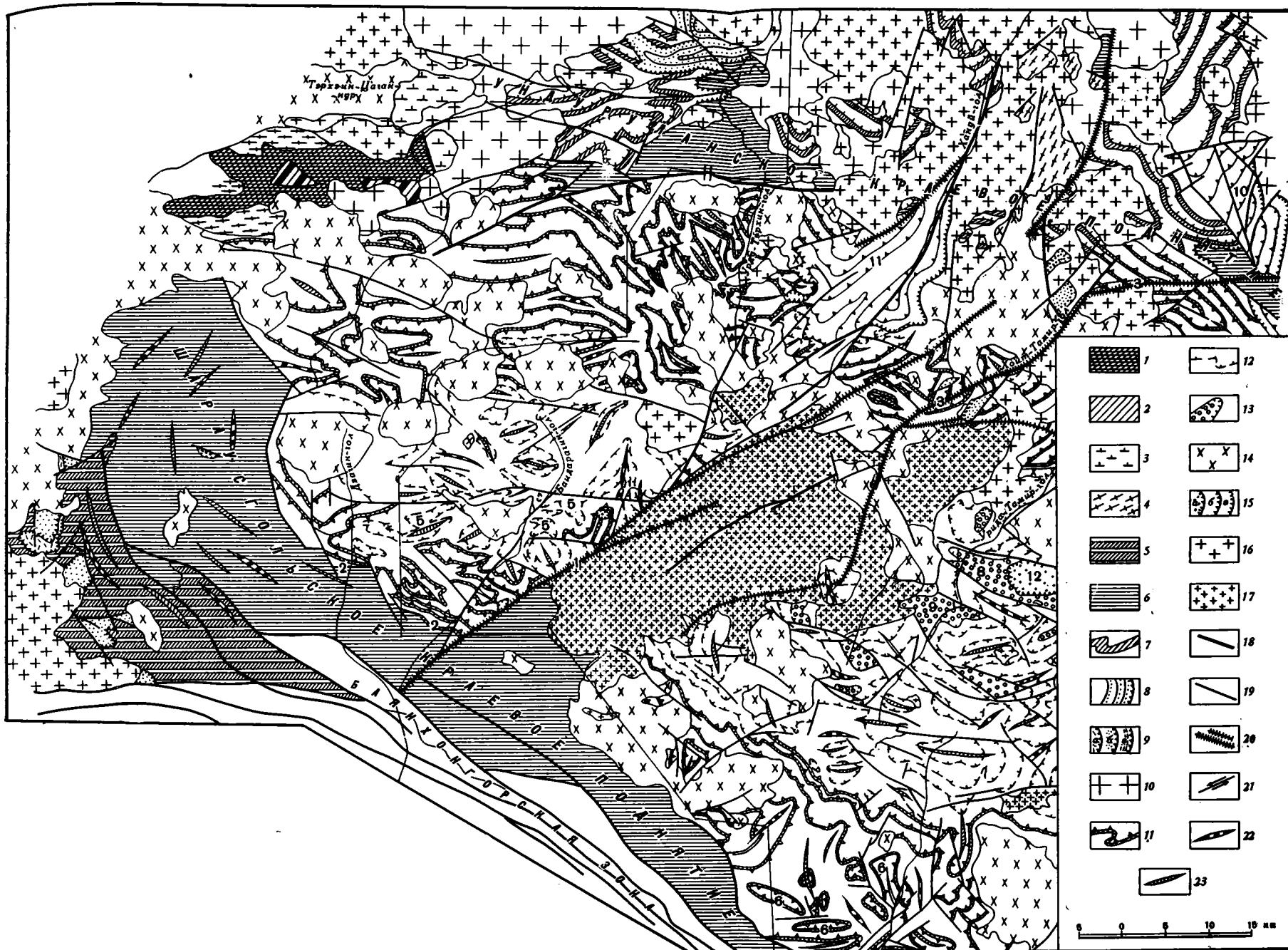


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема Хангайского синклиория

Раннекаледонская складчатая область: 1—складчатое обрамление Хангайского синклиория; 2—выступы докембрийского фундамента складчатого обрамления; 3—докембрийские габбро-анортзитовые интрузии; 4—нижнепалеозойские гранитоидные интрузии.

Поздневарисская Хангай-Хэнтэйская складчатая зона: Краевые поднятия: 5—осевые части, сложенные вендом—нижним кембрием; 6—периферические части, сложенные нижним палеозоем; 7—9—наложенные структуры: 7—крупные брахискладки в девонских отложениях, 8—Приорхонский внешний геосинклинальный прогиб нижнекаменноугольного возраста; 9—наложенные мульды: а—девонские, б—нижнекаменноугольные, в—нижнепермские; 10—верхнекаменноугольные гранитоидные батолиты (тарбагатайский комплекс), Хангайский внутренний прогиб; 11—краевые, относительно приподнятые части, сложенные девоном—карбоном; 12—внутренние, относительно опущенные части, сложенные нижней пермью; 13—осевые, наиболее прогнутые части, сложенные верхней пермью; 14—верхнепермские гранитоидные батолиты (хангайский комплекс). Мезозойские орогенные структуры: 15—наложенные мульды: а—триасовые, б—триасово-нижнеюрские, в—нижне-среднеюрские; 16—триасовые гранитные батолиты (шараусольский комплекс); 17—нижнеюрские трещинные гранитоидные интрузии (эгиндабинский комплекс).

Прочие обозначения: 18—крупные протяженные региональные разломы, в том числе глубинные; 19—прочие разломы; 20—разломы, обновленные или возникшие в четвертичное время; 21—сдвиги; 22—оси антиклиналей; 23—оси синклиналей.

Цифры на схеме означают: 1—Эгиндабинская система разломов; 2—Байдаргагингольский разлом; 3—Хойт-Тамиргольский разлом; 4—Хунейгольская синклиналь; 5—Туингольских складок; 7—Улдзэйтугольская группа Байдарагинских складок; 6—группа моноклиналь; 8—Урида-Тамиргольская синклиналь; 9—Хромсагингольская синклиналь; 10—Батцэнгильская мульда; 11—Хануйгольская мульда; 12—Урида-Тамиргольская мульда

нию и превращению в верхней перми в остаточный прогиб, занимавший осевую часть бывшего средне- и верхнепалеозойского прогиба.

Параллельно с терригенным накоплением во внутреннем прогибе, на краевых поднятиях шло образование грубообломочных молассовых и субаэральных вулканогенных формаций геосинклинального типа. Закономерно то, что интенсивная субсеквентная вулканическая деятельность на поднятиях находит свое отражение в прогибе. В моменты, соответствующие проявлениям вулканизма на поднятиях и по обрамлению Хангайского синклиория (в девоне и нижней перми), в прогибе также происходили подводные вулканические излияния и накапливались яшмы, либо продукты отдаленной вулканической деятельности: туффиты, пепловые туфы, туфогенные песчаники. Таким образом, наблюдается тесный парагенезис терригенных толщ прогиба и вулканогенных образований краевых поднятий.

Поскольку верхнепермские отложения дислоцированы в едином структурном плане с геосинклинальными образованиями хангайской серии, а первое резкое несогласие внутри прогиба фиксируется в основании триасовой молассы или трахиандезитовой формации верхнего триаса — нижней юры (батуэнгильская свита) возраст главной складчатости определяется как поздневарисский, падающий на границу верхней перми и триаса. При этом выявляется некоторое запаздывание главной фазы складчатости по отношению к изменению в вертикальном разрезе формационного состава геосинклинального комплекса Хангайского прогиба. По сути дела, его завершает грубообломочная, молассоидного типа формация верхней перми.

Можно считать установленной миграцию складчатости от периферии к центру Хангайского синклиория, что подтверждается последовательным омоложением верхнего структурного этажа по направлению от краевых поднятий к центру прогиба. В самом деле, в пределах осевых частей краевых поднятий он представлен девонско-каменноугольными наложенными структурами, на крыльях их — нижнепермскими, а в центре прогиба — мезозойскими структурами. Таким образом, происходило длительное последовательное замыкание Хангайской геосинклинали от краев к центру с постепенным разрастанием краевых поднятий и отмиранием геосинклинального прогиба.

В мезозойский этап Хангайский синклиорий выступает в виде сформированного складчатого сооружения. Батцэнгильская свита располагается резко несогласно, в совершенно ином структурном плане, на самых различных геосинклинальных образованиях. В мезозое область Хангайского синклиория претерпела раскалывание по системе поперечных разломов северо-восточного простирания. Вдоль этих разломов на краях Хангайского сводового поднятия возникли наложенные мульды и грабены, выполненные молассовой, трахиандезитовой и осадочно-вулканогенной формациями орогенного типа. В осевой части поднятия, на непосредственном продолжении упомянутых наложенных структур, вдоль той же системы поперечных разломов произошло внедрение интрузии трещинного типа — Эгиндабинских оловоносных гранитов. Трактовка мезозойского этапа развития Хангай-Хэнтэйской зоны достаточно спорна. Однако все сказанное выше позволяет, по нашему мнению, рассматривать мезозойский этап как орогенный для Хангай-Хэнтэйской зоны, в целом, и Хангайского синклиория, в частности. По своей формационной характеристике и типу структур мезозойский этап развития Хангайского синклиория аналогичен орогенному этапу, скажем, Алтае-Саянской области в девоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение стратиграфии и структурно-морфологических особенностей Хангайского синклиория позволяет сформулировать некоторые общие закономерности его строения и развития.

1. Сложность структуры Хангайского синклинория. Она выражается, с одной стороны, в резком переkreщивании планов геосинклинального и орогенного комплексов, с другой — в многоярусности структуры краевых поднятий, которая исчезает во внутренней части прогиба.

2. Преимущественно терригенный состав геосинклинального комплекса, образованного последовательным рядом в основном терригенных формаций: вулканогенно-сланцевой, песчано-сланцевой, песчаниковыми, флишоидными, вулканогенно-кремнистой, молассоидной.

3. Преимущественно сиалический характер магматизма и его связь с частичной или полной консолидацией складчатой структуры. В пределах краевых поднятий синклинория и по его обрамлению закономерна локализация вулканогенных образований липарито-андезитовой формации. Глубинный магматизм, представленный только дифференциатами кислой магмы, связан либо с формирующимися краевыми поднятиями, либо с эпохой складчатости и поднятия всего синклинория в целом и с последующим орогенным этапом его развития.

4. Длительность, унаследованность и, возможно, непрерывность прогиба Хангайского синклинория. Это вытекает как из пространственного расположения геосинклинальных формаций с последовательным омоложением их от краев к центру синклинория, так и из почти полного отсутствия перерывов в разрезе его внутренних частей.

5. Длительный процесс замыкания и складчатости Хангайского синклинория, мигрировавший от краев к центру. Краевые его части оформились как поднятия в каледонскую эпоху складчатости, тогда как замыкание внутренней части синклинория произошло в конце перми, т. е. в результате поздневарисской складчатости.

6. Концентрическое, сравнительно простое синклинальное строение внутренней части Хангайского синклинория.

Все перечисленные выше свойства Хангайского синклинория типичны и для других синклинориев Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной зоны. Вместе с тем эта зона резко отличается от других, например от варисской типично эвгеосинклинальной Южно-Монгольской зоны с ярко проявленным в ней основным магматизмом и отчетливо выраженной линейной складчато-блоковой структурой. Думается, что зоны типа Хангай-Хэнтэйской не единичны в складчатом поясе Центральной Азии. По-видимому, она является аналогом Джунгаро-Балхашской зоны Центрального Казахстана или позднекаледонской Западно-Саянской системы. Следует, вероятно, рассмотреть вопрос о выделении зон данного типа в особую группу, противопоставляя их «истинным» эвгеосинклиналям.

Литература

- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития структур Монголии. Сб. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области», Госгеолтехиздат, 1961.
- Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. К тектонике монгольских герцинид. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, № 2, 1967.
- Иванов А. Х. Тектоника. В кн. «Геологическое строение Монгольской Народной республики», Госгoptехиздат, 1959.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатого пояса Центральной Азии. Геотектоника, № 6, 1967.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской народной республики. Изд-во АН СССР, 1957.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Восточной Монголии. Сов. геология, № 12, 1966.

УДК 551.24. (517)

Н. С. ЗАЙЦЕВ, А. А. МОССАКОВСКИЙ, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,
О. ТОМУР-ТОГОО, Б. ЛХАСУРЕН

О ВРЕМЕНИ ЗАМЫКАНИЯ ХАНГАЙСКОГО ПРОГИБА В ВАРИСЦИДАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В Хангайском синклинии описана формация кислых и средних наземных вулканитов, сменяющихся выше пестроцветной молассовой формацией нижней — верхней перми. В последней выделено несколько флористических горизонтов, флористические комплексы которых сопоставляются с ишановской — усятской свитами верхнебалахонской подсерии и ерунаковской подсерией пермских отложений Кузбасса. Эти орогенные формации слагают наложенные мульды, покоящиеся резко несогласно на среднепалеозойских складчатых образованиях хангайской серии.

На этом основании доказывается, что замыкание Хангайского геосинклиналичного прогиба произошло до нижней перми, — вероятно, в конце нижнего карбона.

Хангайский прогиб представляет собой западную часть крупной Хангай-Хэнтэйской варисцийской геосинклиналичной зоны, протягивающейся из Восточного Забайкалья в пределы Центральной Монголии и слепо заканчивающейся в Хангайском нагорье. Эта зона выполнена геосинклиналичными терригенными толщами среднего палеозоя, образующими несколько крупных синклинориев. Синклинории подставляют друг друга по простиранию зоны, разделяясь поперечными перемычками. Хангай-Хэнтэйская зона обрамляется с севера, юга и запада крупными поднятиями, образованными ранне каледонским (рифейско-нижнекембрийским) и частично каледонским (нижнепалеозойским) складчатыми комплексами. На этих поднятиях во многих местах сохранились обширные наложенные впадины и мелкие мульды, выполненные орогенными формациями девонского, каменноугольного или пермского возраста. Наиболее крупными из них являются Тарятская впадина, сложенная девонскими и нижнекаменноугольными формациями; Орхон-Селенгинский прогиб, выполненный ниже- и среднекаменноугольными, а также пермскими формациями; Предхэнтэйская пермская впадина, сложенная пермскими молассами и наземными эффузивами. Первые две структуры расположены на северном обрамлении Хангай-Хэнтэйской зоны, последняя — на южном.

Время окончания геосинклиналичной стадии развития Хангай-Хэнтэйской зоны и перехода ее в орогенную трактуется различно. А. Х. Иванов (Васильев и др., 1959) указывает, что верхнепалеозойские грубообломочные континентальные отложения и кислые эффузивы (орогенные формации в нашем понимании) с резким угловым несогласием лежат на нижнекаменноугольных толщах Хангай-Хэнтэйской зоны. Возраст основной складчатости этой зоны устанавливается, таким образом, как доверхнепалеозойский.

Противоположной точки зрения на возраст складчатости этой зоны придерживаются Ю. А. Борзаковский, Л. П. Зоненшайн, О. Д. Суетенко и Р. А. Хасия (1967), И. Б. Филиппова (1969). По мнению указанных авторов, в состав геосинклиналичных отложений Хангайского прогиба вхо-

дят не только каменноугольные, но и нижнепермские отложения. Верхнепермские молассовые толщи, по их данным, с угловым несогласием залегают на нижнепермских и каменноугольных геосинклинальных формациях. В связи с этим вся Хангай-Хэнтейская зона отнесена этими исследователями к позднему герцинидам, а время складчатости в ней определяется интервалом между нижней и верхней пермью.

Промежуточная в этом отношении точка зрения изложена в работе В. А. Амантова, Г. В. Котляр и Л. И. Попеко (1966). Последние считают, что средне- и верхнекаменноугольные отложения согласно залегают на подстилающих толщах, но в ряде мест Хэнтейского прогиба имеют молассовый характер и могут тем самым свидетельствовать о начале орогенной стадии развития перед средним карбоном.

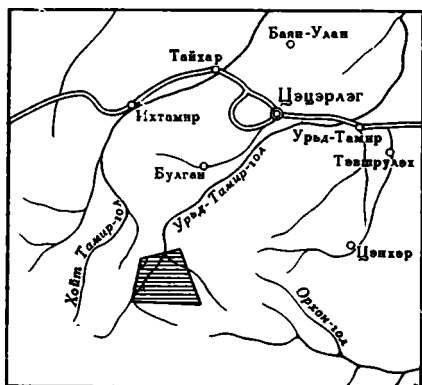


Рис. 1. Схема положения района исследований в Хангайском нагорье. Заштрихован район исследований

В связи с тем, что время складчатости и время перехода от геосинклинальной к орогенной стадии развития рассматриваемой зоны трактуется различно, мы провели исследования в осевой части Хангайского синклинория, в бассейнах рек Хошиктуин-гол и Иххиури-гол, правых притоков р. Урьд-Тамир-гол, а также на левобережье р. Урьд-Тамир-гол, против устьев этих притоков (рис. 1).

По данным А. К. Уфлянда и И. Б. Филипповой (Борзаковский и др., 1967) рассматриваемая часть Хангайского синклинория сложена мощным комплексом серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда кремнистых, с отдельными линзами и горизонтами яшм и яшмокварцитов, которые в самых верхах разреза на отдельных участках замещаются кислыми эффузивами. Возраст этого комплекса (хангайской серии) определяется в широком интервале от девона до нижней перми включительно. Несогласно залегающие выше грубообломочные отложения молассового облика отнесены этими исследователями к верхней перми.

Проведенные нами исследования позволяют представить разрез верхней части комплекса отложений хангайского синклинория в следующем виде.

Основание разреза сложено серыми и темно-серыми мелкозернистыми неслоистыми сливными песчаниками, содержащими редкие прослои серых кремнистых алевролитов. Встречаются единичные пласты зеленовато-серых гравелитов и грубых песчаников с «плавающей» галькой, а также пласты серых сливных кварцитов, вероятно вторичного происхождения. Эти породы все исследователи относят к хангайской серии. Пласты пород хангайской серии падают на юго-восток под углом от 40—50 до 80°.

На породах хангайской серии с резким угловым несогласием (рис. 2) залегают:

1. Нижнепермская вулканогенная толща. Подошва толщи падает на северо-запад по азимуту 330° под углом 20—35°. Величина углового несогласия с породами хангайской серии в отдельных обнажениях достигает почти 90°. В основании толщи залегают не выдержанный по простираанию пласт мелкогалечного конгломерата, в составе хорошо окатанной гальки которого преобладают темно-серые песчаники хангайской серии, реже встречаются кварц и обломки мелкозернистых лейкократовых гранитов. Мощность пласта конгломерата колеблется от 0 до 40 м, увеличиваясь к востоку. В западном направлении конгломерат замещается

лавобрекчий кислого состава с обломками тех же пород, которые отмечены в гальке базального конгломерата.

Нижняя большая часть вулканогенной толщи сложена светло-серыми пятнистыми фельзитовидными кварцевыми порфирами, массивными с ясно различимыми вкрапленниками полевого шпата и с линзовидными флюидальными выделениями кварца. Лавы прославляются линзовидными пачками до 5 м мощности лавобрекчий и туфов липаритового состава, переполненными обломками кислых эффузивов. Мощность нижней части вулканогенной толщи достигает 100—120 м.

Верхняя часть толщи образована темно-серыми литокристаллокластическими туфами андезитового состава, туфобрекчиями и туфоконгломератами. В последних содержатся обломки кислых эффузивов. Встречаются отдельные покровы темно-серых афировых и мелколейстовых порфиритов. Мощность верхней туфогенной части вулканогенной толщи 40—80 м.

Суммарная мощность вулканогенной толщи 140—200 м.

II. Выше согласно, но с размывом залегает мощная толща песчаников. В основании толщи иногда присутствует тонкий прослой туфоконгломерата с хорошо окатанной галькой эффузивов кислого и среднего состава.

Непосредственно выше, а иногда прямо на вулканогенной толще располагается пачка черных мелкозернистых песчаников с прослоями углистых алевролитов, из которых собраны обильные остатки флоры¹ (горизонт 1—М на рис. 2). Среди них определены: *Phyllopitys heeri* (Schm.) Zal., *Phyllothea* sp., *Paracalamites* sp., *Pectopteris* sp., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *Nephropsis*? sp., *Zamiopteris* sp. По мнению С. В. Мейена, указанный комплекс форм характерен для ишановской — усятской свит верхнебалахонской подсерии Кузбасса, т. е. для нижней перми (кроме ее низов). Мощность пачки с флорой 8—30 м.

Остальная, главная часть толщи сложена песчаниками темно-серыми, плотными, звенящими при ударе, часто косослоистыми, реже тонко-параллельно-слоистыми, разномзернистыми, поли-

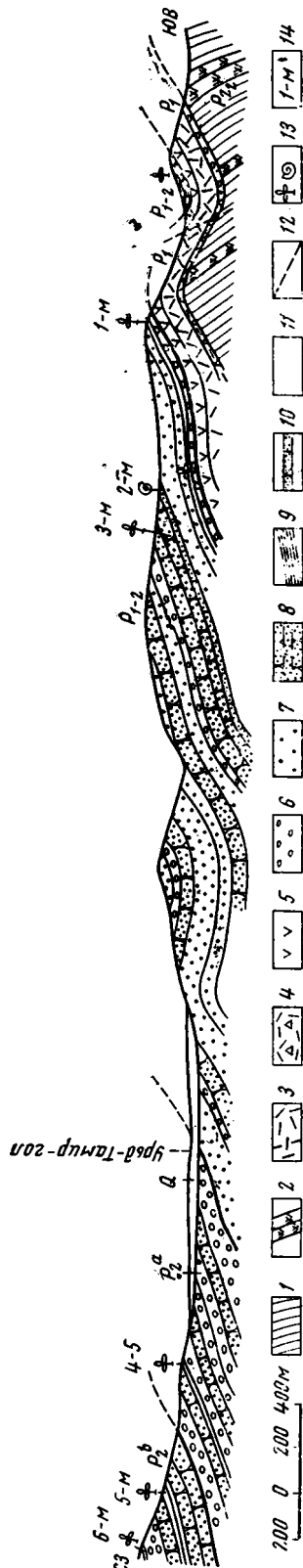


Рис. 2. Геологический профиль северного крыла мурды, расположенной в бассейне рек Хошиктун-гол, Ихнури-гол и на левобережье р. Урд-Тамир-гол. Хангайская серия: 1 — алевриты и мелкозернистые песчаники; 2 — кварциты, Пермские отложения; 3 — кварцевые порфиры; 4 — лавобрекчия кислого состава; 5 — туфы, туфобрекчия и туфоконгломераты среднего состава; 6 — конгломераты; 7 — песчаники; 8 — гравелиты; 9 — алевриты; 10 — песчаники с гастроподами; 11 — четвертичные отложения; 12 — разломы; 13 — горизонты с фауной и флорой; 14 — горизонты с фауной и флорой. Римскими цифрами на профиле отвечают номера толщ, описанные в тексте.

¹ Здесь и далее все определения сделаны С. В. Мейеном.

миктовыми. Среди песчаников распространены мелкогалечные конгломераты, которые образуют несколько линзовидных прослоев. Галька конгломератов представлена обломками вмещающих песчаников, средними и кислыми эффузивами. В 100 м выше подошвы толщи проходит не выдержанный по мощности (10—15 м) пласт серых липаритовых лавобрекчий. Выше лавобрекчий в косослоистых песчаниках встречен горизонт ракушечника с обломками и ядрами гастропод плохой сохранности (горизонт 2—М). Над ракушечником в песчаниках залегает тонкий пласт углистых алевролитов с остатками флоры (горизонт 3—М): *Paracalamites* sp., *Phyllothesa* sp. *multicostata* (Radoz.) S. Meyen и кордаитов верхнепермского облика, в том числе сульцивных.

Мощность песчаниковой (второй) толщи достигает 900 м.

III. Далее разрез согласно надстраивает конгломерато-песчаниковая толща, для которой характерно чередование 15—30-метровых пачек мелко- и среднегалечных конгломератов и грубозернистых полимиктовых песчаников (пуддинги) с «плавающей» галькой, состоящей из песчаников, кислых эффузивов и гранитов. В составе гальки конгломератов преобладают граниты.

В верхней части толщи встречаются отдельные маломощные (до 30—60 см) пласты черных кремнистых и углистых алевролитов. В углистых разностях алевролитов обнаружены остатки флоры (горизонт 4—М): *Cordaites adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. candalepensis* (Zal.), *C. clericii* Zal., *C. cf. insignis* S. Meyen, *Lepeophyllum* sp. По заключению С. В. Мейена, этот комплекс характерен для ерунаковской подсерии Кузбасса и отвечает верхней перми.

Мощность конгломерато-песчаниковой (третьей) толщи 500 м.

IV. Лежащая выше толща представлена серыми и темно-серыми песчаниками, средне- и крупнозернистыми, реже мелкозернистыми. Песчаники перемежаются с пластами черных кремнистых и углистых алевролитов до 8 м мощности каждый, в которых в средней и верхней частях толщи встречены остатки флоры. В верхах видимого разреза толщи появляются пачки мелкогалечных конгломератов с обильной галькой гранитов.

Флора из алевролитов средней части толщи представлена (горизонт 5—М): *Paracalamites* sp., *Pecopteris* sp., *Lepeophyllum* sp., *Cordaites adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. clericii* Zal. и другими сульцивными кордаитами.

Среди флоры из алевролитов верхней части толщи определены (горизонт 6—М): *Cordaites angustifolius* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites* sp. nov. (верхнепермского облика), *Samaropsis* sp. Как отмечает С. В. Мейен, флора обоих горизонтов указывает на верхнепермский возраст вмещающих отложений, — вероятно, на вторую половину верхней перми.

Видимая мощность песчаниковой (четвертой) толщи более 300 м. В целом описанный разрез характеризует довольно мощную серию пермских континентальных отложений Хангайского прогиба, только видимая мощность которой превышает 1900 м. Как было показано выше, по литологическим признакам эта серия может быть подразделена на четыре толщи. На основании собранных флористических остатков нами принята следующая возрастная датировка толщ. Первая, вулканогенная толща, залегающая несогласно на хангайской серии, вероятнее всего имеет нижнепермский возраст, так как она непосредственно и согласно подстилает также нижнепермский, но более высокий (вторая половина нижней перми) флористический горизонт. Вторая, песчаниковая толща в низах включает в себя горизонты с нижнепермской флорой, и на этом основании ее возраст нами определяется как нижняя — верхняя пермь. Третья, конгломерато-песчаниковая, и четвертая, песчаниковая, толщи охарактеризованы несколькими горизонтами с верхнепермской флорой, свойственной второй половине верхней перми.

В структурном отношении пермские отложения слагают юго-восточное крыло одной из наложенных мульд, образовавшихся на породах хангайской серии (см. рис. 2). Слои на крыле мульды лежат полого (углы падения 20—35° на северо-запад), образуя небольшие флексуриобразные перегибы, нередко осложненные разрывами с небольшой амплитудой перемещения. Несколько севернее крыло мульды оборвано крупным разломом, вдоль которого наблюдаются приразломные запрокинутые складки.

Пермские отложения, выполняющие наложенную мульду, по литологическим и тектоническим признакам представляют собой типичный орогенный комплекс. В составе комплекса могут быть выделены две формации: нижнепермская наземная андезит-липаритовая (первая, вулканогенная толща) и в большей части верхнепермская (с элементами нижней перми в основании) континентальная моласса (вторая, третья и четвертая толщи).

Орогенный комплекс залегает резко несогласно на геосинклинальных терригенных формациях хангайской серии, прорванной гранитами нескольких генераций, обломки которых составляют главную часть обломочного материала пермских моласс. Эти данные указывают на замыкание Хангайского геосинклинального прогиба, по крайней мере в преднижепермское время.

В тоже время изложенные материалы представляют определенный интерес и с точки зрения уточнения возраста хангайской серии, — во всяком случае, применительно к данному участку Хангайского синклинория. Здесь эта серия должна иметь заведомо донижнепермский возраст, так как она отделена от нижнепермских флорически охарактеризованных отложений резким угловым несогласием, что не соответствует имеющимся в литературе указаниям на нижнепермский возраст верхних частей хангайской серии (Борзаковский и др., 1967; Зоненшайн, 1967). С другой стороны, по данным В. А. Амантова (Амантов, Котляр и Попеко, 1966), в Хангай-Хэнтэйской зоне в районе г. Улан-Батор палеонтологически доказанные средне- и верхнекаменноугольные отложения представлены молассовой формацией, резко отличной от геосинклинальных формаций хангайской серии.

На юге Орхон-Селенгинского прогиба, как установили А. А. Моссаковский и Т. А. Грецкая в 1965 г. (Грецкая, Моссаковский, 1969) среднекаменноугольные отложения также представлены типичной молассой, налегающей на нижнекаменноугольную песчано-алевролитовую кремнистую формацию, слагающую верхнюю часть хангайской серии.

Следовательно, имеются все основания считать, что в Хангайском синклинории средне- и верхнекаменноугольные отложения не входят в состав хангайской серии, а представлены там, где они развиты орогенными формациями молассового типа. Таким образом, в Хангайском прогибе до нижнего карбона включительно происходило накопление геосинклинальных формаций хангайской серии, а в среднем и верхнем карбоне эта территория уже вступила в орогенный этап развития. Однако наиболее распространенная моласса в рассматриваемой части Хангайского синклинория относится к перми, мощные толщи которой выполняют наложенные мульды.

Из приведенных материалов можно заключить, что Хангайский синклинорий, как, вероятно, и Хэнтэйский, должен относиться не к поздним варисцидам, а к ранним, с которыми его сближает время прекращения геосинклинальной седиментации, падающее на конец нижнего карбона и возраст орогенных формаций, образование которых началось в среднем карбоне и продолжалось в перми. Тем самым подтверждается первоначальная трактовка времени замыкания Хангайского и Хэнтэйского синклинориев, данная А. Х. Ивановым еще в 1959 г.

Литература

- Амантов В. А., Котляр Г. У., Попеко Л. И., Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии. Изв. Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, т. 2, вып. 4, 1966.
- Борзакровский Ю. А., Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Хасиц Р. А. К тектонике Монгольских герцинид. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 42, вып. 2, 1967.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Гостоптехиздат, 1959.
- Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1969.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. Геотектоника, № 6, 1967.
- Филиппова И. Б. Основные черты строения и развития Хангайского синклиналия (Центральная Монголия). Геотектоника, № 5, 1969.

Геологический институт
АН СССР

Советско-Монгольская научно-исследовательская
геологическая экспедиция
АН СССР и АН МНР

Статья поступила
18 июня 1968 г.

УДК 551.243.1 (574.23)

А. С. ГОЛОВАНОВ, Г. П. ПОЛУАРШИНОВ, Л. В. ХОРОШИЛОВ
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ
ЗОНЫ АККАН-БУРЛУКСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА
(Северный Казахстан)

Рассматривается история формирования зоны Аккан-Бурлуцкого глубинного разлома. Эта зона разделяет два структурно-формационных блока: Кокчетавской и Калмаккольский, отличающиеся друг от друга историей геологического развития. Показано, что Аккан-Бурлуцкая зона является одной из крупнейших зон глубинных разломов в Северном Казахстане. Устанавливается несколько этапов развития зоны в течение каледонского тектоно-магматического цикла, при этом существенно изменялся характер подвижек по зоне с течением времени.

Крупные тектонические зоны длительного развития и глубокого заложения, называемые глубинными разломами, играют чрезвычайно важную роль в ходе геологического развития крупных блоков земной коры. Они определяют характер осадконакопления, пространственное распределение магматических образований, размещение многих полезных ископаемых, особенно эндогенных. Поэтому изучение глубинных разломов является очень важным как в теоретическом, так и в чисто практическом отношении, о чем неоднократно указывалось в литературе (Белоусов, 1960; Кассин, 1937; Кропоткин, 1960; Пейве, 1956₂, 1961; Щерба, 1955).

Термин «глубинные разломы» введен в литературу А. В. Пейве (1945, 1956₁). Он впервые сформулировал основные взгляды на структурные особенности и историю развития глубинных разломов и положил начало изучению земной коры с позиций глыбовой тектоники. По определению А. В. Пейве, глубинные разломы представляют собой дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между дифференциально движущимися сегментами земной коры, характеризующиеся длительностью и многофазностью развития (в течение нескольких периодов или даже эр), большим пространственным протяжением (сотни и первые тысячи километров) и большой глубиной заложения (десятки и первые сотни километров).

Проблеме глубинных разломов, главным образом ее общетеоретическим аспектам в планетарном масштабе, кроме работ А. В. Пейве, посвящены также известные работы многих авторов (Хаин, 1963; Щерба, 1955).

Глубинные разломы имеют широкое развитие в различных регионах земного шара; в частности, исследованиями последних лет они четко установлены в пределах Центрального Казахстана (Бабичев и др., 1968; Михайлов, 1955, 1963; Сатпаев, 1957; Суворов, 1963; Шатский, 1938; Шлыгин, 1932, 1935, и др.).

В статье дается характеристика геологического строения и истории развития одной из крупных зон глубинного разлома, разграничивающей Кокчетавский докембрийский массив и Калмаккольский палеозойский прогиб. На большую роль разломов в геологической истории рассматриваемого региона указывали многие исследователи. Так, Е. Д. Шлыгин (1932) предполагает, что по южному крылу Кокчетавский антиклинарий «разорван тектонической линией», так называемым «главным надвигом».

Д. С. Кизевальтер и М. В. Муратов (1959) детально описали глубинный разлом, выделенный ими под названием Александровско — Дороговского шва, оказавшего существенное влияние на характер осадконакопления и складчатые деформации докембрийских и нижнепалеозойских образований. А. Е. Михайлов (1955, 1963) выделяет Центрально-Кокчетавский глубинный разлом, с которым связывается внедрение Зерендинского и Золотоношенского массивов гранитоидов. А. И. Суворов (1963, 1964) считает Аккан-Бурлукский разлом гигантским правосторонним сдвигом с амплитудой горизонтальных перемещений до 150 км, используя при этом геологические данные О. А. Мазаровича (1953). Однако последний в своей работе никаких данных о глубинных разломах не приводил. Имеющиеся геологические данные не позволяют предполагать здесь наличия крупных горизонтальных перемещений. В последней работе Е. А. Бабичева, И. А. Богоявленской, Л. В. Булыго и др. (1968) показано, что вдоль южного ограничения Кокчетавского массива существовала тектоническая зона разломов, оказывавшая влияние на осадконакопление, магматизм и структуру района.

Существующие представления о геологическом строении рассматриваемой части Казахстана базируются на многолетних исследованиях больших коллективов геологов МГУ, МГРИ, ЦКГУ, ВСЕГЕИ, и ряда других организаций. Работами Е. А. Бабичева, О. А. Мазаровича и др. (1965), Е. А. Бабичева, И. А. Богоявленской и др. (1968), А. А. Богданова (1959, 1965), Н. Г. Кассина (1934, 1937), Д. С. Кизевальтера и М. В. Муратова (1959), П. Н. Кропоткина (1950), О. В. Минервина и С. А. Несмеянова (1966), А. Е. Михайлова (1955, 1963), О. М. Розена и А. А. Краснобаева (1966), И. Ф. Трусовой (1956), Н. П. Четвериковой (1960) и других разработана по существу стратиграфия докембрия, нижнего и среднего палеозоя, решены многие сложные вопросы магматизма и намечены основные черты тектонического строения рассматриваемой территории.

Представленная схематическая геологическая карта (рис. 1) составлена с использованием имеющихся материалов упомянутых выше исследователей, а также данных детальных геологических съемок, проводившихся на значительных площадях в течение 1962—1966 гг. большим коллективом геологов при участии авторов статьи. Большой фактический материал, который получен в результате этих съемок, проведенных с использованием методов структурной геофизики и огромного количества скважин картировочного бурения, позволили уточнить геологическое строение района и более детально рассмотреть историю геологического развития зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома, являющейся одной из крупных тектонических зон в Северном Казахстане. Описываемая тектоническая зона, именуемая Аккан-Бурлукским разломом (Суворов, 1963, 1964), Новокронштадтской зоной разломов (Бабичев и др., 1968), или Шан-Тюбинской системой разломов (данные ВСЕГЕИ), рассматривается нами под названием зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома. Новокронштадтским же разломом вслед за местными геологами в пределах района названа одна из ветвей зоны Карасуйского (Чаглинского) глубинного разлома северо-восточного простирания.

В результате многолетних работ, проведенных при участии авторов, устанавливается, что рассматриваемая зона представляет собой крупный долгоживущий разлом, разделяющий докембрийский Кокчетавский массив и Калмаккольский палеозойский прогиб, характеризующийся различной историей геологического развития в палеозое. По терминологии И. Н. Томсона (Обзор геол. понятий..., 1963), эту зону можно классифицировать как структуру IV порядка.

Тектоническая природа этой границы подтверждается целым рядом геологических факторов. Так, она резко разграничивает различные по

степени метаморфизма породы докембрия и нижнего палеозоя; вдоль нее интенсивно развиты рассланцевание, брекчирование, а также гидротермальная проработка пород, выразившаяся в образовании мощных кварцевых жил, березитизации и т. д. (к северо-востоку от оз. Калмакколь, на обнаженных участках в районе с. Новокронштадтское и в других местах). Зона Аккан-Бурлукского глубинного разлома контролирует пространственное положение ряда крупных интрузивных массивов (Зерендинский, Золотоношенский, Сартауский, Привольненский, Домашненский) и дайковых поясов, развитых к югу от оз. Жаксы-Жангызтау и восточнее оз. Калмакколь. Эта зона трассируется положением грабен-синклиналей или «шовных синклиналей» (Бабичев и др., 1968) (Чистопольская, Жаксы-Жангызтауская, Кокубайская, Новокронштадтская, обозначенные на рис. 1), выполненных красноцветной молассой девона, по периферии которых располагаются вулканические аппараты. Полуценный в последние годы фактический материал показывает, что описываемая зона четко выделяется по геофизическим данным. В целом она пространственно совпадает с изолиниями нулевых значений гравитационного поля, а отдельные крупные тектонические нарушения, часто залеченные дайками, фиксируются по данным магнитометрии и электропрофилирования.

Одной из наиболее характерных особенностей зоны является весьма длительная история ее развития, неразрывно связанная с формированием палеозойской геосинклинали. Анализ геологических данных показывает, что геосинклинальные структуры в пределах Северного Казахстана сформировались в течение нескольких этапов, древнейшие из которых относятся к архею и протерозою. Интенсивная складчатость в конце протерозоя преобразовала допалеозойские породы в стабилизированный относительно жесткий массив, явившийся «древним ядром», вокруг которого по системе разломов Аккан-Бурлукской и Карасуйской зон заложилась палеозойская геосинклинали. В дальнейшем геологическое развитие района определялось направленностью и интенсивностью тектонических движений по упомянутым зонам. Блоковые перемещения допалеозойского массива привели в конце протерозоя к возникновению двух крупных блоков с различными режимами развития: Кокчетавского и Калмаккольского. Кокчетавский блок испытывал в это время непрерывное поднятие и размыв и развивался как устойчивое геоантиклинальное поднятие, являясь основным поставщиком обломочного материала для заполнения Калмыккульского прогиба. Первый этап развития каледонской геосинклинали происходит в позднем кембрии — раннем ордовике в условиях общего погружения геосинклинали (рис. 2А). В Калмаккольском прогибе по системе расколов Аккан-Бурлукской зоны интенсивно проявилась вулканическая деятельность, выразившаяся в излиянии лав основного состава — диабазов, спилитов и порфиритов и накоплении большого количества пирокластического материала. Вероятно, в это время область магматического очага располагалась в базальтовом слое земной коры. Вулканическая деятельность развивалась в обстановке морского режима, о чем свидетельствуют прослои и линзы туфогенных песчаников, аргиллитов, алевролитов, яшм и известняков. Такое частое чередование пород в разрезе характеризует неустойчивую обстановку осадконакопления, возможную при наличии крупных расколов в земной коре. Непосредственное залегание кремнисто-яшмовой свиты на докембрийских и кембрийских отложениях свидетельствует о фазе складчатости, имевшей место в начале раннего ордовика, и об интенсивном воздымании Кокчетавского блока. При этом возникли новые разломы, по которым в среднем и позднем ордовике началось постепенное погружение южной и восточной частей района, сопровождавшееся морской трансгрессией. В результате этого сформировалась толща терригенно-кремнистых пород. По общепринятым представлениям этот

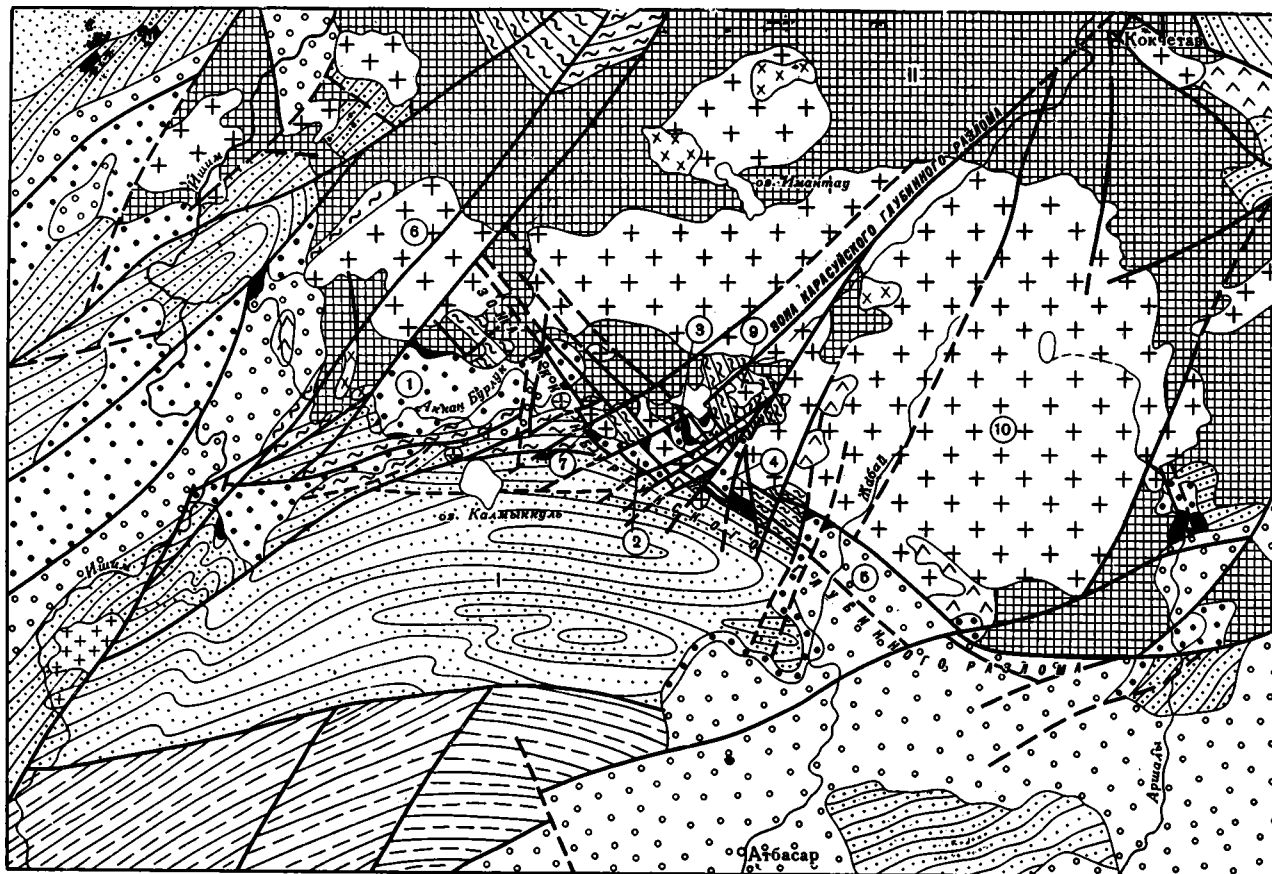
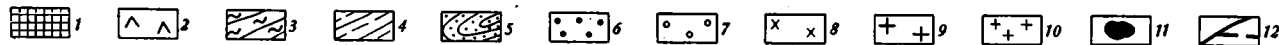


Рис. 1. Схематическая геологическая карта области сочленения Кочетавского докембрийского массива и Калмакчольского синклиория (Составлена по данным А. С. Голованова и Г. П. Полуаршинова с использованием материалов МГУ, ЦКГУ ВСЕГЕИ, МГРИ и др.)

Допалеозой: 1 — гнейсо-амфиболито-сланцевая серия; Палеозой: 2, 3, 4 — верхний кембрий — нижний средний ордовик; (2 — спилиты и кератофиры; 3 — терригенно-кремнистые породы; 4 — вулканогенно-осадочно-кремнистые отложения); 5 — средний верхний ордовик: флишеподобная толща (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 6 — силур (?) и девон: красноцветные молассы (песчаники, алевролиты, конгломераты); 7 — каменноугольные и пермские пестроцветные терригенно-карбонатные континентальные и морские образования; 8 — ордовикские пироксениты, габбро-диориты; 9 — верхнеордовикские граниты, гранодиориты (Зерендинский комплекс); 10 — силурийские граниты, гранодиориты, граносиениты (боровской комплекс); 11 — девонские гранит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты, 12 — тектонические нарушения.

Цифрами обозначено: I — Калмакчольский синклиорий; II — Кочетавский антиклиорий. Мульды: 1 — Чистопольская; 2 — Кокубайская; 3 — Жаксы-Жангызтауская; 4 — Новокронштадтская; 5 — Владимировская. Интрузивные массивы: 6 — Золотоношенский; 7 — Привольненский; 8 — Сартауский; 9 — Домашненский; 10 — Зерендинский



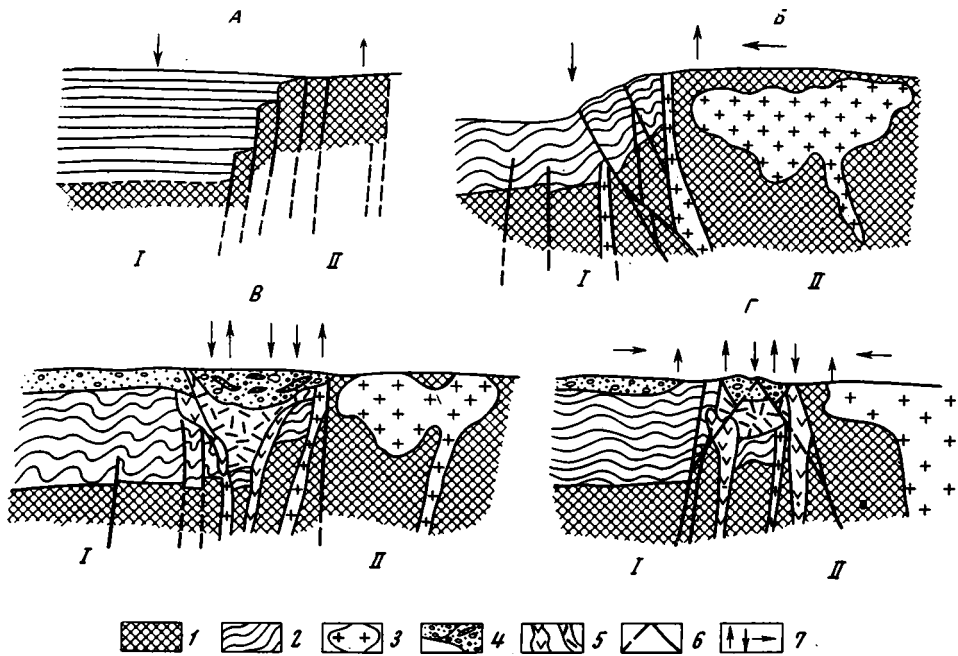


Рис. 2. Схема, показывающая развитие тектонических движений по Аккан-Бурлукской зоне глубинного разлома

А — в кембрии — ордовике. Б — в верхнем ордовике — нижнем силуре (главная фаза складчатости). В конце силура — в среднем — верхнем девоне. Г — в верхнем палеозое
 I — Калмаккольский и II — Кокчетавский блоки. I — докембрийские и частично кембрийские образования; 2 — отложение ордовика; 3 — интрузии верхнего ордовика — нижнего силура (Зерендинский комплекс); 4 — терригенные отложения девона; 5 — вулканогенные образования девона; 6 — разломы; 7 — направление движения блоков

тип формаций характерен для начальных этапов и отвечает максимальному прогибанию геосинклинали.

Образование кремнисто-яшмовых отложений завершилось новым складкообразованием, вызвавшим появление серии складок в эффузивной и яшмовой свитах. Раннепалеозойская складчатость сопровождалась поднятием и размывом территории, расположенной к северу от главного шва зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома. С этой фазой складчатости связано внедрение небольших интрузий основного состава, большая часть которых приурочена к отдельным разломам Аккан-Бурлукской и Карасуйской зон и размещается в породах спилит-порфировой формации. В результате складчатости и активизации тектонических движений в лландейльском веке начался процесс сокращения площади осадконакопления. Преобладающее в раннем ордовике прогибание земной коры постепенно сменилось восходящими движениями. К началу лландейло северная часть территории до южного ограничения зоны Аккан-Бурлукского глубинного разлома являлась областью сноса. Поднятия компенсировались интенсивным прогибанием южной части района. Площадь морского бассейна резко сократилась. Область осадконакопления сместилась к югу, где в относительно узком прогибе, расположенном между Кокчетавским массивом и Джаркаинагачским поднятием, в лландейло и карадоке накапливалась мощная флишеподобная толща зеленовато-серых песчаников, аргиллитов, алевролитов, содержащих прослойки внутриформационных конгломератов, реже прослойки и линзы известняков (рис. 2Б).

На протяжении ордовика Кокчетавский блок испытывал воздымание и на большей своей части подвергался размыву, о чем свидетельствует состав гальки в отложениях ордовика, появление в пограничной зоне

конгломератов и грубообломочных фаций терригенных пород и отсутствие отложений ордовика на территории блока. Перед отложениями ашгилия (в позднем карадоке) флишевая толща была смята в складки, поднята и частично подверглась эрозии. В ашгилии произошло дифференцированное блоковое погружение по отдельным разломам Аккан-Бурлукской и Карасуйской зон, в локальных замкнутых прогибах отлагалась толща перемытого пироклатического материала и крупногалечных валунных конгломератов. Общая мощность терригенных и вулканогенных отложений ордовика в прогибе достигала значительной величины. Даже в настоящее время их суммарная мощность превышает 5—6 км. Учитывая степень эрозии Кокчетавского блока, суммарную амплитуду вертикальных перемещений по разлому можно оценить в 8—10 км.

В конце ордовика и в начале силура произошла главная фаза складчатости, сопровождавшаяся внедрением крупных интрузий кислого состава. В результате этого отложения, накопившиеся в ордовике в Калмаккольском блоке, оказались собранными в линейные складки, которые вблизи с Кокчетавским блоком оказались сильно сжатыми и местами запрокинутыми. Размещение магматических масс определялось зонами глубинных разломов. Внедрение часто носило межформационный характер и сопровождалось в ряде случаев интенсивным развитием процессов контаминации и ассимиляции вмещающих пород, что обусловило образование диоритов, габбро-диоритов и других пород смешанного состава. По-видимому, зона Аккан-Бурлукского глубинного разлома играла роль структурного барьера, ограничивающего площадь распространения магматических комплексов. В самом деле, интрузии практически отсутствуют в пределах Калмаккольского блока, т. е. к югу от Аккан-Бурлукской зоны разломов, и располагаются главным образом в Кокчетавском блоке. В последнем поля развития крупных массивов гранитоидов четко отделяются друг от друга поперечными северо-восточными разломами (например, Карасуйским) и контролируются зонами разломов, субпараллельными зоне Аккан-Бурлукского глубинного разлома. При этом северо-восточные разломы маркируются в интрузивах цепочкой ксенолитов вмещающих пород и резкими изгибами контактов интрузивных тел, располагающихся в промежутках между зонами Карасуйского и Аккан-Бурлукского глубинных разломов. В пределах последней отмечаются малые по размеру интрузивы, характеризующиеся резко повышенной контаминацией по сравнению с главными массивами. Такими, например, Сартауский и Привольненский массивы и ряд более мелких тел.

Внедрение крупных массивов гранитоидов продолжалось в течение всего силура. В связи с тектоническими движениями в это время происходило окончательное оформление складчатых структур палеозоя. Таким образом, верхнеордовикская — силурийская фаза складчатости и магматизма является главной фазой, в результате которой было консолидировано все нижнепалеозойское основание, и с этого времени Калмаккольский и Кокчетавский блоки превратились в единый относительно устойчивый массив — Кокчетавское поднятие (Богданов, 1959, 1965).

Помимо крупных региональных зон разломов, служивших каналами при подъеме магмы из глубинных очагов, существенную роль играли и более мелкие, временно приоткрывавшиеся структуры разных направлений и порядков, оперявшие крупные разломы.

Внедрение огромных масс гранитных интрузивов в течение сравнительно небольшого промежутка времени, в свою очередь, отразилось на характере подвижек по зоне Аккан-Бурлукского глубинного разлома. Именно в этот период в южной части Кокчетавского массива под действием интрузивного магматизма (внедрение Зерендинского, Золотоно-

шенского, Сартауского, Привольненского, Домашненского массивов) и связано надвигание Кокчетавского массива на палеозойское складчатое сооружение Калмаккольского блока. По существу, характер подвижек по Аккан-Бурлукской зоне с течением времени изменился. Если в течении кембрия — ордовика она являлась крупным разломом со сбросовыми перемещениями, достигавшими, исходя из мощности ордовикских отложений, не менее 7—10 км, то в период внедрения интрузивов и главной фазы складчатости, имевших место в верхнем ордовике — силуре, по ней происходили небольшие тектонические подвижки преимущественно надвигового характера (рис. 2, Б).

Принципиально иной характер развития палеозойской геосинклинали и подвижек по Аккан-Бурлукской зоне глубинного разлома наступил в девоне и верхнем палеозое. В это время после длительного периода сидурийского магматизма и складчатости произошло общая консолидация и воздымание всей территории Северного Казахстана, сопровождавшаяся длительной денудацией, в результате которой оказались вскрытыми апикальные и более глубокие части главнейших нижнепалеозойских интрузивных массивов. Общее поднятие было неравномерным и несколько менялось от одного тектонического блока к другому. Об этом может свидетельствовать почти полное отсутствие силурийских и девонских образований в центральной части Кокчетавского блока и наличие их по его периферии и в пределах Калмаккольского блока. Относительно мощные девонские отложения накапливаются в пределах узкой полосы, обрамляющей Кокчетавский блок, т. е. над зоной Аккан-Бурлукского глубинного разлома. В ее пределах отмечается интенсивное проявление девонского вулканизма. Анализ распределения мощностей терригенных отложений девона указывает на то, что они накапливались в узкой грабен-синклинальной зоне, снос материала в которую происходил как с севера, так и с юга, но преимущественно с Кокчетавского блока (рис. 2, В). Так, в гальке девонских конгломератов, помимо обломков терригенных пород ордовика, широко представлены обломки кембрийских и докембрийских образований, слагающих Кокчетавский блок, а так же интрузивов зерендинского комплекса. Такое накопление осадков в девонское время обусловлено сбросовыми перемещениями по отдельным разломам Аккан-Бурлукской зоны. В геологической литературе (Бабичев и др., 1968) указывается, что подобные образования девона выполняют «шовные синклинали».

Большую роль при формировании грабен-синклиналей сыграла зона Карасуйского глубинного разлома, впервые выделенная О. А. Мазаровичем. Эта зона представлена системой разобщенных тектонических нарушений, отчетливо фиксируемых при детальном геологическом съемках с использованием методов общей геофизики. Как правило, в местах пересечений Аккан-Бурлукской зоны с тектоническими нарушениями Карасуйской зоны развиты девонские субвулканические тела кислого состава.

При изучении внутреннего строения разрывных нарушений, образующих Аккан-Бурлукскую зону, обнаруживается, что они представлены пучками субпараллельных, иногда взаимопересекающихся трещин, переходящих в интенсивные и мощные зоны расщепления, в пределах которых обычно отмечаются характерные признаки скольжений отдельных пород по их контактам. Детальные наблюдения в горных выработках позволили в ряде мест выяснить преобладающие направления наиболее поздних тектонических подвижек, имевших взбросовый характер, и установить, что средне- и верхнеордовикские породы по крутым сместителям надвинуты на девонские красноцветные молассы (рис. 3). Таким образом, анализ приведенного материала показывает, что в течение девона и верхнего палеозоя по Аккан-Бурлукской зоне происходили подвижки вертикального направления, вначале преимущественно

сбросового характера в связи с образованием грабен-синклиналей, а затем двусторонние взбросо-надвиги. При этом, по-видимому, единая девонская грабен-синклиналь оказалась расчлененной, а отдельные ее

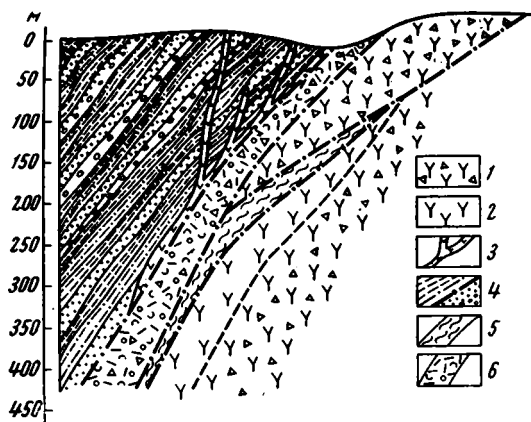


Рис. 3. Деталь строения одного из разломов Аккан-Бурлукской тектонической зоны

Девон: 1 — лавобрекчи фельзитов; 2 — фельзиты; 3 — дайки диоритовых порфиритов. Ордовик: 4 — флише-подобная толща (аргиллиты, алевролиты, песчаники); 5 — расланцованные аргиллиты; 6 — разлом (зона брекчирования, дробления, милонитизации)

части были пространственно изолированы друг от друга. В последующее время, в карбоне и перми, по рассматриваемой зоне продолжались тектонические движения. Об этом, в частности, свидетельствуют крупные смещения каменноугольных отложений вдоль отдельных ветвей Аккан-Бурлукской зоны, установленные при детальном картировании северной части Владимирской мульды (см. рис. 1). В результате этих движений верхнепалеозойские отложения в пределах Аккан-Бурлукской зоны разломов оказались смятыми. Конечно, по рассматриваемой тектонической зоне имели место и горизонтальные перемещения. Однако

величина их, судя по перемещению контактов интрузивных пород, ордовикских и докембрийских образований, была не более первых сотен метров.

Это наглядно видно в Карасуйской зоне разломов и по северо-западной ветви Аккан-Бурлукского разлома.

Таким образом, изложенный материал позволяет сделать вывод о том, что Аккан-Бурлукская зона глубинного разлома представляет собой длительно развивающуюся тектонически активную зону, характеризующуюся, главным образом, вертикальными движениями прилегающих блоков с суммарной амплитудой перемещений до 7—10 км.

Литература

- Бабичев Е. А., Мазарович О. А., Минервин О. Е., Хэ Го-цы. О возрасте яшмо-кремнистых отложений южной части Кокчетавского поднятия (Сев. Казахстан). Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 4, 1965.
- Бабичев Е. А., Богоявленская И. А., Булыго Л. В., Мазарович О. А., Минервин О. В., Розен О. М. О природе границ Кокчетавского докембрийского массива (Центральный Казахстан). Вестн. Моск. ун-та, № 11, 1968.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. Вестн. Моск. ун-та, № 5, 1960.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, вып. 1, 1959.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 1. Строение каледонского срединного массива. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 10, вып. 5, 1965.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Пробл. сов. геол., № 6, 1934.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектонической структурой Казахстана. Пробл. сов. геол., № 8, 1937.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 34, вып. 2, 1959.
- Кропоткин, П. Н. Тектоника, стратиграфия, металлогения Северного Казахстана. В кн.: «Тектоника СССР». Ч. 1, Изд-во АН СССР, 1950.
- Мазарович О. А. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей КазССР. В сб. «Памяти А. Н. Мазаровича», Изд-во Моск. о-ва испыт. природы, 1953.

- Минервин О. В., Несмеянов С. А. О тектонике западной окраины Кокчетавского поднятия (Центральный Казахстан). Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и разв., 1966.
- Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины (центральный Казахстан). Сов. геология, сб. 48, 1955.
- Михайлов А. Е. Средне- и верхнепалеозойские тектонические структуры западной части Центрального Казахстана, их строение и история развития. Автореф. докт. дис., М., 1963.
- Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Под ред. Е. Т. Шаталова. Изд-во АН СССР, 1963.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1945.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956.
- Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1961.
- Розен О. М., Краснобаев А. А. О возрасте гнейсов Кокчетавского массива. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 1, 1966.
- Сатпаев К. И. Главные закономерности пространственного размещения зон эндогенного оруденения в Центральном Казахстане. Сов. геология, сб. 55, 1957.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. В кн.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Изд-во АН СССР, 1963.
- Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В кн.: «Глубинные разломы» (сб. статей). Изд-во «Недра», 1964.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. «Сов. геология», сб. 51, 1956.
- Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). Изв. высш. учебн. завед. Сер. геол. и развед., № 3, 1963.
- Четверикова Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. «Материалы по геологии Центрального Казахстана», т. 1, 1960.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, № 5—6, 1938.
- Шлыгин Е. Д. Надвиги в Кокчетавском районе. Изв. главн. геол.-развед. упр., № 8, 1932.
- Шлыгин Е. Д. Тектонические структуры северной части северо-восточного Казахстана. Пробл. сов. геол., № 2, 1935.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е., Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». Изд-во «Наука», 1964.
- Шерба Г. Н. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 20, 1955.
- Шерба Г. Н. Подвижные глубинные зоны и их значение для размещения эндогенного оруденения (на примере Центрального Казахстана). Научн. тр. Казахск. Горно-металлург. ин-та. Геология, горн. дело, металлург., № 13, 1955.

Статья поступила
31 июля 1967 г.

УДК 551.24(571.55)

В. Н. ТОМАШЕВСКИЙ

**СТРУКТУРЫ АРХЕЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ
ГРАНИТОИДОВ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КОДАР
(Северо-Восточное Забайкалье)**

В статье рассматривается крупная пликативная структура, образованная архейскими кристаллическими толщами (Дербергеляхский антиклинорий). Установлена структурная приуроченность различных комплексов раннепротерозойских гранитоидов к сводовой части антиклинория и охарактеризованы соотношения между комплексами. Делается вывод о едином цикле гранитообразования в раннем протерозое в восточной части хр. Кодар.

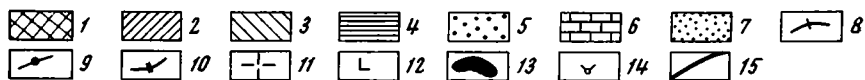
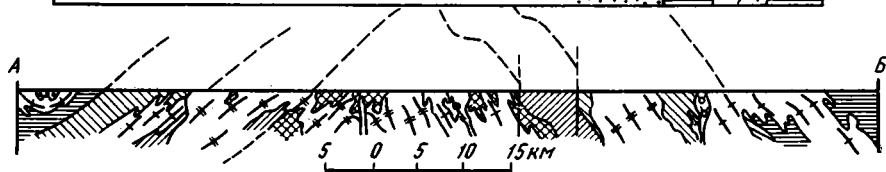
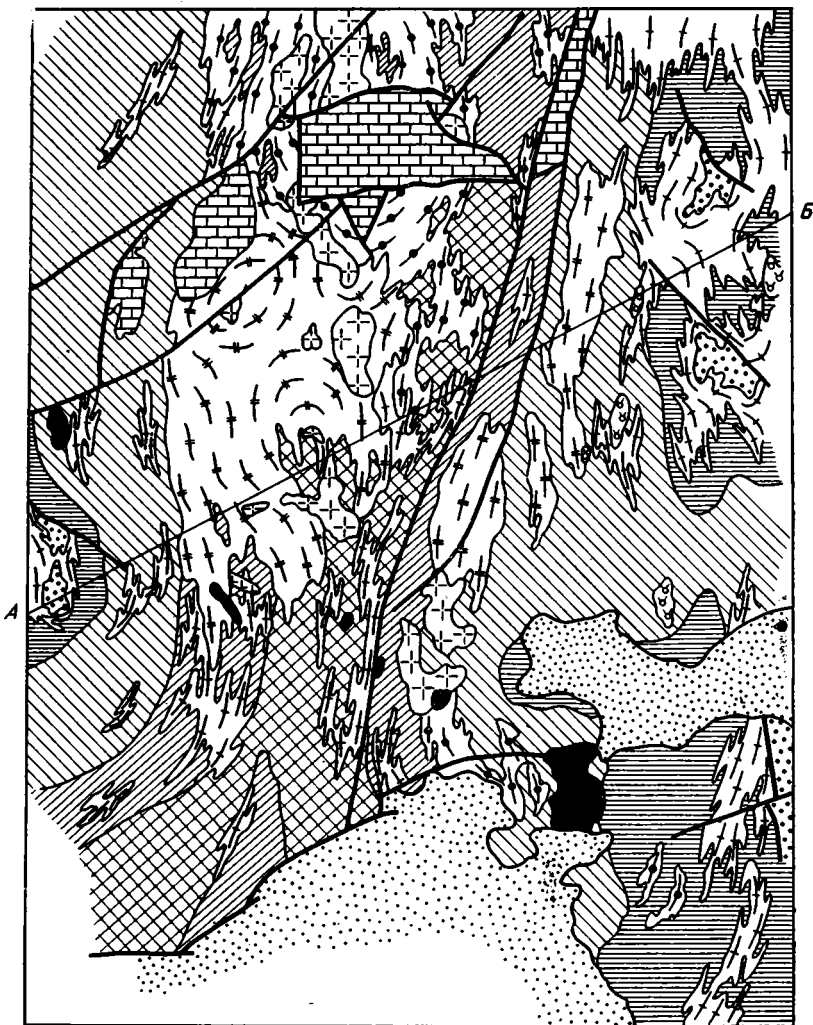
Восточная часть хр. Кодар (бассейн среднего течения р. Чара) является областью широкого развития глубокометаморфизованных (в гранулитовой и амфиболитовой фациях) пород чарской серии архея и разнообразных гранитоидов раннепротерозойского возраста.

Некоторые вопросы геологии докембрия этой территории рассматривались ранее в работах Е. В. Павловского (1933), Л. И. Салопы (1958, 1967), А. М. Лейтеса (1965), однако систематические площадные исследования, проведенные здесь в 1962—1966 гг., позволили впервые сделать детальное расчленение метаморфических образований, метасоматических и палингенно-метасоматических гранитоидов, а также изучить тектонические структуры древних толщ.

Архейские метаморфические породы образуют здесь крупную пликативную структуру, названную Дербергеляхским антиклинорием. Антиклинорий вытянут в субмеридиональном направлении на расстояние более 100 км. На севере, за пределами рассматриваемого района, он скрыт под палеозойскими толщами платформенного чехла; на юге — ограничен тектоническим уступом хр. Кодар и прослеживается (по геофизическим данным) под рыхлыми четвертичными образованиями Чарской впадины. Антиклинорий представляет собой широкую линейную, несколько асимметричную структуру; его осевая плоскость наклонена к востоку: западное крыло характеризуется более пологими углами падения (40—60°), чем восточное (70—75°).

Сводовая часть Дербергеляхского антиклинория образована пироксеновыми и амфиболо-пироксеновыми кристаллическими сланцами наиболее древней, несмуринской свиты, а также высокоглиноземистыми сланцами и железистыми кварцитами давчанской свиты. Крылья структуры слагают амфиболовые и биотито-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы лежащих выше имангрской и калаканской свит (рисунок).

Метаморфические породы в ядре структуры сложно дислоцированы, обычно они собраны в серии узких сопряженных антиклинальных и синклинальных складок второго, третьего и более высоких порядков. Преобладают средние и крутые углы падения крыльев (40—70°). На отдельных участках отмечается опрокинутое залегание пластов, как правило не выдерживающееся по простиранию и сменяющееся нормальным падением. Характерной чертой строения сводовой части Дербергеляхского антиклинория является резко повышенная (относительно крыльев структуры) концентрация тел гранитоидов раннепротерозойского воз-



Схематическая геологическая карта, составленная с учетом материалов М. З. Глуховского, В. И. Колесникова, В. В. Ляхниченко, В. С. Шульгиной

Архейские глубокометаморфизованные породы чарской серии: 1 — пироксеновые, амфило-пироксеновые кристаллические сланцы несмуриной свиты; 2 — высокоглиноземистые сланцы с железистыми кварцитами давачанской свиты; 3 — амфилобовые, биотито-амфилобовые сланцы и гнейсы имангрской свиты; 4 — биотитовые, амфилобиотитовые гнейсы и сланцы калаканской свиты; 5 — слюдяные сланцы нижнепротерозойской удоканской серии; 6 — доломиты, песчаники верхнего протерозоя; 7 — четвертичные отложения.

Раннепротерозойские палингено-метасоматические породы: 8 — плагиигранито-гнейсы, гранито-гнейсы I фазы куандинского комплекса; 9 — «зочковье» гранито-гнейсы II фазы куандинского комплекса; 10 — плагииграниты, граниты I фазы ничатского комплекса; 11 — граниты, граносиениты, сиениты II фазы ничатского комплекса; 12 — габброиды раннепротерозойского каларского комплекса; 13 — граниты позднепротерозойского возраста; 14 — сиениты, нефелиновые сиениты условно палеозойского возраста; 15 — разломы

раста. Образование гранитоидов сопровождалось формированием куполов и синклиналиевидных массивов — «грибов», деформирующих первоначально линейную структуру.

Как уже отмечалось выше, крылья Дербергеляхского антиклинория построены неодинаково. Восточное крыло характеризуется крутым моноклинальным падением пластов, лишь иногда осложненным мелкими складками типа «грибов». Строение западного крыла несравненно сложнее. Оно образовано серией синклиналиевых и антиклиналиевых складок значительных размеров (до 50—70 км по простиранию при размахе крыльев 15—20 км), расположенных за пределами рассматриваемого района. Оси складок ориентированы субпараллельно оси антиклинория. В большинстве случаев они асимметричны: осевые плоскости, как правило, наклонены в сторону ядра антиклинория.

Картирование метаморфических пород, содержащих маркирующие горизонты (например, железистых кварцитов), позволяет выявить некоторые особенности строения антиклинория. Так, ось структуры, в целом ориентированная субмеридионально, на юге, вблизи Чарской впадины, искривляется к западу и одновременно испытывает виргацию. В плане здесь устанавливается разделение единой центральной антиклинали на две крупные положительные структуры, сопряженные синклиналиевым перегибом. Шарнир антиклинория испытывает незначительную ундуляцию, погружаясь к югу и максимально воздымаясь в центральной части района (бассейн р. Дербергелях). В ядрах антиклиналиевых складок, усложняющих западное крыло антиклинория, по мере продвижения на запад устанавливаются выходы все более молодых пород чарской серии, что свидетельствует о постепенном погружении всего крыла на запад.

Выше уже указывалось, что в сводовой части Дербергеляхского антиклинория широкое развитие получили раннепротерозойские гранитоиды. Они представлены разнообразными палингено-метасоматическими гранито-гнейсами, гнейсовидными гранитами, «очковыми» гранито-гнейсами, слабо гнейсовидными пегматоидными гранитами. Характер соотношений их друг с другом, некоторые структурно-петрологические и петрохимические особенности, а также наличие габброидов, четко фиксирующих перерыв в процессе гранитообразования, — все это свидетельствует о минимум двухэтапном образовании раннепротерозойских гранитоидов.

Наиболее ранние гранитоиды объединены в куандинский комплекс (Салоп, 1958), в составе которого, по данным геологов Всесоюзного аэрогеологического треста, выделяются две фазы: I фаза представлена плагиогранито-гнейсами и гнейсовидными гранитами. Они образуют строго согласные с вмещающими толщами тела, обычно вытянутой либо неправильной, прихотливой формы. Очень характерным является присутствие многочисленных остатков субстрата — скиалитов, находящихся в ненарушенном залегании. Характер контактов с метаморфическими породами тел гранитоидов I фазы во всех случаях одинаков: отмечается очень постепенный переход от гранито-гнейсов, через ореолы теневых мигматитов к метаморфическим породам чарской серии. Ориентировка текстур гранито-гнейсов всегда полностью совпадает с такой во вмещающих породах.

Минеральный состав этих гранитоидов в большинстве случаев зависит от состава субстрата, вплоть до сохранения в них отдельных минералов (основной плагиоклаз, гранат). Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) резко преобладает над калиевым полевым шпатом, представленным решетчатым микроклином.

«Очковые» гранито-гнейсы II фазы куандинского комплекса локализованы почти исключительно в сводовой части архейского антиклинория. При общей отчетливой вытянутости массива «очковых» гранито-

гнейсов, согласно генеральному простираению структуры, в северной части района устанавливается крупный гранито-гнейсовый купол незамкнутой (открытой к северу) формы. Сводовая часть купола скрыта под осадочными образованиями верхнего протерозоя, крылья изобилуют скиалитами вмещающих пород.

Контакты массива так же, как и у гранито-гнейсов I фазы, нерезкие. Переход к вмещающим метаморфическим породам осуществляется постепенно, через довольно широкую зону фельдшпатизированных пород. Минеральный состав гранитов II фазы гибридный. В них наряду с минералами, обязанными своим происхождением метасоматическим растворам, присутствуют минералы субстрата, нередко в количестве 30—40%. Появляется микроклин-микропертит (до 30%), имеющий резко активные взаимоотношения со всеми минералами породы. Он и обуславливает «очковую» порфиroidную текстуру этих гранитов.

Несмотря на макроскопически несхожий облик гранитоидов I и II фазы, они обладают рядом сходных черт, позволяющих считать их производными единого процесса гранитообразования. Сюда относится прежде всего одинаковый характер соотношений массивов со структурами вмещающих метаморфических пород и совпадением направления гнейсовидности (у гранито-гнейсов I фазы) и расположением порфиробластов — «очков» микроклина (у гранитоидов II фазы) с направлением полосчатости субстрата. Повсеместно отмечаются скиалиты вмещающих пород, находящиеся в ненарушенном залегании. Характерны «метасоматические» контакты массивов с постепенным переходом от гранитоидов к метаморфическим породам. Не случайно также сходство минерального состава гранитоидов обеих фаз, их ярко выраженная зависимость от состава вмещающих пород, общая эволюция гранитоидов от существенно натровых (I фаза) к существенно калиевым (II фаза). И, наконец, одинаковые геохимические характеристики гранитоидов двух фаз (содержание всех элементов, за исключением Ti и Ba, не превышают кларковых, по А. П. Виноградову).

Перерыв в едином процессе гранитообразования фиксируется введением небольших по размерам тел габброидов каларского комплекса, довольно широко известных в регионе, но мало проявленных в Дербергеляхской структуре. Здесь, в сводовой части антиклинория, отмечается тело амфиболизированных пироксеновых габбро, дискордантно расположенное среди мигматитов I фазы куандинского комплекса. В то же время габбро интенсивно фельдшпатизированы более поздними по времени образованиями гранитоидами ничатского комплекса.

Становление гранитоидов ничатского комплекса происходило также в два этапа, причем гранитоиды обеих фаз обнаруживают четкую структурную приуроченность к сводовой части Дербергеляхского антиклинория.

В I фазу ничатского комплекса объединены плагиограниты, иногда гранодиориты, неравномернозернистые пегматоидные, нередко с ориентированной текстурой. Эти породы слагают крупные (до 600 км²) массивы с причудливыми очертаниями в плане, но неизменно вытянутые в субмеридиональном направлении. В них наряду со скиалитами субстрата отмечаются мелкие повернутые ксенолиты, распределенные крайне неравномерно и без всякой видимой закономерности.

Внутреннее строение наиболее крупного центрального массива характеризуется широким развитием куполовидных структур самых различных форм и параметров. Здесь выделяются гранито-гнейсовые и гранитные купола размерами от 6×7 км до 25×15 км, имеющие либо изометрично-овальную, либо каплевидную форму.

Характер контактов гранитоидов I фазы двоякий. В большинстве случаев гранитный материал проникает по слоистости во вмещающие толщи в виде коротких неравномерной мощности жилков, окружен-

ных ореолами порфиробластов калиевого полевого шпата. Нередко, однако, отмечаются резко секущие апофизы. Как правило, массивы окружены полями грубополосчатых мигматитов-артеритов, причем материал субстрата в них в той или иной степени милонитизирован. Следует отметить, что и в самих гранитоидах I фазы довольно часты бластокатакстические структуры и гранулированные зерна кварца.

По своему генезису гранитоиды I фазы ничатского комплекса являются метасоматическими, а на отдельных участках проявляют себя как обычные магматогенные граниты. Химический состав их — преимущественно натровый; в породах резко превалирует плагиоклаз над калиевым полевым шпатом. Так же как в гранитоидах куандинского комплекса, в ничатских гранитах иногда встречаются реликтовые минералы субстрата (гранат, редко плагиоклаз).

Во II фазу ничатского комплекса нами включаются лейкократовые граниты, граносиениты, редко сиениты, массивные, крупнозернистые. Они образуют сравнительно небольших размеров изометричные тела, приуроченные в основном к центральной части Дербергеляхского антиклинория. Характер контактов гранитов II фазы с метаморфическими породами и с гранитоидами ранних фаз неодинаков. В первом случае описываемые гранитоиды образуют штокообразные тела с резко секущими интрузивными контактами и многочисленными остроугольными или округлыми ксенолитами. Ксенолиты различно ориентированы, но в то же время в них повсеместно отмечаются инъецирующие прожилки вмещающих гранитов. У массивов, располагающихся среди гранитоидов куандинского комплекса и I фазы ничатского комплекса, характер контактов иной. В этом случае переход от массивных гранитоидов к гнейсовидным осуществляется постепенно, но на очень коротком интервале (порядка первых метров). Правда, и здесь иногда наблюдаются резкие, рвущие взаимоотношения.

Минеральный состав гранитоидов II фазы примерно тот же, что и у пород I фазы. Значительно увеличивается только количество микроклина (до 50—60%). Таким образом, и в ничатском комплексе устанавливается четкая закономерность развития процесса гранитообразования — от плагиогранитов I фазы к нормальным и субщелочным гранитоидам II фазы.

Суммируя сказанное выше, можно прийти к выводу, что тектоническая позиция раннепротерозойских гранитоидов определяется их приуроченностью к центральной части архейского Дербергеляхского антиклинория. По своему происхождению они являются метасоматическими (куандинский комплекс), либо палингенно-метасоматическими (ничатский комплекс). Об этом свидетельствует конкордантный характер тел, взаимоотношения с породами субстрата, наличие многочисленных скиацитов, одинаковая ориентировка текстур гранитоидов и текстур вмещающих метаморфических пород.

Довольно четко устанавливается общая направленность развития процесса гранитизации в рассматриваемой зоне. Анализ минерального и химического состава гранитоидов показывает, что они эволюционируют во времени от существенно натровых к существенно калиевым породам. Это характерно не только для каждого комплекса в отдельности, но и для всего процесса гранитизации в целом.

Однако, находясь в тесной генетической связи, гранитоиды куандинского и ничатского комплексов имеют и некоторые отличительные черты, главной из которых является, пожалуй, металлогения. Если гранитоиды раннего, куандинского комплекса характеризуются кларковым или близким к нему содержанием почти всех элементов, то ничатские отличаются от них повышенным, против кларкового, содержанием Nb, Sr, Pb, Y.

О близости образования гранитоидов двух комплексов во времени свидетельствует их возраст, определенный калий-аргоновым методом в

лаборатории абсолютного возраста Всесоюзного аэрогеологического треста. Возраст куандинского комплекса равен 1700—2420 млн. лет (по данным М. З. Глуховского, В. И. Колесникова, В. С. Федоровского, В. С. Шульгиной), Ничатского комплекса — 1700—2035 млн. лет (данные Г. Б. Гиммельфарба и автора). По данным Г. Б. Гиммельфарба, гранитоиды ничатского комплекса перекрываются осадочными отложениями среднего протерозоя непосредственно к западу от района.

Чем же можно объяснить такую тесную пространственную, временную и генетическую связь описанных выше гранитоидов и их приуроченность к сводовой части антиклинория? В этом смысле целесообразно рассмотреть в историческом аспекте развитие Дербергеляхского антиклинория.

Представляется, что уже в архее он существовал как положительная структура и имел сравнительно простое строение. Он представлял собой сочетание широких линейных складок меридионального простирания. Шарнир антиклинория на юге спокойно погружался в направлении современной Чарской впадины, а наибольшее воздымание испытывал в бассейне р. Дербергелях (центральная часть района). Зона наибольшего воздымания шарнира являлась, естественно, и наиболее ослабленной зоной, в пределах которой была максимально развита трещиноватость пород.

В раннем протерозое непосредственно южнее рассматриваемого района закладывается прогиб, в пределах которого происходит накопление осадочных пород удоканской серии. Субмеридиональные заливы (ответвления) его, приуроченные к крупным архейским синклиналям, существуют и на описываемой территории (по данным М. З. Глуховского В. И. Колесникова). Интенсивнейшие напряжения, проявившиеся в связи с образованием Удоканского прогиба, естественно, не могли не найти своего отражения в соседних с ним районах. В частности, происходило наиболее значительное «растрескивание» центральной части Дербергеляхского антиклинория и образования в связи с этим мощных дизъюнктивных зон. В нижнем протерозое, а возможно и раньше, рассматриваемый район становится ареной интенсивнейшей гранитизации. На некоторых участках, возможно в местах развития архейских гранитоидов, возникают очаги гранитизации, а иногда и палингенеза. Архейские кристаллические породы в результате этих процессов вновь приобретают пластичность и отвечают на раннепротерозойские деформации некоторой, обычно незначительной, перестройкой структур. Так, архейская синклинали складка западного крыла антиклинория (бассейн р. Торочан) и в раннем протерозое продолжает развиваться как отрицательная структура. Ремобилизованные архейские породы приобретают здесь одинаковую структурную ориентировку с нижнепротерозойскими образованиями, выполняющими ядро этой синклинали. Сводовая часть Дербергеляхского антиклинория также несколько видоизменяется. Благодаря наличию мощной ослабленной зоны, она становится вмещающим для всех раннепротерозойских метасоматических гранитоидов. Образование последних сопровождалось формированием, на фоне общей линейной структуры, гранито-гнейсовых и гранитных куполов, разделенных узкими сжатыми синклиналями. Следует отметить, что куполовидные складки не только не затушевывают общий антиклинальный характер центральной части антиклинория, а напротив, еще более подчеркивают его.

Анализ пространственного размещения гранитоидов показывает, что вмещающими для них служили ослабленные зоны в архейских кристаллических толщах. К таким зонам прежде всего относится сводовая часть Дербергеляхского антиклинория. Несколько меньшее (по масштабам) значение для проникновения метасоматических растворов и палингенной магмы имели зоны сочленения архейского кристаллического фунда-

мента и нижнепротерозойских осадочных образований. Нельзя не отметить весьма незначительные по амплитуде, но широко распространенные в архейских кристаллических толщах межпластовые срывы. Они образовались в ремобилизованных, приобретших повторную пластичность архейских породах в период нижнепротерозойской активизации. Эти участки также являлись благоприятными для проникновения гранитоидов.

В метаморфических породах развивается интенсивная складчатость высоких порядков. Возникают складки типа «грибов», происходит частичное запрокидывание к востоку восточного крыла антиклинория (бассейн р. Сулумат). И на все это накладывается мелкая дисгармоничная и изоклиальная складчатость, еще более затрудняющая расшифровку первичной структуры.

Таким образом, в результате гранитизации на месте относительно простого архейского антиклинория в раннем протерозое возникает весьма сложная гетерогенная пликативная структура, представляющая собой сочетание линейных и бахиформных складок. В то же время общий положительный характер структуры не меняется, т. е. в данном случае здесь происходит длительное унаследованное развитие участка земной коры.

Формирование Дербергеляхского антиклинория заканчивается к среднему—верхнему протерозою. Об этом свидетельствует прежде всего поперечное к зоне (субширотное) направление структур, образованных средне- и верхнепротерозойскими отложениями платформенного чехла. Эти отложения фиксируются как непосредственно к северу от района, так и в пределах изученной площади (так называемый Малоторский грабен). Кроме того, можно указать на ориентированный вкрест простирания указанной зоны пояс даек габбро-диабазов, возраст которых считается верхнепротерозойским (данные В. С. Федоровского). И, наконец, по зоне северо-западного направления внедрялись небольшие штокообразные и трещинные тела гранитов, радиологический возраст которых (1030—1330 млн. лет, — К — Аг метод) позволяет датировать их как позднепротерозойские.

Литература

- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 122, Изд-во «Наука», 1965.
- Павловский Е. В. Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна). Тр. Всес. Геол.-развед. объедин., вып. 271, 1933.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Сб. «Структуры докембрия и связь магматизма с тектоникой». Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, Изд-во АН СССР, 1963.
- Салоп Л. И. Байкальская горная страна. Докембрийский магматизм. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 2, Госгеолтехиздат, 1958.
- Салоп Л. И. Байкальская складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР». Т. 3, Госгеолтехиздат, 1958.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2, Изд-во «Недра», 1967.

Всесоюзный аэрогеологический трест
Москва

Статья поступила
30 ноября 1969 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.241 (262)

Л. И. КОГАН, Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, А. П. МИЛАШИН,
Г. В. ОСИПОВ, Б. Д. УГЛОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

(по материалам гидромагнитной съемки)

В 1967 г. по инициативе В. В. Федынского на экспедиционном судне «Ак. Архангельский» в восточной части Средиземного моря были выполнены гидромагнитные наблюдения по 7 профилям общей протяженностью 3650 км (рис. 1). Морские работы проводились отрядом в составе: Л. И. Коган (начальник отряда), С. И. Земсков, Ю. М. Жиров, В. С. Добычин, Г. С. Золотарев, Х. Х. Хабибулин. Исследования выполнены с помощью ядерно-прецессионного магнитометра МПМ-3 конструкции ВНИИГеофизики, обеспечивающего практически непрерывную запись модуля полного вектора T с точностью $\pm 2,5 \gamma$. Плановая привязка осуществлялась обычными навигационными способами. Обработка материалов произведена в Отделении морских геофизических работ ВНИИГеофизики Б. Д. Угловым и Г. В. Осиповым под общим руководством Я. П. Маловицкого и А. П. Милашина. Полученные данные позволили составить графики ΔT_a по линиям профилей в сопоставлении с рельефом дна и схе-

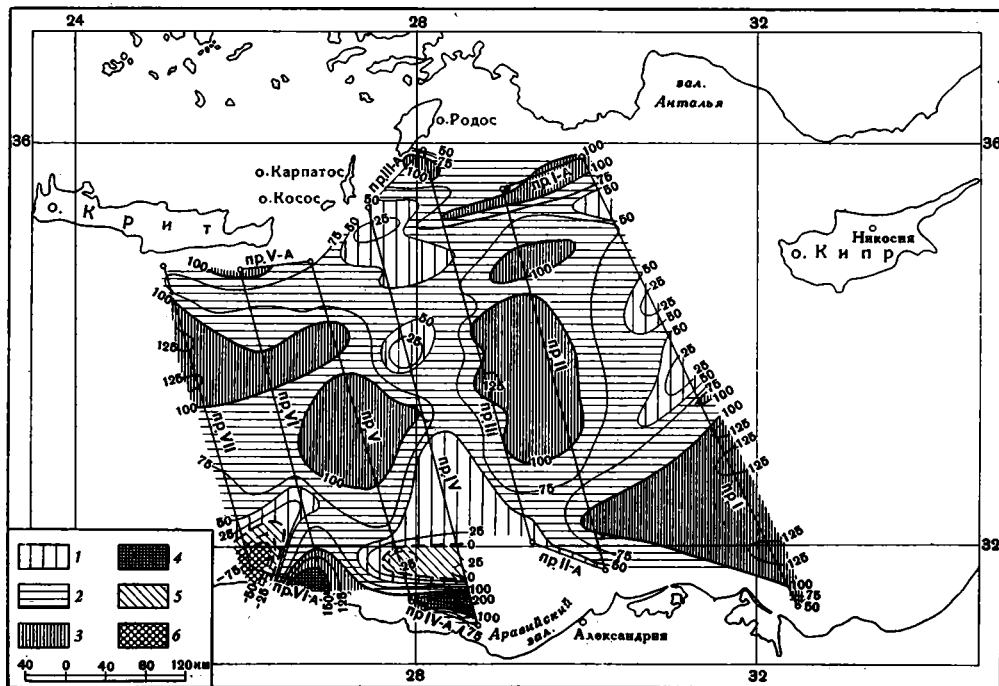


Рис. 1. Схематическая карта магнитных аномалий ΔT_a

1 — интенсивность аномалий от 0 до +50 гамм; 2 — от +50 до +100 гамм; 3 — от +100 до +150 гамм; 4 — свыше 150 гамм; 5 — от 0 до -50 гамм; 6 — менее -50 гамм

матическую карту аномалий магнитного поля, а также вычислить несколькими методами глубины залегания верхних кромок магнито-возмущающих тел. Сопоставления этих материалов с геолого-геофизическими сведениями по прилегающей суше, данными геоморфологических, гравиметрических и сейсмических исследований дают возможность сделать некоторые новые выводы о глубинной структуре дна восточной части Средиземного моря.

На карте магнитных аномалий (см. рис. 1) и на графиках ΔT_a по отдельным профилям (рис. 2) достаточно отчетливо видно, что геомагнитное поле, изученное на

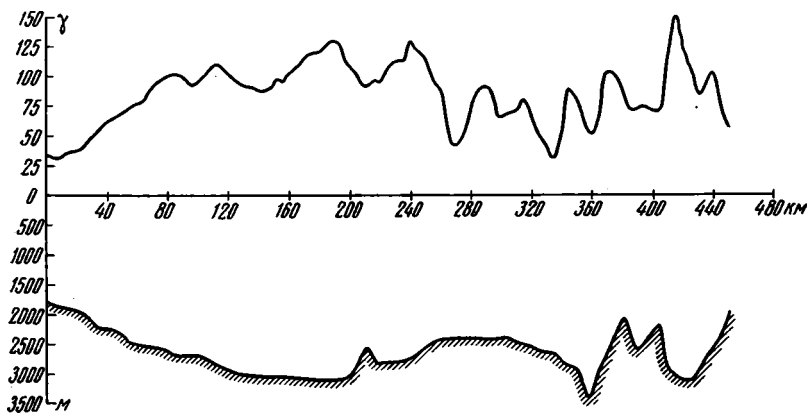


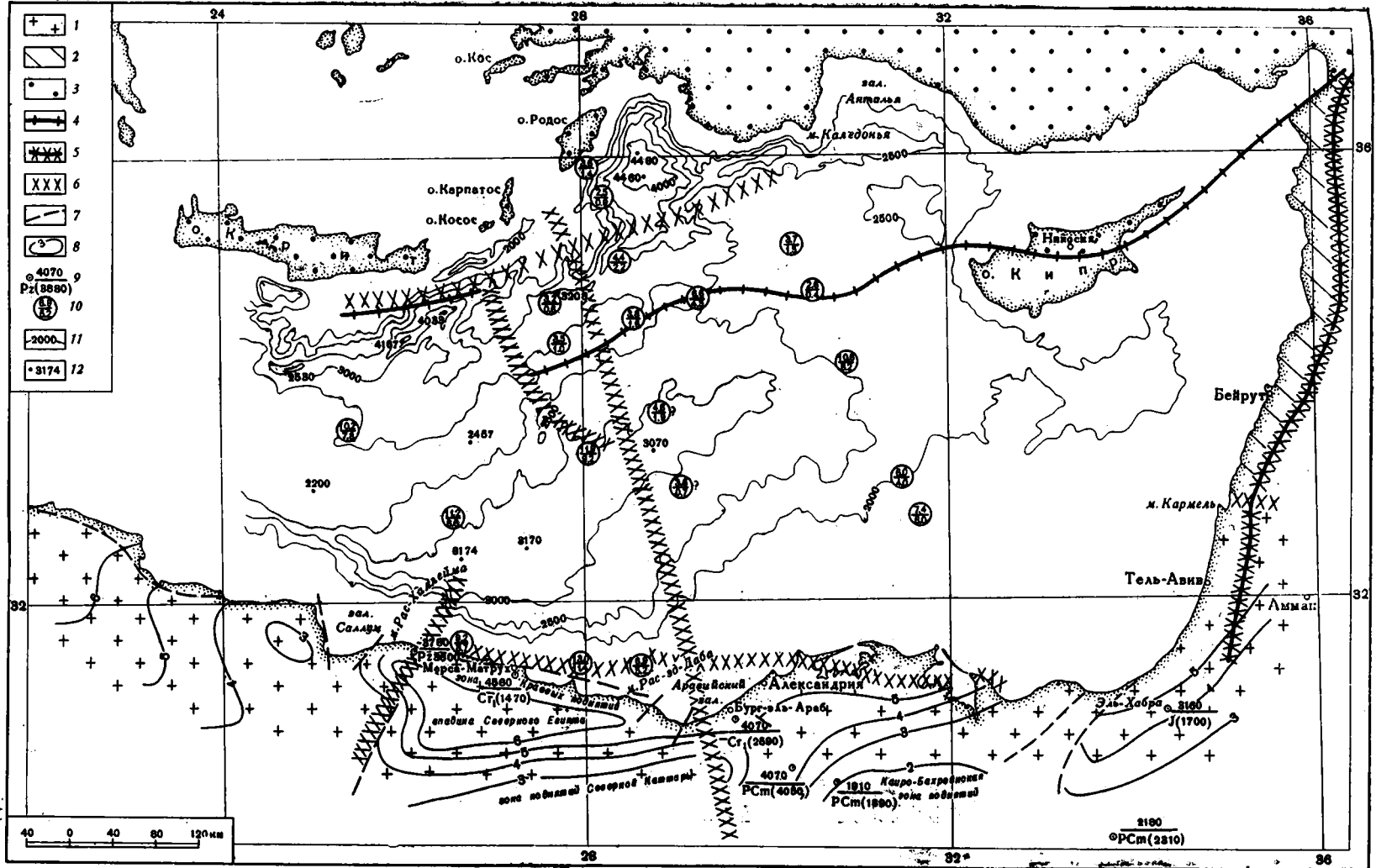
Рис. 2. Графики аномального магнитного поля ΔT_a и рельефа дна по профилю III

уровне моря, разделяется на три области: северную, среднюю и южную. Для северной области характерно развитие короткопериодных, сравнительно интенсивных аномалий, вытянутых субширотно, примерно параллельно островной дуге Крит—Родос. Средняя область, занимающая наибольшую площадь исследованной акватории, характеризуется присутствием двух обширных овальной формы региональных максимумов ΔT_a и гораздо более длиннопериодных локальных сравнительно интенсивных аномалий. В южной области развиты также сравнительно интенсивные сопряженные максимумы и минимумы, протягивающиеся в субширотном направлении вдоль континентального склона и береговой линии. На этом фоне обращают внимание субмеридиональные элементы геомагнитного поля: крупная линейная депрессия ΔT_a , протягивающаяся от о. Карпатос в направлении на Аравийский залив, которая разделяет весь район на западную и восточную части, и небольшая, но достаточно интенсивная отрицательная аномалия северо-восточной ориентировки в районе залива Саллум, которая как бы ограничивает ранее описанную южную область с запада.

Вычисление глубин залегания верхних кромок магнито-возмущающих тел, произведенное по 20 аномалиям способами В. К. Пятницкого (Миков, 1962) и новым способом, предложенным Г. В. Осиповым, показало удовлетворительное совпадение результатов (в пределах 10—22%). При этом характерно, что южная и средняя области геомагнитного поля отличаются глубоким погружением магнито-активных пород, до 6—18 км ниже уровня моря и до 4—10 км ниже уровня дна (рис. 3). Сильно отличается в этом отношении от них северная область, где магнито-возмущающие тела залегают неглубоко, всего на 0,4—2,0 км под дном моря. Интересно, что смена уровней магнитоактивных горизонтов происходит резко, вдоль границы северной и средней областей геомагнитного поля. Судя по материалам прилегающей суши (Тектоника Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966; Рушди Саид, 1965, и др.), интрузивные и эффузивные магматические комплексы, с внедрением которых можно связывать геомагнитные аномалии, образуют два этажа: на юге они связаны с фундаментом платформенной области, а на севере — с альпийским геосинклинальным комплексом. В свете этого

Рис. 3. Схема основных элементов тектоники Восточной части Средиземного моря

1 — докембрийская Африканская платформа; 2 — платформенная область с неустановленным возрастом фундамента; 3 — Альпийская геосинклинальная область; 4 — предполагаемая граница Восточно-Средиземноморской плиты и Альпийской геосинклинальной области (граница смены характера геомагнитного поля); 5 — зона установленных глубинных разломов; 6 — зона предполагаемых глубинных разломов; 7 — дизъюнктивные нарушения; 8 — изогипсы поверхности докембрийского фундамента; 9 — буровые скважины (числитель — глубина забоя, м; знаменатель — возраст наиболее древних отложений, вскрытых скважиной; в скобках — глубина кровли этого комплекса, м); 10 — числитель — глубины верхних кромок магнито-возмущающих тел от уровня моря, км; знаменатель — то же от дна моря, км; 11 — изобаты, м; 12 — отметки глубин моря



результаты проведенных гидромагнитных работ дают возможность наметить в восточной части Средиземного моря положение одной из основных принципиальных границ — границу платформенной области и альпийской геосинклинальной зоны. Судя по резкости сочленения указанных областей, граница между ними, по-видимому, имеет характер глубинного разлома.

Сопоставление результатов гидромагнитной съемки с данными геоморфологических (Михайлов, 1966) и гравиметрических (Рушди Саид, 1965) исследований указывает на различный характер их соотношений. Южная зона субширотных магнитных аномалий хорошо коррелируется с крутым, прижатым к берегу континентальным склоном на участке от залива Саллум до Александрии и сравнительно интенсивной гравитационной ступенью, прослеженной по побережью и в дельте Нила. Это дает основание достаточно уверенно наметить зону крупного разлома, протягивающегося в широтном направлении вдоль берега и в низовьях дельты Нила, который отделяет край Африканской платформы от структурно более опущенной Восточно-Средиземноморской плиты (см. рис. 3). Вдоль разлома в осадочных отложениях прослежена выделенная на тектонической карте Европы зона краевых поднятий.

Возникает вопрос: являются ли реальными для мощностей осадочной толщи цифры, полученные по результатам вычислений верхних кромок магнитовозмущающих тел в пределах Восточно-Средиземноморской плиты? В скважинах «Мерса-Матрух» и «Бург-Эль-Араб», пробуренных на побережье Средиземного моря, при глубинах соответственно 4580 и 4070 м забой находится в отложениях нижнего мела (нубийская серия), под которыми должны залегать еще осадки низов мезозоя и палеозоя (Рушди Саид, 1965). Глубину фундамента вдоль побережья Северного Египта можно оценить величиной 6 км и более. При этом характерно, что на всех сейсмогеологических профилях, приведенных в книге упомянутого автора, поверхность фундамента ступенчато погружается с юга на север, в сторону Средиземного моря. Особенно сильное увеличение мощностей в этом направлении в районе побережья испытывают отложения нубийской серии. В скважине «Эль-Хабра» на Синайском полуострове при глубине 1700 м забой ее находится в юрских отложениях. Для этого района также характерно увеличение мощностей осадочной толщи в сторону Средиземного моря. Все приведенные данные бурения и сейсморазведки с несомненностью, на наш взгляд, показывают, что полученные глубины залегания верхних кромок магнитовозмущающих тел ориентировочно соответствуют глубинам залегания фундамента, который ступенчато опускается на север по выделенному разлому. Восточно-Средиземноморская плита является опущенной частью платформы, в которой мощность осадочной толщи может достигать 6—10 км и которая вовлечена в опускание Средиземного моря. Соглашаясь с мнением В. Н. Мюскаленко (1967) об отнесении рассматриваемого элемента к платформе, можно в то же время отметить, что полученные этим исследователем предполагаемые мощности осадочной толщи являются заниженными и, следовательно, зафиксированные методом отраженных волн границы прослежены внутри осадков.

Область крупных овальных максимумов геомагнитного поля пространственно примерно совпадает с геоморфологической впадиной моря Леванта и соответствует региональному максимуму аномалий силы тяжести, превышающему +100 мгл. Такое сочетание естественных полей и геоморфологии позволяет предположить глубинный характер вызвавших их причин. По-видимому, в этой области границы раздела земной коры (Конрада и Мохо) приближены к дну моря. По уровню гравитационных аномалий можно предполагать, что подошва земной коры залегает здесь не глубже 25—30 км, а поверхность «базальтового» слоя — на глубинах 10—15 км. Таким образом, рассматриваемый регион по своему глубинному строению скорее всего соответствует структурам, которые Я. П. Маловицкий предлагает выделять под названием «мегавпадин» (1964).

В северной зоне, относящейся к Альпийской геосинклинальной области, наблюдаются иные соотношения геомагнитного поля и рельефа дна. Гелленский желоб, состоящий из системы глубоких впадин и ложбин в рельефе дна, не находит прямого отражения в аномалиях ΔT_a (см. рис. 2). Глубинный разлом, предположительно намечаемый здесь по крупному линейному магнитному максимуму, проходит либо по южной периферии желоба (Родосская впадина), либо по возвышенности между двумя впадинами (к юго-востоку от о. Крит). Эти данные могут, по-видимому, указывать на неотектоническую, молодую природу Гелленского желоба, который накладывается на более глубинные структуры, развитые в зоне упомянутого разлома.

Выделенные выше субмеридиональные элементы геомагнитного поля находятся в достаточно хорошей корреляционной зависимости с гравиметрическими и геоморфологическими данными. Отрицательная аномалия ΔT_a северо-восточной ориентировки в районе залива Саллум находится на продолжении зоны субмеридиональных гравитационных аномалий и соответствующих дизъюнктивных нарушений прилегающей суши. Полосе регионального магнитного минимума от о. Карпатос до Аравийского залива соответствуют поперечная зона пониженных значений аномалий силы тяжести в море Леванта с минимальным значением до -4 мгл, резкая смена простирания изобат и обрывистый характер рельефа дна к северо-западу от дельты Нила, некоторые поперечные общему направлению осложнения рельефа в Левантской котловине и Центрально-Средиземноморском хребте. Продолжение рассматриваемой зоны в Египте является границей смены характера гравитационного поля и отделяет поднятый блок.

Каирского района от впадины Северного Египта (Рушди Саид, 1966). Эти данные позволяют предположительно наметить положение крупного разлома, который имеет зесьма глубокое и, по-видимому, древнее заложение. В этой связи обращает внимание, что при расчетах глубин залегания верхних кромок магнито-возмущающих тел в зоне разлома получены аномально малые значения мощности осадков 1,9 и 0,7 км (см. рис. 3). Эти данные малочисленны и поэтому нуждаются в проверке. Однако в случае их правильности можно предположить два варианта геологического столкновения: а) либо в зоне разлома произошло внедрение интрузий в осадочную толщу; б) либо она разлома сопряжена с поперечным общему простиранию крупным поднятием фундамента. В последнем случае выделенная нами Восточно-Средиземноморская плита дифференцируется на Западно-Левантийскую и Восточно-Левантийскую впадины и разделяющие их Центрально-Левантийское поднятие.

Подведем основные итоги. В результате сопоставления материалов выполненных гидромагнитных работ со всеми другими данными уточнено тектоническое районирование восточной части Средиземного моря. Намечена граница Альпийской геосинклинальной зоны и платформенной области. В качестве основного геотектонического элемента последней выделена Восточно-Средиземноморская плита, которая отделена крупным разломом от Африканской платформы и характеризуется большими мощностями осадочной толщи (до 6—10 км). Выявлен субмеридиональный глубинный разлом от о. Карпатос до Аравийского залива, с которым связано либо внедрение магматических тел в осадочную толщу, либо крупное поперечное поднятие фундамента. Область Восточно-Средиземноморской плиты имеет, по-видимому, значительный интерес в отношении поисков нефтяных и газовых месторождений. Здесь необходимо провести региональные сейсмические работы МОВ и ГСЗ с целью изучения структуры осадочной толщи, определения полной ее мощности и выяснения характера поведения глубинных слоев земной коры. Непосредственный интерес в настоящее время представляет область шельфа, прилегающая с севера к Египту.

В заключение авторы считают своим долгом выразить благодарность сотрудникам Института океанологии АН СССР В. П. Гончарову, О. В. Михайлову, В. Н. Москаленко и Института геологии Арктики Р. М. Деменичкой, Н. Н. Трубяччинскому, А. А. Городничкому за предоставленные материалы, помощь в работе и ценные консультации.

Литература

- Гончаров В. П. Советские морские геологические работы в Средиземном море. В сб. «Основные черты геологического строения, гидрологического режима и биологии Средиземного моря», 1965.
- Маловицкий Я. П. Тектоника акватории южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дис., 1964.
- Миков Д. С. Методы интерпретации магнитных аномалий. Томск, 1962.
- Михайлов О. В. Геоморфология дна Средиземного моря. Автореф. канд. дис., 1966.
- Москаленко В. Н. Строение земной коры в Средиземном море по сейсмическим данным. Автореф. канд. дис., 1967.
- Рушди Саид. Геология Египта. Изд-во «Мир», 1965.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000, Госгеолтехиздат, 1964.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. Изд-во «Наука», 1966.

ВНИИ Геофизика Отделение морских геофизических работ Геленджик

Статья поступила 20 августа 1967 г.

УДК 551.244(571.55)

Г. Ф. У Ф И М Ц Е В

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МЕХАНИЗМА РАЗВИТИЯ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Мезозойские и кайнозойские структуры Забайкалья давно привлекают внимание исследователей своеобразием своего развития и положения в общей геологической структуре этого региона. Выяснено преобладание выраженных в рельефе сводовых поднятий, возникших в результате аркогенеза (Павловский, 1948, 1953) или линейного коробления (Флоренсов, 1948, 1960). Многие черты строения сводовых поднятий рассмотрел В. Н. Данилович (1960, 1961). Он выделил своеобразные разрывы на крыльях сводов — аркогенные надвиги (Данилович, 1963). Следует, однако, отметить, что структуры 2-го порядка во внутренних частях сводов до настоящего времени изучены слабо. Это связано главным образом с отсутствием их в «ископаемом состоянии». Большой материал в этом отношении дает изучение новейшей тектоники Центрального Забайкалья. В частности выяснено, что одной из характерных черт сводовых поднятий

на кайнозойском этапе развития здесь является наличие зон прогибания их внутренних частей (Уфимцев, 1966, 1966). Эти структуры компенсируют растягивающие усилия, возникающие при пластических деформациях в процессе роста сводовых поднятий.

При изучении сводовых поднятий Забайкалья основным является вопрос о длительности их развития как структур изгиба. Действительно, в течение по крайней мере верхнего мезозоя и кайнозоя эти структуры развиваются как геоморфологически выраженные изгибовые формы и не наблюдается их распада на отдельные блоки. Причина этого явления, несомненно, кроется в характере структурных элементов 2-го порядка, возникающих в сводах в процессе их роста. Изучение взаимосвязей этих структурных элементов в пространстве и во времени может помочь выяснению механизма развития сводов в целом. На наш взгляд, аркогенные надвиги и зоны прогибания осевых частей сводов — характерные структуры 2-го порядка на сводовых поднятиях Центрального Забайкалья (хребты Заганский, Малханский, Безымянный и др.) и их формирование теснейшим образом взаимосвязано.

Рассматриваемые сводовые поднятия на кайнозойском этапе развития представляют собой выраженные в рельефе антиклиналеобразные структуры шириной 20—30 км. Их можно отнести к категории «малых» сводовых поднятий, вопросы классификации и терминологии которых, к сожалению, разработаны еще очень слабо. По своей морфологии и внутренней структуре они резко отличаются от крупных сводовых поднятий типа Хэнтэй-Даурского и Байкальского (Флоренсов, 1948, 1960; Павловский, 1948).

В строении домезозойского складчатого и кристаллического основания в районе распространения малых сводовых поднятий главную роль играют докембрийские метаморфические сланцы и гнейсы малханского комплекса и раннепалеозойские (?) интрузии габбро-диоритов и гнейсо-гранитов (Фомин, 1966; Сизых, 1967). Гнейсо-граниты представляют собой талингенные образования, возникшие за счет гранитизации пород малханского комплекса. Нередко они слагают тела типа гнейсо-гранитных куполов в ядрах крупных антиклинальных структур, на крыльях которых распространены гнейсы и метаморфические сланцы. Контурные этих крупных антиклиналей в структуре древнего фундамента полностью соответствуют ядрам сводовых поднятий (Флоренсов, 1948; Данилович, 1960). Наиболее интенсивно воздымающиеся участки последних чаще всего приурочены к гнейсо-гранитным куполам. Зоны прогибания осевых частей хребтов в таких случаях развиваются преимущественно в пределах синклинальных складок малханского комплекса (Безымянный хребет) или в ослабленных зонах северо-западного простирания, располагающихся на трассах поперечных глубинных разломов (хребты Цаган-Хуртей и Малханский). Эта связь геоморфологически выраженных структур со строением фундамента отражает унаследованность, которую можно рассматривать как стадийное развитие в условиях изменяющегося во времени геотектонического режима (Пейве, 1965). В равной степени это относится и к тектоническим нарушениям на крыльях малых сводовых поднятий. Такие разломы, как Арейский и Унгодский, имеют древний возраст заложения и длительное развитие (Уфимцев, 1966). Геологические данные позволяют судить о глубокой преемственности развития сводовых поднятий от характера строения домезозойского основания. Некоторыми исследователями (Сизых, Гладков, 1966), в частности, подчеркивается роль гранитизации в линейном корблении фундамента Забайкалья. Однако эта связь имеет, по-видимому, косвенный характер.

Значительная жесткость субстрата находит естественное отражение в широком сочетании тектонических разрывов с изгибовыми деформациями в структуре сводовых поднятий. При этом первые проявляются уже при очень малых углах падения крыльев сводов, т. е. при очень малом изгибе.

Хорошая сохранность в хребтах реликтов донеогеновой поверхности выравнивания позволяет оценить некоторые характеристики сводовых структур. Углы падения их крыльев в среднем составляют $11-13^{\circ}$ и резко увеличиваются (до $3-4^{\circ}$) на участках сочленения с межгорными впадинами, образуя флексурообразные переходные зоны, к которым приурочены аркогенные надвиги. Радиус кривизны сводов, рассчитанный по амплитуде поднятия, обусловленной изгибовыми деформациями, изменяется от 140 до 300 км. Минимальный радиус кривизны (140—170 км) своды имеют на наиболее поднятых участках, часто приуроченных к благоприятным структурам фундамента. В зонах прогибания радиус кривизны увеличивается до 230—300 км. Это явление связано не столько с погружением зон прогибания, сколько с общим оседанием сводов, причем последнее оказывается более поздним процессом, чем возникновение и развитие аркогенных надвигов. Если аркогенные надвиги Центрального Забайкалья имеют главным образом верхнемезозойский возраст (Данилович, 1960), то зоны прогибания осевых частей сводов активно развиваются в кайнозое (Уфимцев, 1965). Следовательно, можно предположить, что растягивающие усилия в центральных частях сводов, возникающие при их поднятии, дополнительно усугубляются формированием аркогенных надвигов и приводят к некоторому оседанию сводовых поднятий и образованию зон прогибания в их осевых частях. В этом случае наблюдается местный вариант гобийского типа горообразования по Н. А. Флоренсову (1965). Поэтому представляется вероятным искать основную причину возникновения аркогенных надвигов в заложении «клина выпирания» при достижении сводовым поднятием критического радиуса кривизны. Его величина для таких сводов, как Малханский или Яблоновский, составляет, очевидно, около 140 км.

Прежде чем рассмотреть процесс формирования аркогенного надвига на основе краевых разломов клина выпирания, остановимся на морфологии некоторых аркогенных надвигов в рассматриваемой области. Внутреннее строение их различно, причем вариации бывают значительными. Изучение фактического материала по аркогенным надвигам Центрального Забайкалья приводит к заключению, что их различие зависит от степени развития структуры, отражая процесс последовательного ее усложнения. Поэтому механизм формирования аркогенных надвигов может быть легче выяснен в тех из них, которые находятся в ранней стадии развития и имеют простую внутреннюю структуру. Условно можно выделить три типа аркогенных надвигов, соответствующие трем последовательным стадиям развития: веерные, чешуйчатые надвиги и локальные покровные структуры.

Веерный аркогенный надвиг изучен автором на южном склоне Безымянного хребта, на участке среднего течения рек Нижнего Мултунна и Тырэхэна (рис. 1). Переходная зона между сводом и межгорным прогибом здесь осложнена продольными разрывными нарушениями, среди которых выделяются четыре главных сместителя, разбивающие крыло сводового поднятия на узкие (0,5—1,5 км) и удлиненные продольные блоки-пластины. Фронтальный сместитель рассматриваемой системы разломов имеет падение на север под углами 25—30°, а на правобережье р. Н. Мултунна углы падения уменьшаются до 10—15°. Вдоль разлома отмечается тектонический уступ высотой до 200 м, резкое увеличение продольного уклона тальвегов рек (иногда до 10—15°), что указывает на активность разлома в антропогене. Подошва тектонического уступа на междуречьях дугообразно изгибается, указывая, что уступ образован надвигом. Расположенный севернее сместитель имеет более крутые

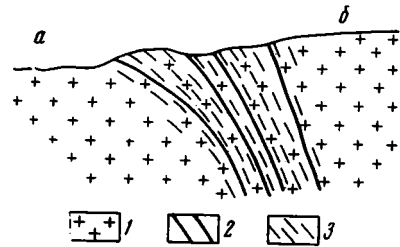


Рис. 1. Веерный аркогенный надвиг в переходной зоне между межгорным прогибом (а) и южным крылом Безымянного свода (б)

1 — кристаллический фундамент; 2 — основные сместители аркогенного надвига; 3 — рассланцевание в ослабленной зоне

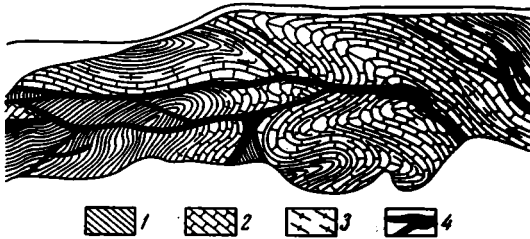


Рис. 2. Чешуйчатость в зоне Арейского аркогенного надвига. Фрагменты сопряженных складок, перемещенных по пологопадающим тектоническим зонам

1 — кристаллические сланцы; 2 — мраморы; 3 — послойные жилы гнейсо-гранитов; 4 — мylonиты. Движение чешуй происходило в сторону наблюдателя

углы падения — около 50°. Следующие два сместителя в тыловой части переходной зоны имеют соответственно углы падения 50—60 и 70°. По ним также фиксируются следы молодых подвижек.

Таким образом, переходная зона между Безымянным сводом и расположенным южнее межгорным прогибом осложнена крупным надвигом, основные сместители которого имеют падение в глубь свода и закономерно увеличивают углы падения в этом же направлении. Это явление можно объяснить выполаживанием сместителей в их верхних частях максимальным для фронтального разлома, что, вероятно, было обусловлено возникновением участков раздвигания при поднятии клина выпирания и наклонном («обрушении») продольных тектонических пластин — блоков в сторону межгорного прогиба. Сказанное подтверждается также четким выражением в рельефе фронтального сместителя, обусловленным прежде всего вертикальными движениями, несмотря на незначительные углы падения поверхности сместителя. Подобный наклон продольных тектонических пластин-блоков определил веерное положение основных сместителей и сравнительно простую внутреннюю структуру аркогенного надвига. Эта форма является наиболее ранней и характеризует начальные стадии перехода краевых взбросов клина выпирания в аркогенный надвиг.

Более сложное внутреннее строение имеет аркогенный надвиг по северному обрамлению Арейской впадины (Уфимцев, 1966). Здесь наблюдается мощная зона катаклаза, милонитизации и рассланцевания, протягивающаяся в северо-западном направлении при ширине до 1,0—1,5 км. Падение сланцеватости и параллельных ей зон катаклаза и милонитизации — на северо-восток и восток-северо-восток, углы падения изменяются от 30 до 70°. Ориентировка складок волочения и элементов микрочешуйчатости указывает на надвигание на впадину масс ее северного обрамления, т. е. в данном случае наблюдается аркогенный надвиг с падением сместителя в сторону сводового поднятия. Однако в зоне Арейского разлома сильно развита чешуйчатость (рис. 2), представленная наложенными друг на друга блоками-пакетами, между которыми наблюдаются различия в залегании элементов сланцеватости и катаклаза. Чешуйчатость сви-

детельствует о прерывистом развитии надвига, в связи с чем вновь формирующиеся и верхние сколы срезали уже наклонившиеся в сторону межгорного прогиба части надвиговой структуры. Чешуйчатость указывает также на длительное развитие аркогенного надвига. Геологические данные свидетельствуют, что он развивался с верхнего мезозоя по неоген (Уфимцев, 1966₂).

Внутренняя структура зоны Арейского надвига при общем сходстве со строением надвига по южному склону Безымянного хребта является более сложной и, очевидно, отвечает более поздней стадии развития по сравнению с первой (чешуйчатый аркогенный надвиг). При этом следует отметить, что в сумме тектонических движений по разлому вертикальная составляющая играет все же главную роль.

Прошедший более длительное и полное развитие аркогенный надвиг в конечном счете может образовать локальную покровную структуру, которую для Забайкалья описал В. Н. Данилович (1961). В этом случае часто наблюдаются падения сместителей

в сторону межгорного прогиба, а также клинья аллохтона среди отложений, выполняющих соседние прогибы. Подобные особенности локальных покровных структур могут быть связаны также с появлением сбросов в продольных пластинах-блоках аллохтона, способствующих его движению в сторону межгорного прогиба, с проявлением гравитационного течения, которое нередко имеет место в висях крыльях надвигов (Ажгирей, 1966). Следы гравитационного течения отмечены, в частности, в зоне Чикойского надвига (Гладков и др., 1966). С другой стороны, наклон сместителей в сторону прогиба может быть обусловлен их приспособлением к слоистой структуре (Данилович, 1961).

Касаясь особенностей развития сколов в развивающемся своде, нельзя не отметить специфики их положения. Оно определяется односторонним приложением действующей силы в вертикальной плоскости (отсутствием пары сил). Поэтому логично предположить, что и движения по сколовым тектоническим зонам в условиях геоморфологически выраженного складкообразования имеют вполне определенный характер. В частности, здесь будут развиваться лишь те сколовые зоны, движения по которым способствуют поднятию свода и снятию динамических напряжений, возникших при изгибании его верхней кромки. Это подтверждается анализом современных сейсмодислокаций в подобного типа структурах (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Кроме того, зоны тектонических нарушений, осложняющих структуру сводовых поднятий Центрального Забайкалья, как правило, имеют падение в сторону последних.

Анализируя основные черты строения сводовых поднятий рассматриваемого района, можно отметить, что при образовании клина выпирания в результате достижения сводами критического радиуса кривизны, они рассекаются продольными сколовыми зонами на ряд узких и протяженных блоков-пластин (рис. 3, а). Поднятие клина выпирания вызывает в переходной зоне образование раздвиг (рис. 3, б), если исключить внешние динамические напряжения, которые могут вносить коррективы в этот процесс. Раздвиг компенсируется «падением» (выполаживанием) продольных тектонических пластин-блоков в сторону межгорного прогиба, что и приводит к образованию аркогенного надвига и последующему усложнению его внутренней структуры при многократном возобновлении движений. Именно такова, по нашему мнению, природа многих аркогенных надвигов Забайкалья, обладающих малой горизонтальной составляющей.

Развитие аркогенных надвигов на основе клина выпирания неизбежно вызывает дополнительные растягивающие усилия во внутренних частях сводовых поднятий. Это приводит к заложению зон прогибания в их замковых частях и к общему оседанию

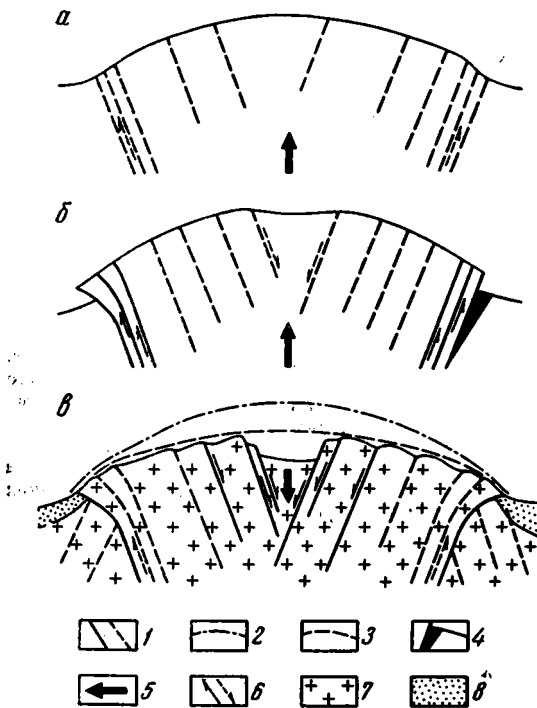


Рис. 3. Стадии развития структуры малого сво-
догового поднятия:

а — пластический выгиб; б — воздымание клина выпирания и оформление аркогенных надвигов; в — формирование зоны прогибания в осевой части свода и общее его оседание. 1 — тектонические разрывы, главные и второстепенные для каждой стадии; 2 — критический радиус кривизны; 3 — «заклнчительный» радиус кривизны; 4 — зона раздвигания при воздымании клина выпирания; 5 — общее направление тектонических движений; 6 — направления перемещения по тектоническим зонам, главным и второстепенным для каждой стадии; 7 — складчатый и кристаллический фундамент; 8 — мезо- и кайнозойские осадки во впадинах

сводов (рис. 3, в). Подобные явления особенно отчетливо наблюдаются для кайнозойского этапа развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья, когда по положению деформированной поверхности выравнивания имеется возможность оценить радиус кривизны таких структур. При этом радиус кривизны сводов увеличивается, отходя от критического. При дальнейшем росте свод снова должен достигнуть критического радиуса кривизны и описанный выше процесс повторится — произойдет поднятие клина выпирания с последующим снятием критического радиуса кривизны путем оседания свода и формирования в его замке зоны прогибания.

Таким образом, процесс развития сводовых структур Центрального Забайкалья состоит из прерывистого их поднятия, в основе которого лежит пластический выгиб с заложением клина выпирания и формированием аркогенных надвигов на основе краевых разломов. Затем происходит оседание свода и заложение в его осевой части зоны прогибания. При этом радиус кривизны свода изменяется в небольших пределах, ибо в конце каждого цикла он стремится возвратиться к исходной величине (рис. 3), в чем, очевидно, и кроется причина длительного развития сводовых поднятий Центрального Забайкалья как активных геоморфологически выраженных структур. Здесь отчетливо проявляется зависимость разрывных нарушений от пластического изгибания. Можно предположить, что в развитии малых сводовых поднятий Центрального Забайкалья все три выделенные стадии их формирования тесно связаны и накладываются одна на другую.

Нельзя также не учитывать, что разрывы внутри сводов могут формироваться за счет древних разрывных нарушений. Этот случай широко распространен в Забайкалье. Однако древние разломы в значительной мере приобретают новые черты, причем их морфология существенно осложняется за счет новых структурных элементов, что хорошо выражено, например, в зоне Арейского разлома (Уфимцев, 1966).

Изложенная точка зрения на некоторые особенности аркогенных структур Центрального Забайкалья является дальнейшим развитием представлений Н. В. Даниловича (1960, 1961, 1963), хотя и несколько от них отличается. Она находит подтверждение также и в сравнении результатов геологических наблюдений с экспериментальными исследованиями. В частности, предложенный механизм развития малых сводовых поднятий Центрального Забайкалья обнаруживает большое сходство с результатами моделирования антиклиналей поперечного изгиба (Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1964).

Полученные в последнее время данные позволяют сделать вывод, что основным структурным фактором в развитии сводов северной части Центрального Забайкалья является формирование клина выпирания на фоне пластических изгибов субстрата (гобийский тип геоморфологически выраженных структур, по Н. А. Флоренсову, 1965). Структуры 2-го порядка — аркогенные надвиги и зоны прогибания осевых частей сводов — возникают и развиваются в тесной генетической связи с этим процессом.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.
- Б е л о у с о в В. В., Г з о в с к и й М. В. Экспериментальная тектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Г з о в с к и й М. В. Тектоно-физическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность», Изд-во «Наука», 1964.
- Г л а д к о в В. Г., С и з ы х В. И., Ф о м и н И. Н. и С и з и к о в А. И. Структурные элементы мезозойских сводовых поднятий Западного Забайкалья. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3), Изд-во Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР, 1966.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья. Материалы по геологии полезных ископаемых Бурятской АССР, вып. 1 (4), Улан-Удэ, 1960.
- Д а н и л о в и ч В. Н. О локальных покровных структурах на юге Восточной Сибири. В сб. «Проблемы тектоники», М., 1961.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геология и геофизика, № 2, 1963.
- П а в л о в с к и й Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1948.
- П а в л о в с к и й Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- П е й в е А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. Геотектоника, № 1, 1965.
- С и з ы х В. И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Ин-т земн. коры СО АН СССР, Иркутск, 1967.
- С и з ы х В. И., Г л а д к о в В. Г. Роль гранитизации в линейном короблении фундамента Забайкалья. В сб. «Научная сессия по минералогии, геохимии и петрографии Бурятии». Изд-во БурНИИ СО АН СССР, Улан-Удэ, 1966.

- У ф и м ц е в Г. Ф. Зоны прогибания осевых частей хребтов Центрального Забайкалья. Тезисы докл. 2-й научной конф. геол. секции Забайкальск. отд. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1965.
- У ф и м ц е в Г. Ф. Вопросы новейшей тектоники северной части Центрального Забайкалья. Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва, т. 2, вып. 2, Чита, 1966.
- У ф и м ц е в Г. Ф. Арейский разлом и некоторые особенности развития дизъюнктивной тектоники Забайкалья. Изв. Забайкальск. фил. Геогр. о-ва, т. 2, вып. 4, Чита, 1966.
- Ф л о р е н с о в Н. А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1948.
- Ф л о р е н с о в Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.
- Ф л о р е н с о в Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. Геотектоника, № 4, 1965.
- Ф о м и н И. Н. Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск. ун-т, 1966.

Читинское геологическое
управление

Статья поступила
11 июня 1967 г.

УДК 551.243.1(470.3)

В. В. С О К О Л О В

О СВЯЗИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД И РЕЛЬЕФА ЮЖНОГО КРЫЛА ПОДМОСКОВНОГО БАССЕЙНА

Трещиноватость горных пород является одним из основных параметров, определяющих их свойства (электропроводность, упругие свойства и др.). Поэтому сведения о трещиноватости горных пород широко используются рудными специалистами, угольщиками, нефтяниками, геофизиками, гидродинамиками, горными механиками.

В природе не встречаются породы, лишенные трещин. Трещины возникают в процессе образования самой породы (трещины напластования или первичной отдельности) в результате уплотнения или химических превращений породы, ведущих к уменьшению ее объема (контракционные трещины) и в результате тектонических явлений.

Общая трещиноватость пород Русской платформы была рассмотрена Н. С. Шатским (1946), который считал, что для всей платформы характерны одни и те же системы трещин. А. С. Новикова (1951), изучившая большой фактический материал, пришла к выводу, что трещиноватость пород платформы в основном связана с их уплотнением и не находит в расположении трещин каких-либо ясных закономерностей.

Е. Н. Пермяков (1949), наоборот, считает, что трещины в породах имеют тектоническое происхождение и даже предлагает для оценки их распределения эмпирическое правило — «простираение оси платформенной структуры совпадает с направлением диагонали параллелограмма, построенного на двух лучах розы трещиноватости».

Сведения о пространственной ориентировке трещин в угольных пластах и известняках визейского возраста Южного крыла Подмосковского бассейна приводятся в работе Б. Г. Виноградова (1961). При этом выясняется, что средние азимуты простирания трещин коррелируются с простиранием структур II и III порядка и зависят от позиции участка относительно структур.

Возникает вопрос, как определить азимуты систем трещин на участках плохой обнаженности и при отсутствии горных выработок?

Оказывается, что здесь можно использовать сведения о простирании элементов микрорельефа, мелкой эрозионной сети и гидросети.

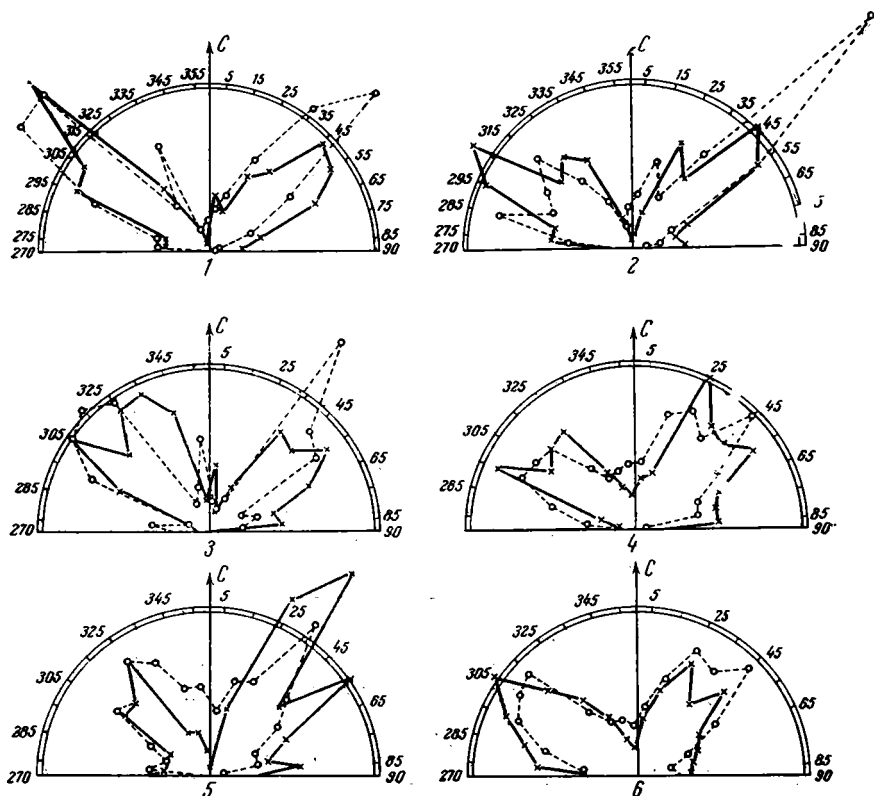
При детальном изучении крупномасштабных карт можно обнаружить закономерное расположение прямых отрезков ручьев, малых речных долин, оврагов, лощин. При сопоставлении роз-диаграмм трещиноватости и эрозионной сети обнаруживается непосредственная связь первых и вторых (рисунок).

Для более тщательной проверки этого явления проведен сравнительный анализ распределений трещиноватости, эрозионной и гидросети с использованием методов математической статистики.

Роза-диаграмма представляет собой функцию распределения плотности вероятностей направлений трещин или элементов эрозионной сети, и задача сводится к проверке гипотезы тождественности эмпирических распределений.

Для сравнения роз-диаграмм можно использовать критерий Пирсона (χ^2). При этом проверяется равенство вероятностей попадания изучаемых объектов в попарно равные интервалы (таблица).

Анализ эрозионной сети проводился на топооснове масштаба 1:100 000. На карте выделялись спрямленные участки речных долин, овражно-балочной сети, измерялись их азимуты простирания и длина. Бралась только те участки, на которых эрозионной сетью вскрываются карбонатные породы. Установлено, что для территорий, где эрозионная сеть развивается по рыхлым породам яснополянского подъяруса, верейского



Сравнение роз-диаграмм трещиноватости пород (сплошные линии) и ориентировки элементов эрозионной сети (пунктир) Южного крыла Подмосковского бассейна

1 — район шахт 6. 6-бис Агеевского и 14 Глубоковского м-ний; 2 — район Киреевского и Зап.-Богородинского угольных м-ний; 3 — район Ланьшинского и Митинского известняковых карьеров; 4 — район Шепиловского и Барсуковского известковых карьеров; 5 — район Жалчиенского, Среднянского и Мышенюрского известковых карьеров; 6 — сводные диаграммы трещиноватости и эрозионной сети

горизонта или мезозоя, преимущественных направлений в пространственной ориентировке эрозионной сети не наблюдается.

На идентичность проверялись распределения азимутов эрозионной сети, построенные по совокупностям, характеризующим площадь в 160—250 км², лежащую вокруг одного или нескольких горных предприятий (карьеры, шахты), где была изучена трещиноватость пород. Сравнивались совокупности объемом от 150 до 600 измерений.

Статистическая обработка распределений позволила определить для каждой пары диаграмм: а) средние азимуты простирания систем трещин и элементов эрозионной сети (α_x ; α_y); б) среднеквадратические отклонения от средних азимутов (σ_x ; σ_y); в) соотношение вероятностей в точках максимальных значений распределений ($a = P_2/P_1$).

Критерий Пирсона вычислялся по формуле $\chi^2 = 4 \left[\left(\sum_1^{18} m_i p_i \right) - 50 \right]$, полученной нами в результате преобразования уравнения, заимствованного у А. Б. Вистелиуса (1958), где m_i — процент от общего числа измеренных трещин, попадающих в i разряд; n_i — число, показывающее, какая часть длины спрямленных участков эрозионной сети от общей длины эрозионной сети данной площади попадает в интервалы азимутов i ; p_i — вероятность наступления события m_i из совокупности ($m_i + n_i$) событий.

Результаты обработки 14 роз-диаграмм приведены в таблице. Проведенная работа показала следующее.

Результаты сопоставления роз-диаграмм трещиноватости пород и эрозивной сети

Наименование участка	Параметры трещиноватости пород						Параметры элементов эрозивной сети					
	№ розы	α_x	α_x	σ_x	σ_x	$\alpha_x = \frac{\rho_2'}{\rho_1}$	α_y	α_y	σ_y	σ_y	$\alpha_y = \frac{\rho_2''}{\rho_1}$	$\chi^2_{\text{факт}}$
		СЗ	СВ	СЗ	СВ		СЗ	СВ	СЗ	СВ		
Район Агеевского и Голубковского месторождений	I	308,6	45,5	17,05	20,4	1,04	314,8	41,4	17,3	10,5	0,89	21,80
Р-н Киреевского и Зап. Богородицкого месторождений	II	307,0	46,4	19,0	19,0	0,845	308,0	36,5	19,2	15,5	1,22	22,26
Р-н Шепиловского и Барсуковского изв. карьеров	III	312,6	44,9	19,2	20,0	1,29	312,6	40,4	22,7	22,3	1,19	6,40
Р-н Жаличенского, Мышегорского и Среднянского изв. карьеров	IV	314,5	45,3	11,0	10,0	1,70	320,0	37,5	19,00	20,0	0,93	17,75
Р-н Ланьшинского и Митинского изв. карьеров	V	321,6	50,0	16,7	21,2	0,85	315,5	48,8	19,2	15,5	0,86	31,16
Р-н Гурьевского, Озеренского изв. карьеров	VI	300,0	44,15	19,5	23,1	1,02	304,0	37,1	18,7	16,9	1,18	32,64
Сводная роза-диаграмма трещиноватости пород и эрозивной сети	VII	311,0	40,0	21,0	20,0	1,00	311,0	39,0	21,0	19,9	1,00	6,45

α_x ; α_y — средние азимуты лучей; σ_x ; σ_y — среднеквадратические отклонения; ρ_2' и ρ_1 — частота встречи трещин и элементов эрозивной сети северо-западного простирания; $\frac{\rho_2''}{\rho_1}$ — частота встречи трещин и элементов эрозивной сети северо-восточного простирания; $\chi^2_{\text{факт}}$ — вычисленная величина критерия Пирсона.

1. На тектоническую природу трещин указывает идентичность их пространственной ориентировки в различных стратиграфических горизонтах.

2. Тесная связь эрозивной сети с тектонической трещиноватостью пород подтверждается наличием резких, идущих почти под прямым углом изменений направлений течения рек — Оки, Упы, Дона, Плавы, Красивой Мечи и их притоков.

Рассматривая эту закономерность, Н. А. Огильви (1950) еще в 1950 г. высказал гипотезу о том, что резкие повороты долин рек, прорезающих толщи известняков, связаны с наличием брахиантиклинальных поднятий. Не отрицая возможность такой зависимости, мы считаем, что ориентировка гидрографической сети зависит в основном от тектонической трещиноватости пород.

3. Развитие эрозивной сети зависит от направления распространения основных систем тектонических трещин. Несмотря на то, что общий уклон местности предопределяет основное направление течения рек, ручьев, последние со временем, прорезая трещиноватые породы, приспосабливают свое русло к преобладающему направлению трещин.

4. Средние азимуты простирания трещин и элементов эрозивной сети — северо-запад 311° и северо-восток 39° . Средне-квадратическое отклонение от каждого из средних направлений $\pm 20^\circ$. Относительно большая величина среднеквадратического отклонения обусловлена двумя причинами: а) особенностью статистической обработки совокупности, когда она разбивается на десятиградусные интервалы; б) характером естественного распределения трещин в породах, зависящим не только от тектонических факторов, но и от неоднородности механических свойств породы.

5. Различие между региональным направлением азимутов трещиноватости или эрозивной сети, развивающейся по карбонатным породам (α) и между средними азимутами простирания, подсчитанными для локального участка (α_1), по-видимому, можно использовать для оценки интенсивности проявления тектонических процессов.

6. В пространственном распределении трещиноватости горных пород наблюдаются определенные закономерности, имеющие явно планетарное значение. К ним главным образом относятся ориентировки простирания основных систем трещин преимущественно в северо-восточном и северо-западном румбах. Это отмечает Л. Ф. Елкин, исследовавший анизотропию нефтеносных трещиноватых пород месторождений Спрабери (Канада); Х. Тинтаит (Смехов, 1962), показавший, что ориентировка пещер и карстовых полостей в юрских известняках провинции Кот-д'Ор (Франция) определяется направлениями двух основных систем трещин — северо-западной и северо-восточной. Аналогичный характер ориентировки основных систем трещин отмечается в восточной части Русской платформы, в Предуральском прогибе, в Иркутском амфитеатре.

Исследователи давно пытаются найти объяснение этим фактам. Так, П. С. Воронов (1962) на основании данных по арктическим областям приходит к выводу о господствующем значении трещин субмеридиональной и субширотной ориентировки и высказывает предположение, что ротационные силы Земли вызывают между трещиноватостью пород, развивающуюся непрерывно на протяжении всей ее истории. Этим она существенно отличается от эндогенной трещиноватости, образующейся в периоды тектогенеза. Предположение П. С. Воронова объясняет определенно ориентированный характер трещиноватости в платформенных областях.

Е. М. Смехов (1962) считает, что ротационные силы и эндогенные факторы воздействуют на породу совместно: «Трещины образуются в земной коре под влиянием эндогенного фактора, а последующая их ориентировка в пространстве определяется ротационными силами. Этот процесс образования трещиноватости происходит непрерывно и необратимо». Наличие трещин, как бы облекающих структуру, по его мнению, обусловлено проявлением локальных эндогенных факторов.

Литература

- Виноградов Б. Г. Новые данные о вертикальной трещиноватости горных пород южного крыла Подмосковского бассейна. Бюлл. научно-техн. информации МГ и ОН, № 1, 1961.
- Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. Изд-во АН СССР, 1958.
- Воронов П. С. О ротационных причинах тангенциальных напряжений литосферы. IV совещание по проблемам астрогеологии, 1962.
- Новикова А. С. О трещиноватости осадочных пород в восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1951.
- Огильви Н. А. Брахиантиклинальные поднятия на южном крыле Подмосковского бурогоугольного бассейна. Сб. геолого-исследовательских работ. Углетехиздат, 1950.
- Пермяков В. И. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Бюлл. МОИП, 1949.
- Смехов Е. М. Методическое пособие по изучению трещиноватости горных пород. Госгостехиздат, 1962.
- Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1946.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(4/5)

Д. Н. АНДРУСОВ

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЕВРАЗИИ

Изображения на картах тектоники отдельных стран, горных систем и целых материков осуществляются уже довольно давно. Однако начиная с 40-х годов и особенно в 50-х годах нашего столетия, главным образом после выхода в свет второго издания «Тектонической карты СССР» под редакцией Н. С. Шатского (1956), составление тектонических карт приняло новое направление. Тектоническая карта Евразии, изданная группой советских геологов под редакцией А. Л. Яншина (1966), является новым крупным шагом вперед на пути к разработке и улучшению методики картографического изображения тектонического строения поверхности Земли.

Для составления карты авторы использовали громадный материал очень разнообразного характера и, в первую очередь, колоссальное количество литературы. Карта сопровождается обширной монографией под названием «Тектоника Евразии», опубликованной в том же году, поясняющей карту и излагающей теоретические взгляды авторов.

Сравнение карты Евразии с картой СССР и Международной тектонической картой Европы (1962) позволяет судить, в какой мере авторы сумели справиться с задачей, которую они перед собой поставили, и одновременно осознать, какими гигантскими шагами идет вперед изучение геологии многих стран, и в особенности стран Азии. Рецензия на тектоническую карту Евразии написана мной по просьбе ее главного редактора акад. А. Л. Яншина, который просил меня высказать замечания о ней, «чтобы учесть их в дальнейшей работе». Я имею в виду сделать критические замечания как геолог, который, хотя и не знаком со строением всей Евразии, но подробно знает некоторые ее части, и в первую очередь — альпийскую систему Европы.

При рассмотрении какой бы то ни было тектонической карты очень желательно, чтобы ее чтение было легким и быстро позволяло понять, как на карте изображено строение того или иного региона. Тектоническая карта Евразии в общем отвечает этим требованиям.

Крупным шагом вперед является изображение на карте не только строения континентов, но и дна морей и океанов, окружающих Евразию. Это — первая попытка такого рода и, конечно, она не может рассматриваться как окончательная. Однако в ближайшем будущем, вероятно, трудно будет внести что-нибудь существенно новое в решение этой проблемы.

Так как авторы отображают на карте зоны складчатых сооружений, платформенные области, а также строение дна океанов и морей, то для каждой из этих категорий структур вводится особая группа условных обозначений. Это несколько затрудняет чтение карты.

На тектонических картах и схемах их авторы пытаются изобразить иногда только некоторые черты тектоники данной области: например, пространственные соотношения тектонических единиц или покровы, или распространение разрывных нарушений и т. д. На современных картах стремятся к более широкому подходу, отображая такие тектонические категории как:

- 1) возраст главной складчатости в областях, где складчатые сооружения выходят на поверхность;
- 2) наиболее характерные формации («тектоногруппы»);
- 3) глубину залегания фундамента платформ и его возраст;
- 4) принадлежность структурных форм к той или иной тектонической зоне;
- 5) некоторые особые тектонические формы — соляные купола, особого рода впадины;
- 6) разломы и другие важные разрывные нарушения.

Все эти категории в той или иной мере нашли свое отражение на тектонической карте Евразии.

Главнейший принцип составления карты Евразии, как и карт СССР и Европы, — различный возраст главной складчатости. Поэтому на карте выделяются «области

«складчатости» различного возраста. Выражение «области складчатости» я считаю неудачным. На тектонической карте Европы и в книге «Тектоника Европы» употреблено, на мой взгляд, более удачное выражение — «складчатое сооружение». Однако дело не в выражении, а в явлении: нередко «складчатые сооружения» в пределах одной и той же области могут сложным образом накладываться друг на друга. Принимая термин «складчатая область», трудно распознать это явление. Отмечая множество эпох складчатостей, авторы карты Евразии делают шаг вперед, отделяя, в частности в Азии, франнекаледонскую складчатость от позднекаледонской, до этого не разделявшихся.

При дальнейшем расчленении складчатых сооружений («областей») авторы идут по пути, намеченному Н. С. Шатским в карте СССР (а не по пути, которым шли авторы тектонической карты Европы), рассматривая более древние складчатые образования в этих сооружениях как «выступы» их основания. При этом они показываются в той же гамме красок, что и «структурные ярусы», соответствующей складчатой области. Благодаря этому теряется общность подхода в изображении на карте элементов более древних складчатых сооружений, находящихся в складчатых зонах более молодого возраста. На тектонической карте Европы возраст древних сооружений в Альпийской системе (конкретно в Карпатах) показан, конечно, совершенно неправильно. Тем не менее я лично отдаю предпочтение принципу, согласно которому разные оттенки одной краски должны соответствовать складчатому сооружению одного возраста, независимо от того, в каких условиях это сооружение выступает на поверхность. Однако нужно, конечно, ясно отделить те выступы, которые подвергались интенсивной складчатости вместе с более молодыми комплексами, от тех, которые остались нетронутыми, что на карте Европы было сделано не повсеместно.

Дальнейшее расчленение складчатых сооружений сделано на тектонической карте Евразии, как и на карте Европы, на основании выделения «структурных ярусов» (этажей) и «подъярусов» (подэтажей). В монографии «Тектоника Евразии» не дано определения понятия «структурный ярус». Его синоним — «структурный этаж» — определен в книге «Тектоника Европы» и в «Материалах к тектоническому словарю» (Москва, 1963, геотографическое издание). В первой из названных работ сказано, что структурные этажи (Тектоника Европы, стр. 12) отвечают «стадиям развития» складчатых областей и слагаются ассоциациями пород, обычно отделенными от выше- и нижележащих несогласием. В материалах к словарю структурные этажи определены подобным же образом, однако больше внимания уделено тому, что это — комплексы формаций, отвечающие определенному «этапу развития» земной коры, чем тому, что они разделены несогласиями.

Сравнивая определение понятия структурного яруса с тем, что под этим названием конкретно показано на карте, я прихожу к заключению, что их выделение на карте значительно затрудняет понимание тектоники некоторых горных систем. Авторы обеих карт, в частности в Альпийском поясе, обособляют структурные ярусы и по несогласию, и там, где несогласия нет, но есть резкая граница между ниже- и вышележащими членами геологических комплексов, а иногда граница между ярусами проводится внутри одной формации, что недавно было отмечено М. Магелом (1967). Выделение таких структурных ярусов в складчатых системах не оправдано.

Для возможно более полной характеристики складчатых сооружений на тектонических картах следует выделять не только главные складчатые сооружения, но и складчатые сооружения, имеющие менее значительное распространение и значение. Для докембрийских (и байкальской) складчатостей авторы, видимо, использовали все возможности в этом смысле. Для каледонской складчатости Азии авторы, выделяя раннекаледонскую и позднекаледонскую складчатости, сами делают шаг в указанном направлении. Герциниды (варисциды) также можно было бы разделить на: «ранние герциниды» (до вестфала), «средние герциниды» (до стефана) и «юные герциниды» (до конца перми); их можно выделить всюду (также и там, где они появляются в альпийском складчатом сооружении). В середине Чешского массива развиты ранние герциниды; они же могут быть выделены в центральной части Западных Карпат как части больших верхнемеловых покровов. Карта очень бы выиграла, если бы это было сделано.

Гораздо больше выгоды можно извлечь при изображении мезозойской складчатости. Она на карте Евразии показана только в Азии. При этом авторы относят к мезозойской складчатости в Азии и верхнемеловую, которую в Европе обычно объединяют с альпийской. На обсуждаемой карте среди мезозойских авторы выделили ранние и поздние. Однако они были бы более последовательны, если бы это разделение распространилось ими не только на территорию Восточной Азии, но и на более западные районы. Принимая схему авторов карты Евразии, мезозойскую складчатость можно разделить на три главных этапа: «ранние мезозонды» (лабская и «старокиммерийская» складчатости), «средние мезозонды» («младокиммерийская, невадская, тихоокеанская складчатость») и «поздние мезозонды» (между альбом и верхним сеноном). Анализируя строение внеальпийских сооружений Европы и прилегающих областей Азии, можно прийти к заключению, что в области «Скифской платформы», кроме варисцид, следует выделять ранние мезозонды (Добруджа, Мангышлак). Относя средне-меловые складчатые сооружения к мезозоидам и применяя метод, принятый на тектонической карте Евразии, поздние мезозонды как очень важные сооружения можно выделить в Восточных Альпах и Карпатах. В Румынии средне-меловое складчатое со-

оружение внутренних зон было уже выделено И. Попеску-Войтешти (1915), а позднее И. Думитреску и М. Сандулеску (1926) как «Дакиды». Так как это складчатое сооружение, возникшее под влиянием нескольких среднемоловых и нижнесенонских фаз, тянется через центральные Западные Карпаты в Восточные Альпы, то всю систему можно назвать австро-дакидами. Она состоит из покровов огромной ширины (100—150 км). В ней можно было бы выделить на картах большого масштаба «структурные этажи», отделенные несогласиями, но это, вероятно, не пошло бы на пользу выразительности карты.

Мы причисляем здесь меловую складчатость к мезозоидам потому, что в Азии, как вытекает из чтения карты Евразии, одновременная складчатость отнесена к мезозоидам. Таким образом, можно будет судить о действительном распространении мезозойской складчатости, которую авторы карты Евразии в Европе в некоторых случаях обозначают как герциниды, а в других — как альпиды.

Наконец, можно выделить также несколько разновозрастных складчатых сооружений и в собственно альпидях. Можно разделить их на ранние (ларамиды), средние (пиренейды, гельвето-савиды) и поздние (главным образом, штириды). До известной степени подобное расчленение было предложено в 1967 г. М. Магелом.

Такое расчленение, конечно, мало приемлемо для авторов тектонической карты Евразии, так как они отрицают существование сколько-нибудь широко распространенных фаз складчатости. Однако, отрицая существование фаз складчатости, как мне думается, мы оказываемся в положении, когда перестает быть приемлемым главный принцип, который был положен в основу составления карты.

Остается еще решить вопрос, можно ли, выделяя упомянутые выше складчатые сооружения второго порядка, выделять в них структурные ярусы. Тут представляются две возможности: 1) складчатые сооружения второго порядка можно отождествить со структурными ярусами; 2) структурные ярусы, как менее значительные «этапы (стадии) развития», можно отбросить и в этом случае выделять формации. На карте Европы наряду со структурными этажами выделены некоторые «формации», главным образом флиш; на карте Евразии из формаций выделены только молассы.

Выделяя складчатые сооружения второго порядка, нужно иметь в виду, что и в рамках одной складчатой системы многие сооружения развиты не повсеместно. Поэтому в областях, где данное сооружение не развито, формации соответствующего этапа нужно обозначать цветом последующего структурного сооружения. Таким образом, в Западных Альпах весь комплекс, начиная по крайней мере от триаса и кончая палеогеном, нужно обозначать цветом гельвето-савид, а в центральных Западных Карпатах все комплексы, по крайней мере от триаса и до турона — цветом австро-дакид.

Во всяком случае, выделение в Карпатах более или менее повсеместных ярусов и подъярусов, например «нижнего структурного подъяруса верхнего яруса», не отвечает естественным соотношениям. Непелесообразно, например, обозначать палеоген центральной части Западных Карпат и палеоген флишевой зоны одинаковым цветом как «нижний подъярус верхнего структурного яруса», так как первый является отчасти молассой, лежащей на австро-дакидах, а второй — смят в альпинотипные складки во время гельвето-савидской складчатости и относится в предлагаемой классификации к гельвето-савидам и штиридам.

Очень может быть, что многие из внесенных здесь предложений неосуществимы на картах мелкого масштаба. Вопрос о необходимости выделения некоторых формаций или всех, которые возможно различить, зависит в первую очередь от масштаба карты. В последнее время М. Магел неоднократно настаивал на необходимости выделения формаций на тектонической карте Карпато-Балканской области. Безусловно, это полезно, однако чем больше формаций мы будем отмечать на тектонической карте, тем более эта карта будет приближаться к обыкновенной геологической карте.

Еще не существует устоявшихся классификаций формаций, что усугубляет трудности их выделения на картах.

Для отображения глубины основания платформ и его возраста авторы «Тектонической карты Евразии», по-видимому, использовали все возможности. Было бы, однако, целесообразно отмечать глубину основания и в области передовых прогибов, если их осадки не участвуют в покровной структуре.

Принадлежность структуры к той или иной тектонической единице на карте Евразии не отмечена. На карте Европы в Альпах (но только в Альпах) некоторые покровы выделены, но далеко не все и притом разным способом: в пеннинской системе — разным обозначением древних ядер покровов, в других — особым обозначением мезозойских комплексов. Однако именно в Восточных Альпах мезозойские комплексы и кристаллические сланцы перемещены на огромные расстояния. Это явление почти не отмечено. В Карпатах на «Тектонической карте Европы» покровы вообще не отмечены.

Вызывает неясность обозначение некоторых структурных форм, в частности непонятно, почему разными терминами обозначены Аквитанский и Парижский бассейны (Аквитанская «впадина», Парижская «синеклиза»).

Относительно разломов можно сделать следующие замечания. Положение концов «погребенного глубинного разлома» — зоны карпатских утесов — весьма отличается от их действительного положения. Линии надвигов и нарушений в альпийской системе также не везде выразительны. Выделяя на карте большие передвинутые массы, нужно

выделять не только фронтальную линию шарьяжа, а отметить всю передвинутую массу. Такой попытки на карте Евразии не сделано.

Кроме того, нужно задать вопрос, все ли категории крупных разрывных нарушений обозначены на картах Евразии и Европы. Мне кажется, что большое увлечение «глубинными разломами», в которые включены разрывные нарушения очень разных категорий (как это подтверждает А. В. Пейве, 1967), отвлекли внимание от очень важной, и быть может главной категории разрывных нарушений складчатых систем. В Альпах некоторые из них были известны уже давно. К ним отчасти относится «альпийско-динарская граница», отмеченная еще Э. Зюссом и обозначаемая в Альпах обыкновенно как «шрам» (шов), но на карте Евразии показанная как «глубинный разлом». Характеристика глубинных разломов известна из многих работ (главным образом, А. В. Пейве). Однако в Альпах и в Карпатах можно констатировать «шрамы» (швы), которые имеют несколько иной характер, чем «глубинные разломы». Разрывные нарушения, имеющие характер шрамов, находятся в связи с колоссальными шарьяжами; они существуют там, где поверхности шарьяжей уходят в глубину в их радикальной части. Соотношения фаций по обе стороны от шрама такие же, как и у глубинных разломов. Однако нет оснований считать, что они образовывались длительно. В Карпатах некоторые из них образовались быстро, например в верхнем туроне. Отдельные шрамы могли возникнуть на месте, скажем, варисцидских надвигов.

Однако главная разница между этими шрамами и глубинными разломами не в этом. Изучая шрамы, мы можем убедиться, что они не только связаны с шарьяжами, но соответствуют исчезновению с поверхности земли больших масс пород гранитного слоя, которые оказываются «всосанными» в них, «проглоченными», как это предполагал еще О. Амферер (1906).

Главный альпийско-карпатский шрам не соответствует «альпийско-динарскому шраму», а проходит севернее. Он отделяет верхне-восточноальпийские и гемерские покровы от средне-восточноальпийской и вепорской систем. Этот шрам находится в связи с шарьяжем на расстоянии 100—150 км. Таких шрамов в Альпийско-Карпатской системе много (Чертовичский, Северотатранский — последний гипотетичен).

Вероятно, и вся зона утесов соответствует явлениям того же порядка; она отмечена на карте Евразии. Остальные шрамы, кроме альпийско-динарского, ни на карте Евразии, ни на карте Европы не отмечены. Однако при этом на обеих картах показаны сбросы второстепенного значения.

Очень возможно, что многие дислокации, которые в старых складчатых системах выделены как глубинные разломы, соответствуют шрамам описанного характера и связаны с покровами. Горизонтально лежащие передвинутые массы, состоящие главным образом из верхних членов слагающих их комплексов, были здесь уничтожены эрозией. Однако в варисцидах Средней Европы на обеих картах не отмечен ни один «глубинный разлом», а между тем шарьяжное строение здесь было ясно доказано.

* * *

Тектоническая карта Евразии дает интересное, во многих отношениях совершенно новое представление о тектонике этой огромной области. Выразительность карты могла бы быть улучшена, если бы авторы выделили большее количество «складчатых систем» второго порядка, которые должны соответствовать приблизительно одновременно возникшим основным сооружениям Евразии. В складчатых областях нужно уделить внимание особой категории нарушений — шрамам, которые пока не были изображены.

На картах малых масштабов трудно советовать выделять большее количество «формаций», чем это было сделано.

Университет им. Коменского
Братислава

Статья поступила
10 октября 1968 г.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3—77**

Технический редактор Л. М. Ковнацкая

Сдано в набор 7/VII-1969 г. Т-10566 Подписано к печати 25/VIII-1969 г. Тираж 1700 экз.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+2 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,8 5 47

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

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

**ПРИНИМАЕТСЯ ПОДПИСКА НА ЖУРНАЛЫ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА» на 1970 год**

**ЖУРНАЛЫ
ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ**

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология и геофизика	12	8 р. 40 к.
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геоморфология	4	4 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 р.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 р.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 р.
Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых	6	7 р. 20 к.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» публикуются в каталогах «Академкниги».

ПОДПИСКА ПРИНИМАЕТСЯ ОБЩЕСТВЕННЫМИ РАСПРОСТРАНИТЕЛЯМИ ПЕЧАТИ ПО МЕСТУ РАБОТЫ И УЧЕБЫ, В ПУНКТАХ ПОДПИСКИ «СОЮЗПЕЧАТИ», А ТАКЖЕ В ЛЮБОМ ПОЧТАМТЕ И В ОТДЕЛЕНИЯХ СВЯЗИ.

