

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1972

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1972 г.

Содержание

А. А. Богданов , Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, Ю. М. Пушаровский, В. Е. Хаин, В. М. Цейслер, Н. А. Штрейс. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков	3
М. В. Муратов . История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного	22
М. М. Стенарь . Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья)	42
Э. Велли . Свекофеннская складчатая зона в Северной Швеции	53
В. А. Соколов . История геологического развития среднего протерозоя Карелии	61
С. А. Анкудинов, Н. Н. Болгурцев, И. В. Литвиненко, Г. А. Порогова . Глубинное строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро — Белое море)	75
Е. Зноско, С. Кубицки, В. Рыка . Тектоника кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на территории Польши	79
Н. П. Семененко . Сопоставление докембрия фундамента Украины и Балтийского щита	93
Ю. А. Зайцев . Об историко-геологическом содержании переходного этапа на примере палеозойд Казахстана и Средней Азии	99
Л. И. Филатова . Особенности развития раннепротерозойской геосинклинали Центрального Казахстана	115
О. Е. Беляев, Ю. В. Юнаковская . Некоторые новые данные о морфологии Центрально-Казахстанского разлома	123

Хроника

В. П. Колчанов . Итоги заседания по международным тектоническим картам (Москва, 21—22 декабря 1971 г.)	133
---	-----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1972

Contents

A. A. Bogdanov , L. P. Zonenshain, M. V. Mouratov, V. D. Nalivkin, Yu. M. Puscharovsky, V. E. Khain, V. M. Tseisler, N. A. Streis. Tectonic nomenclature and classification of the main structural elements in the crust of continents . . .	3
M. V. Mouratov . Formation history of the Black Sea abyssal basin and its comparison with some basins of the Mediterranean . . .	22
M. M. Stenar . Tectonic history of the Archean complex of Karelia (Belomorides of the Western White Sea area) . . .	42
E. Velin . Svecofennian folded zone in Northern Sweden . . .	53
V. A. Sokolov . History of geological development of the Middle Proterozoic in Karelia . . .	61
S. A. Ankudinov, N. N. Bolgurtsev, I. V. Litvinenko, G. A. Porotova . Deep geological structure in the eastern part of Karelia according to complex geophysical research (Onega Lake—White Sea profile) . . .	75
E. Znosko, S. Kubicki, V. Ryka . Tectonics of the crystalline basement of the East-European platform on the territory of Poland . . .	79
N. P. Semenenko . A comparison of Precambrian deposits in the basement of the Ukraine and the Baltic shield . . .	93
Yu. A. Zaitsev . On a historical-geological concept of a «transition» stage as exemplified by the Paleozooids of Kazakhstan and Central Asia . . .	99
L. I. Filatova . Specific features in the development of the Early Proterozoic geosyncline of Central Kazakhstan . . .	115
O. E. Beliaev, Yu. V. Yunakovskaia . Certain new data on the morphology of the Central Kazakhstan fault . . .	

Chronicle

V. P. Kolchanov, S. V. Chernook . Results of a meeting on international tectonic maps (Moscow, 21—22 December 1971) . . .	133
--	-----

Этот номер журнала посвящается светлой памяти Алексея Алексеевича Богданова

УДК 551.24

А. А. БОГДАНОВ, Л. П. ЗОНЕНШАЙН, М. В. МУРАТОВ,
В. Д. НАЛИВКИН, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ, В. Е. ХАИН,
В. М. ЦЕЙСЛЕР, Н. А. ШТРЕЙС

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАТЕРИКОВ

Рассматриваются номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков, вносятся предложения по упорядочению тектонической терминологии и дается вариант классификации тектонических структур платформ и складчатых областей.

ВВЕДЕНИЕ

Необходимость упорядочения тектонической терминологии и основных тектонических понятий совершенно очевидна. Грандиозный поток свежих данных, обилие новых терминов, разнообразие классификаций породили в тектонике (и не только в тектонике) поразительное несоответствие между современным запасом фактического материала, его теоретическим обобщением и умением отразить в строгих и упорядоченных научных терминах. Не секрет, что геологи перестают понимать друг друга, поскольку под одним и тем же названием они зачастую подразумевают совершенно различные природные явления или объекты. Не случайно многочисленные геологические публикации изобилуют пояснениями к применяемой терминологии; без этих пояснений исследователь рискует быть понятым превратно.

Задача состоит в достижении между геологами договоренности в том, чтобы в одни и те же термины, все, вне зависимости от принадлежности к той или иной тектонической школе или направлению, вкладывали однозначный смысл.

Насущность унификации тектонической терминологии вытекает также из потребностей различных геологических и металлогенических исследований, которые в значительной мере опираются на тектонические построения. В этом плане возможна аналогия с составлением государственных геологических карт территории СССР; соответствующая работа не была бы выполнена без того необходимого порядка в стратиграфической номенклатуре, который был наведен благодаря большой работе, начавшейся с 1954 г. и проводимой Межведомственным стратиграфическим комитетом по организации широких и региональных стратиграфических совещаний и изданию инструктивных материалов по стратиграфическим и геохронологическим подразделениям. Отсутствие подобной упорядоченности в тектонической терминологии безусловно отрицательно сказывается на выполнении упомянутых геологических и металлогенических исследований.

В настоящей статье авторами предлагается определенный вариант классификации тектонических структур. Он содержит два существенных ограничения.

Во-первых, сюда вошла в общем не слишком большая часть тектонических понятий, а только те из них, которые относятся к основным структурным элементам земной коры таким, как геосинклинальные складчатые области и пояса, платформы и их составные части. Не рассмотрены термины структурной геологии, разломы, кроме глубинных, геологические формации, структурные формы залегания интрузивных тел и пр. Все они нуждаются в специальном разборе и анализе. Нет в предлагаемой классификации и группировки выделяемых структурных элементов по типу их строения и развития (например, выделения разных типов геосинклинальных систем). Подобная генетическая типизация структурных элементов представляет самостоятельную и очень сложную задачу. Поясним сказанное примерами. Могут быть геосинклинальные системы разных типов (эв-, мио-, первичные, вторичные и т. д.), но в любом случае они остаются геосинклинальными системами, распадаются на одни и те же дробные элементы, входят в состав одних и тех же более крупных структурных образований. То же самое может быть проиллюстрировано, скажем, понятием авлакоген, который вне зависимости от своего типа (поздний, ранний, простой, сложный и т. д.) не перестает быть авлакогеном и находится внутри платформы.

Во-вторых, эта классификация относится только к структурам континентов. Структуры обширных пространств океанов остались за ее рамками. Это вполне оправдано, поскольку изучение океанов и составляющих их структурных элементов находится еще на ранней стадии и систематизация океанических структур пока еще преждевременна.

В обзор вошли в основном старые давно сложившиеся термины, прочно укоренившиеся в практике геологических исследований и широко используемые в литературе. Давая определения ряду тектонических терминов, пришлось опустить ссылки на авторов терминов, историю их установления, синонимику и литературные источники, считая, что с этими вопросами читатель может легко познакомиться в недавно опубликованном фундаментальном «Справочнике по тектонической терминологии» под редакцией Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова (1970), а повторение этого материала в статье привело бы к чрезмерному увеличению ее объема.

Работа над материалом статьи была начата Тектоническим комитетом несколько лет назад — после Бакинского совещания по тектонике Альпийской складчатой области (1968 год). Активную роль в инициативе по организации этой работы и в ее осуществлении играл А. А. Богданов. Предполагалось дать основы классификации и номенклатуры тектонических элементов земной коры и опубликовать их в виде отдельной брошюры. Редколлегия журнала решила поместить в номере, посвященном А. А. Богданову, подготовленную к настоящему времени часть этого материала, в работе над которой А. А. Богданов лично принимал участие. Вынося наши предложения на широкое обсуждение, мы надеемся, что они будут поддержаны большинством советских геологов, и тем самым способствовать унификации русской тектонической терминологии. Мы допускаем также, что могут быть сделаны и существенные критические замечания и готовы их принять с благодарностью.

ПРИНЦИПЫ НОМЕНКЛАТУРЫ И КЛАССИФИКАЦИИ

К классификации основных структурных (или тектонических) элементов земной коры можно подходить с трех различных точек зрения.

Первый подход — морфологический или структурный — когда рассматриваются современные тектонические элементы и их формы. Современная структура возникла обычно в результате совокупного действия и неоднократного проявления и наложения различных тектонических движений, обособить которые часто бывает весьма затруднительно.

Структурными понятиями являются, например, антиклина́ли и синклина́ли, антиклинории и синклинории, горсты и грабены, системы шарьяжных перекрытий и т. д. Довольно часто структурные формы соответствуют палеогеографическим, т. е., к примеру, антиклинории формируются на месте поднятий, а синклинории — на месте прогибов. Но нередко обнаруживается, напротив, то более, то менее резкое несовпадение структурных форм с палеотектоническими. Все же основным категориям геоструктурных областей свойственны в целом и свои специфические структурные формы.

Второй подход — палеогеографический или палеотектонический — предусматривает реставрацию форм древнего рельефа, существовавшего на месте данной геоструктурной единицы или ее составных частей. При этом подходе прежде всего выявляются зоны опускания — прогибы и зоны воздымания — поднятия. Не менее существенно установление таких элементов, как горные хребты, межгорные впадины, зоны шельфа, континентальные склоны или абиссальные равнины.

Третий подход — генетический — предусматривает выяснение происхождения тектонических образований. Он требует определения принадлежности изучаемых объектов к той или иной категории крупнейших структурных элементов земной коры, каждой из которых свойственны свои специфические и строго индивидуальные закономерности строения и развития, проявляющиеся в рядах осадочных и магматических формаций, особенностях метаморфизма, деформаций и типах тектонических движений. Такие категории структурных элементов в общем хорошо известны.

Различия между палеогеографической и генетической классификациями очевидны, они вытекают из того, что прогибы и поднятия могут быть генетически существенно разными, например, как платформенными, так и геосинклинальными. Вместе с тем палеогеографическая и генетическая классификации часто тесно переплетаются между собой; во многие чисто палеогеографические термины вложен и генетический смысл. Это хорошо видно хотя бы из понятия «межгорная впадина», по существу говорящем только о форме рельефа. Но термин «межгорная впадина», как он употребляется в настоящее время в геологической литературе, подразумевает и генетическую информацию: он свидетельствует об орогенном режиме развития территории. Смещение палеогеографических и генетических понятий хорошо может быть проиллюстрировано также на примере американского термина «бассейн». Необходимо, конечно, стремиться избегать этой путаницы различных подходов, но, учитывая исторически сложившуюся терминологию, избавиться от этого недостатка часто трудно.

Наиболее крупным является разделение земной коры на континенты (материки) и океаны, или, вернее, на области с преобладанием континентальной (материковой) и океанической коры.

Как внутри материков, так и океанов легко распознаются обширные площади, одни из которых отличаются сильной подвижностью (большой тектонической активностью), а другие, напротив, малой подвижностью (малой тектонической активностью), стабильностью, т. е. выделяются геоструктурные области разного типа.

Для материков и их окраинных частей, смыкающих их с океанами, подобное разделение вытекает из учения о геосинклиналях, которое является одним из основных достижений геологической науки. Это учение исходит из противопоставления друг другу обширных участков земной коры, обладающих различной подвижностью и тектоническим режимом: а) высоко активным, геосинклинальным режимом с условиями, характерными для подвижных геосинклинальных складчатых и орогенных областей, и б) слабо активным, платформенным режимом, обнаруживающимся в стабильных крупнейших глыбах — платформах.

Следует иметь ввиду, что нельзя отождествлять понятие геоструктурной области того или иного типа и понятие тектонического режима, господствующего в ее пределах в какой-то промежуток времени. Хорошо известно, что любая область проходит в течение геологической истории длительную эволюцию, в процессе которой могут происходить неоднократные изменения тектонических условий (режимов) развития. Так, на месте геосинклинальной области после складчатости возникает складчатая область. В ее пределах формируются новые тектонические структуры, связанные уже с орогенным режимом развития территории. Наконец, на месте складчатых сооружений возникают молодые платформы. Часто наблюдается и такой процесс, когда участки стабильных платформ, испытывая мощные деформации, превращаются в области эпиплатформенного орогенеза.

Следовательно, при выяснении генетической природы тектонических образований задача состоит в том, чтобы установить, какой тип развития (режим развития) свойствен данному участку земной коры в определенный отрезок времени. Для генетической классификации необходимо выяснить основные категории геоструктурных областей и свойственные им типы тектонического развития.

Разделение этих главнейших структурных элементов земной коры, как и составляющих их частей, может и должно производиться не по одному какому-либо признаку, а по их совокупности. К числу таких признаков относятся: а) тип тектонических движений, выражающийся в случае существенно вертикальных эпейрогенических движений (в фациях и мощностях осадков, а в случае складкообразовательных («орогенических») движений — в возникновении складчатых и разрывных структур; б) характер магматизма, его состав и интенсивность; в) степень метаморфизма; г) геоморфологическая характеристика. Наиболее ярко все эти свойства отражаются в образовании геологических формаций, парагенетически связанных между собой единством тектонических обстановок возникновения. Каждому типу геоструктурных областей свойственна своя ассоциация геологических формаций.

Из указанных трех подходов к классификации, безусловно, главным является последний, генетический, хотя он, несомненно, и самый сложный. В предполагаемой ниже тектонической классификации в основу положен именно генетический принцип, иногда вместе с палеогеографическим.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Тектоническая (как и вообще геологическая) эволюция земной коры не осуществляется абсолютно плавно и постепенно. Хотя геологическая наука давно уже отказалась от ультракатастрофистских представлений, нельзя все же отрицать, что в истории материков (или их частей) выделяются периоды более сильных проявлений тектонических движений и деформаций. Эти периоды разбивают историю геологического развития на промежутки времени различной длительности, в каждый из которых формируется определенная ассоциация тектонических структур.

Самыми крупными общепринятыми подразделениями тектонической хронологической шкалы являются **тектонические циклы** или **циклы тектогенеза**. Это понятие — одно из наиболее распространенных в тектонике. Тектонический цикл — это период времени, в течение которого происходит возникновение геосинклиналей, геосинклинальная эволюция данного участка земной коры с определенной сменой тектонических условий и направленное развитие вплоть до прекращения и завершения геосинклинального процесса. Концу каждого цикла соответствует эпоха складчатости (тектогенеза), которая подразделяется обычно на разное число фаз складчатости.

На платформах эти циклы отражаются существованием крупных осадочных комплексов чехла, разделенных региональными несогласиями и перерывами. Продолжительность циклов в фанерозое примерно 150—200 млн. лет. Поскольку в течение цикла осуществляется и закономерная смена магматических процессов, нередко их обозначают как тектономагматические циклы.

Тектонические циклы — это отрезки общей направленной эволюции земной коры, которые следует понимать как сходное повторение одних и тех же событий, но совсем не обязательно в одном и том же месте. Эти крупные периоды тектонической истории проявляются к тому же далеко не одновременно в разных участках земной поверхности и далеко не все циклы бывают полно выражены в конкретной тектонической области¹.

Эпохи складчатости (складкообразования) или **эпохи тектогенеза**, проявляются, как говорилось, в конце геотектонических циклов. Они соответствуют тем сравнительно коротким отрезкам времени, в которые осуществляются крупные структурные преобразования, в особенности замыкание геосинклинальных прогибов, их деформация с образованием складчатых структур и тектонических покровов, общее поднятие и, как правило, внедрение больших масс синорогенных (синкинематических) гранитоидов, часто сопровождаемое региональным метаморфизмом. Эпохи складчатости носят те же названия, что и тектонические циклы, которые они завершают.

События, образующие в совокупности эпоху тектогенеза и приводящие к формированию складчатых структур, обычно происходят в несколько фаз. **Фазы тектогенеза** или **фазы складчатости**, или лучше **тектонические фазы** отвечают времени неравномерных складкообразовательных движений, приводящих к изменению плана структуры данного участка земной коры. Они отражаются в появлении угловых несогласий, часто довольно резких. Именно анализ угловых несогласий позволяет выявить тектонические фазы и их последовательность. Например, герцинская эпоха тектогенеза состоит (в Европе) из бретонской (граница девона и карбона), судетской (граница между визейским и намюрским веками), астурийской (граница между вестфалем и стефаном) фаз. В альпийской эпохе тектогенеза (Западная Европа) хорошо выделяются пиренейская (конец эоцена — начала олигоцена), савская (граница олигоцена и миоцена) и штирийская (середина миоцена) фазы. В некоторых фазах, особенно молодых, удастся выделить по две или три субфазы.

Следует оговориться, что фаза складчатости — понятие общее региональное; в каждой складчатой области и даже в каждом конкретном районе нередко наблюдается своя собственная последовательность фаз тектогенеза. Угловые несогласия, обусловленные фазами складчатости, позволяют расчленить осадочный комплекс складчатой области на структурные этажи.

В тектонической хронологии используются также понятия «**этап**» и «**стадия**». Это термины более или менее свободного пользования. Они обычно употребляются в тех случаях, когда необходимо обозначить смену тектонических условий, следующих друг за другом. Так, в развитии геосинклинальных складчатых областей распознаются два этапа: собственно геосинклинальный и орогенный; каждый из них в свою очередь может распадаться на определенные стадии. В данном случае понятие «этап» более общее, чем понятие «стадия». Иногда «этап» рассматривается как синоним цикла.

¹ Следует предостеречь от неправильного отождествления тектонических циклов или эпох складчатости с геологическим временем. Недопустимо, например, выражение «герцинское время». Такого времени не существует — это эпоха складчатости, а по времени она соответствует позднему палеозою.

На протяжении геотектонических циклов формируются ассоциации геологических формаций, магматических тел и складчатых структур. Эти крупные ассоциации выделяются в качестве структурных (структурно-вещественных) или **складчатых комплексов**. Под таким комплексом понимается совокупность тектонических структур, осадочных и магматических формаций, образовавшихся в определенный этап развития территории в определенной тектонической обстановке и связанных тем самым единством структурного плана и едиными условиями формирования. Структурные комплексы разделяются региональными угловыми несогласиями. Чаще всего в складчатых областях выделяют геосинклинальные и орогенные комплексы.

В качестве примеров можно назвать герцинский и альпийский структурные геосинклинальные и орогенные комплексы Средиземноморского пояса или верхоянский геосинклинальный комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области.

Широко распространено расчленение складчатых образований на **структурные этажи**¹. Это более дробные единицы по сравнению со структурным комплексом. Они объединяют собой серии толщ горных пород различного стратиграфического объема, связанных между собой единым структурным планом и специфическими формами тектонических нарушений. Структурные этажи обычно отделяются друг от друга угловыми несогласиями, но иногда лишь перерывами или сменой осадочно-вулканогенных формаций. Каждый структурный этаж отражает определенную стадию тектонической эволюции в пределах площади его распространения. Этажи иногда разделяют на подэтажи по несогласиям второстепенного значения, региональным перерывам или смене формаций.

Различные структурные комплексы и этажи в пределах данной геоструктурной области, особенно в рамках геосинклинальных складчатых областей, распространены не беспорядочно, а большей частью строго закономерно, обычно вытягиваясь крупными полосами. Для обозначения таких участков земной коры пользуются терминами свободного пользования: **структурно-фациальная зона, структурно-формационная зона, структурная зона** или просто **тектоническая зона**. Эти понятия представляют собой единицы местного тектонического районирования; они не несут в себе никакой другой информации, кроме той, что смежные участки (зоны) отличаются по ряду признаков друг от друга. Зоны представляют собой достаточно крупные (от 30—50 до 150—200 км в поперечнике) тектонические единицы, которые обособливаются одна от другой либо по структурным, либо по фациальным и формационным, либо по магматическим свойствам, либо по их ассоциации.

Выделение тектонических зон обычно необходимо на первом этапе тектонического районирования территории. Примерами подобного районирования являются схемы зонального расчленения Урала, Казахстана, Тянь-Шаня, Средне-Европейских герцинид, с выделением среди последних Рено-Герцинской и Саксо-Тюрингской зон. Дальнейший тектонический анализ предусматривает выяснение соответствия тектонических зон конкретным тектоническим структурам и их частям и выделение соответствующих структурных элементов обозначаемых тектоническими терминами. Однако в областях сложного покровного строения, например в Альпах, выделение зон, соответствующих крупным элементам покровного строения (Гельветская, Флишевая, Пенинская зоны Альп, соответствующие шарьяжам) является вполне оправданным.

¹ Синонимом «структурному этажу» является термин «структурный ярус»; употребление этих двух терминов в разном смысле, на разном иерархическом уровне крайне нежелательно.

ОСНОВНЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МАТЕРИКОВ

Земная кора материков разделяется на древние платформы (кратоны) и геосинклинальные складчатые пояса, которые их разделяют а также отделяют от впадин дна океанов. Всего выделяется до 17 древних платформ, которые составляют как бы ядра всех материков, и пять главных больших геосинклинальных складчатых поясов: Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский, Атлантический и Арктический.

Древние платформы состоят из кристаллического фундамента, или цоколя, и осадочного чехла. Фундамент их формировался в течение очень большого времени, начиная с древнейшего догеосинклинального периода развития земной коры и вплоть до раннего и среднего протерозоя (до рифея), когда, по-видимому, уже заложились своеобразные геосинклинальные системы.

В соответствии с этим в составе фундамента древних платформ удастся выделить наиболее древние (архейские) массивы и относительно более молодые (ранне- и среднепротерозойские) складчатые системы. В развитии фундамента древних платформ можно в общем выделить ряд крупнейших этапов, включающих эпохи складчатости, гранитизации и метаморфизма. Формирование цоколя древних платформ закончилось в основном на грани среднего и позднего протерозоя, около 1600—1800 млн. лет назад, хотя в отдельных участках фундамента процессы гранитизации, повторного метаморфизма происходили значительно позднее, в конце среднего протерозоя, в позднем протерозое и иногда даже в палеозое и мезозое. Основными структурными подразделениями древних платформ, возникшими в платформенный период их развития, являются щиты и плиты, разделяемые далее на впадины и выступы.

Геосинклинальные складчатые пояса состоят из многих складчатых областей. Последние различаются одна от другой по возрасту, т. е. по времени, когда в их пределах закончились процессы геосинклинального развития, и геосинклинальная область преобразовалась в складчатую область. Различаются они также иногда и по времени окончания основных этапов развития.

Наиболее часто выделяются складчатые области, закончившие геосинклинальное развитие в середине позднего протерозоя, в конце позднего протерозоя, в середине палеозоя, в конце палеозоя, в середине мезозоя. Они носят наименование кибарских, байкальских, каледонских, герцинских, киммерийских складчатых областей. Наряду с ними существуют геосинклинальные области, закончившие в основном геосинклинальное развитие в неогене — Альпийская складчатая область юга Европы, Северной Африки и Восточной Азии, а также области, не закончившие геосинклинального развития и находящиеся на различных стадиях этого развития (Курило-Камчатская, Индонезийская и другие области).

Таким образом, в пределах геосинклинальных поясов имеются как значительные по площади части, представляющие складчатые области различного возраста, так и такие, в которых геосинклинальное развитие еще не закончилось. Складчатые области с завершенным геосинклинальным развитием образуют основание молодых платформ. Площади Урало-Монгольского, Атлантического и Арктического поясов целиком уже превратились в молодые платформы. В пределах Тихоокеанского и Средиземноморского поясов присутствуют как области основания молодых платформ, так и обширные области, не закончившие геосинклинального развития.

Как на древних, так и на молодых платформах развит чехол осадочных и реже вулканических толщ. Этот чехол слагает плиты и достигает в пределах впадин большой мощности.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ И ПЛАТФОРМЕННЫЙ ТИПЫ РАЗВИТИЯ И СООТВЕТСТВУЮЩИЕ ИМ СТРУКТУРЫ

Для процесса геосинклинального развития в настоящее время может быть предложено следующее определение с уточнением классического определения А. Д. Архангельского.

Геосинклинальный процесс развития земной коры (геосинклинальный режим) свойствен линейным областям высокой подвижности и проницаемости земной коры с повышенной амплитудой скорости и контрастности как вертикальных, так и горизонтальных движений, с сильной магматической активностью, преобладанием погружений и накоплением мощных толщ морских, а иногда частично и континентальных осадочных и вулканогенных пород. На орогенном этапе развития геосинклинальные области, испытывав складчатость, региональный метаморфизм и гранитизацию, превращаются в складчатые горные области. От смежных устойчивых площадей — платформ — геосинклинальные (складчатые) области, как правило, отделяются зонами глубинных разломов (краевыми швами) и сами рассечены многочисленными продольными и отчасти поперечными глубинными разломами.

Под **глубинными разломами** понимают протяженные, длительно развивающиеся зоны разрывов земной коры, уходящие корнями в мантию. Глубинные разломы определяют блоковое строение земной коры. Они различаются по степени глубинности (сверхглубокие, глубокие, коровые) и значению в соответствии с рангом разделяемых ими крупных структурных элементов земной коры. Последний показатель при оценке глубинных разломов является относительным, он может изменяться во времени и в пространстве.

В строении и развитии геосинклинальных областей разломы имеют огромное, определяющее значение. По-существу степенью раздробленности земной коры глубинными разломами определяется линейность ее структур, подвижность, магматизм. С развитием зон глубинных разломов связано развитие систем **геосинклинальных прогибов**. Именно системы геосинклинальных прогибов (геосинклинали) являются важнейшим элементом геосинклинальных областей, обуславливающим весь процесс геосинклинального развития.

В советской и зарубежной литературе делались неоднократные попытки выделить различные типы геосинклинальных прогибов и их систем по особенностям заложения, строения или состава осадочных и магматических формаций, к ним приуроченных. При этом использовались разные признаки, нередко образующие закономерные сочетания.

Широкое распространение получило выделение эв- и миеосинклинальных зон. С точки зрения заложения на океанической или континентальной коре было предложено различать энсиматические и энсиалические геосинклинали. Часто за основу разделения геосинклинальных систем принимается вещественный состав слагающих их образований. С этих позиций распознаются вулканогенные, терригенные, флишевые, известняковые и другие геосинклинальные прогибы, а в более общем виде — фемические, салические и сиало-фемические геосинклинали. Можно производить типизацию и по положению геосинклинальных систем по отношению к континентам и океанам. С этой точки зрения могут быть выделены геосинклинальные системы внутриконтинентальные и окраинные (талассогеосинклинали). По времени заложения относительно начала геотектонического цикла обособливаются ранние и поздние геосинклинальные прогибы.

Все это более дробное разделение геосинклиналей так или иначе направлено на выяснение генетической сущности геосинклинальных областей разных типов и их составных частей. Следует признать, что в настоящее время наука еще не в состоянии произвести удовлетворитель-

ную и общеприемлемую подобную типизацию. Поэтому предлагаемое ниже разделение геосинклинальных структур стремится оперировать с такими элементами, которые являлись бы общими, едиными для геосинклинальных областей различных упомянутых выше типов. Действительно, все геосинклинальные области, независимо от их происхождения, особенностей строения и развития образованы так или иначе похожими структурными элементами. Так, в любой геосинклинальной области могут быть выделены, например, зоны погружений и поднятий, устойчивые массивы и глыбы и т. д. Необходимо, чтобы эти одинаковые структурные элементы обозначались одинаковыми терминами.

Платформенный процесс развития (платформенный режим) отличается от геосинклинального преобладанием слабых вертикальных (эпейрогенических) движений значительно меньшей амплитуды, чем в геосинклинальных областях. Господствуют плавные движения, поднятия и опускания отдельных частей платформ, а также глыбовые перемещения по разломам; в связи с этим залегание слоев спокойное или слабо нарушенное. Платформы характеризуются резким преобладанием осадочных (частично континентальных) геологических формаций, постепенными изменениями фаций и мощностей отложений. С платформами связан своеобразный магматизм, в частности, формирование трапповых комплексов, внедрение щелочных интрузий и образование трубок взрыва, заполненных ультраосновными (кимберлиты) и основными породами. Характерно также образование глыбовых структур — грабенов, горстов, и массивов, поднятых на разную высоту. Платформенные структуры чехла образуются в условиях формирования или грабенообразных впадин разного размера и рода или при длительных и устойчивых прогибаниях значительных частей площади платформ с возникновением обширных платформенных впадин.

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинальные складчатые области представляют значительные части геосинклинальных поясов, различающиеся в основном по времени окончания геосинклинального развития и превращения в складчатую область, иначе говоря, по возрасту основной платформообразующей складчатости. Иногда в пределах обширных разновозрастных в общем областей выделяют более ограниченные по площади области, различающиеся особенностями геологического развития (например разным возрастом отдельных этапов развития) или обособленными географически.

В пределах геосинклинальных складчатых областей выделяются три главных складчатых комплекса, взаимоотношение и возраст которых являются важнейшими признаками, определяющими характеристиками всей данной области.

К ним принадлежат комплексы основания: главный и орогенный. Они образуют важнейшие элементы самой складчатой области, которые в то же время составляют ее основные структурные этажи. Комплекс основания обычно сложен сильно метаморфизованными породами, отвечающими гранитно-метаморфическому слою земной коры¹; формировавшиеся в докембрии, и позднее, часто на протяжении нескольких тектонических циклов. Он характеризуется большой сложностью строения, разновозрастностью (многоярусностью), часто высокой степенью метаморфизма. Таким основанием может служить также ложе с корой океанического типа. Второй комплекс соответствует главному геосинклинальному или собственно геосинклинальному этапу. Геосинклинальная область на этом этапе характеризуется высокой степенью расчлененности тектонических условий: существованием глубоких, ограниченных разломами геосинклинальных прогибов, разделяющих их поднятия, сильной

магматической активностью, в особенности так называемым начальным магматизмом, который указывает на тесную зависимость геосинклинального процесса от процессов, происходящих в глубинных частях земной коры и мантии. Этот этап заканчивается замыканием геосинклинальных прогибов, складчатостью и поднятием вновь сформированного складчатого сооружения. Последующими дифференцированными движениями это складчатое сооружение разбивается на горные поднятия и расположенные между ними межгорные прогибы, грабены и краевые впадины (передовые прогибы), которые и представляют собой образования третьего — верхнего (молассового) структурного комплекса геосинклинальных областей. Этап развития, отвечающий формированию последнего, именуется разными исследователями как орогенный или заключительный. На этом этапе геосинклинальная область превращается в эпигеосинклинальную орогенную область.

В геосинклинальном и орогенном этапах развития возникают свойственные каждому из них структурные элементы, которые ниже рассматриваются отдельно.

СТРУКТУРЫ СОБСТВЕННО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Употребляемые ниже термины в общем хорошо известны и широко распространены, причем обычно их применяют примерно в том же значении, которое придается им в данном тексте. Некоторые немногочисленные новые термины поясняются.

Геосинклинальные прогибы ограничены разломами и характеризуются длительным и часто непрерывным погружением на протяжении значительной части геотектонического цикла. Все части данного геосинклинального прогиба имеют примерно одно и то же время заложения и близкое время замыкания, сходный или даже идентичный формационный состав и более или менее одинаковый структурный стиль. Геосинклинальные прогибы в свою очередь могут распадаться как вкрест прогибания, так и в продольном направлении на более мелкие прогибы и поднятия, которым в складчатой структуре отвечают антиклинории и синклинории второго порядка.

Под **геосинклинальными системами** следует понимать системы геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. В этих системах наиболее полно проявлены черты, считающиеся характерными для геосинклинального процесса, в особенности начальный магматизм, глубоководные фации, большие мощности и высокие их градиенты, региональный метаморфизм и нередко гранитизация. Геосинклинальные системы сопровождаются зонами глубинных разломов.

В развитии геосинклинальных систем (эвгеосинклинального типа) удастся выделить две обычно отчетливо выраженные стадии: начальную, или раннюю, с характерным для нее начальным (инициальным) магматизмом и сопутствующими формациями, и зрелую, когда прогибы расчленяются на частные прогибы растущими геоантиклиналями, основной вулканизм сменяется андезитовым по составу и нередко просто угасает. Для каждой геосинклинальной системы характерна сходная последовательность развития в эти стадии и близкий тектонический режим, и ряд общих фаз складчатости в их развитии, из которых главными являются последние, с которыми связано замыкание прогибов и складчатость. Каждой системе свойственны: общий структурный план, одинаковая ориентировка всех прогибов и разделяющих их поднятий, одно и то же или близкое время замыкания и складчатости, т. е. окончания собственно геосинклинального этапа и переход к орогенному. Вместе с тем в формационном отношении отдельные прогибы могут существенно отличаться. Среди них наиболее резко различаются по характеру заполняющих их осадочных толщ вулканогенные и терригенные прогибы. Для многих

прогибов, особенно в молодых складчатых областях, характерны флишевые формации.

Примерами геосинклинальных систем являются в Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной области — Минусинская, Тувинская — раннекаледонские, Западно-Саянская, Горно-Алтайская — позднекаледонские системы; в Центрально-Азиатской палеозойской области — Южно-Монгольская, Хангай-Хэнтэйская герцинские системы; в Верхояно-Чукотской мезозойской области — Верхояно-Колымская система. Соответствующая складчатая структура по отношению к обрамляющим элементам геосинклинальной области, как правило, является синклинальной.

В некоторых (нередких) случаях в одной и той же геосинклинальной области наряду с системами, возникшими в начале данного цикла, выделяются отдельные геосинклинальные прогибы и их системы, закончившиеся значительно позже, но закончившие свое развитие одновременно с более ранними. По этому признаку приходится выделять ранние и поздние системы прогибов. Примером является геосинклинальная система Большого Кавказа в Альпийской складчатой области Европы, возникшая с начала юры или триаса и являющаяся ранней; наряду с ней на Малом Кавказе присутствует Аджаро-Триалетский прогиб и другие прогибы, образующие систему поздних прогибов, возникших в середине мела, однако, окончание развития их всех было одновременным в конце палеогена перед неогеновым орогенным этапом. Другой пример мы имеем на Алтае, где наряду с системой геосинклинальных прогибов Калбы и Южного Алтая, которые относятся к ранним и возникли в ордовике или силуре, существует поздний прогиб Рудного Алтая (Быструшинский синклиний), заложение которого произошло только в начале среднего девона.

Геоантиклинальные поднятия являются структурами, разделяющими отдельные прогибы или ограничивающими геосинклинальные системы.

Они могут образовывать геоантиклинальные системы. Последние сопряжены с геосинклинальными системами и в целом соизмеримы с ними, но имеют противоположную им тенденцию развития.

Геоантиклинальные поднятия и их системы — это участки области, которые очень длительное время, иногда едва ли не с самого начала развития данного цикла, испытывали устойчивую тенденцию к воздыманию. Поэтому они оконтуриваются прежде всего по выходам на поверхность геологических комплексов, более древних, чем в смежных геосинклинальных прогибах, и имеют в целом антиклинальную структуру. Особенно существенно для них широкое развитие комплекса складчатого основания, слагающего ядра антиклинальных поднятий и их цоколь.

Во время тектонической активности геосинклинальных систем, особенно в эпоху складчатости, для сопряженных с ними поднятий характерно неоднократное и обильное внедрение гранитоидов, которые нередко распространены здесь гораздо шире, чем в геосинклинальных прогибах; широко проявлен здесь также обильный субэвральный вулканизм среднего и кислого состава; а также иногда глубокий метаморфизм и гранитизация. В пределах геоантиклинальных поднятий наблюдаются резкие колебания в интенсивности деформаций и метаморфизма, связанные со сложностью внутренней структуры ядер этих поднятий. Во многих случаях в пределах геоантиклинальных поднятий присутствуют осадочные толщи с платформенным типом геологических формаций, представляющие элементы чехла срединных массивов по М. В. Муратову (см. ниже).

Среди геоантиклинальных поднятий можно выделить два различных типа. Одни из них образуются в процессе расчленения геосинклинальной системы и вовлекаются в складчатость и воздымание раньше других частей. В соответствии с этим они имеют, как правило, двухъярусное

строение. Нижний ярус сложен теми же формациями, которые слагают нижние части разреза сопряженных геосинклинальных прогибов (при глубоком размыве в ядрах геоантиклинальных поднятий на поверхность могут быть выведены породы основания). Образования верхнего яруса одновозрастны верхним горизонтам стратиграфического разреза смежных геосинклинальных прогибов, но представлены геоантиклинальными формациями, отделенными от нижнего яруса перерывом и несогласием. Со структурной точки зрения для них наиболее обычны наложенные мульды. Другие геоантиклинальные поднятия, остаточные, представляют собой узкие вытянутые приподнятые блоки комплекса основания, разделяющие геосинклинальные прогибы на отдельные части. Генетически остаточные геоантиклинальные поднятия родственны срединным массивам, отличаясь линейной формой и относительно меньшими размерами.

Срединные и краевые массивы. Важнейшим элементом геосинклинальных складчатых областей являются срединные и краевые массивы. Практически в областях каледонской, герцинской, мезозойской и альпийской складчатости эти массивы являются докембрийскими, чаще всего позднедокембрийскими, сложенными толщами верхнего протерозоя (рифей) и сопровождающими их изверженными породами. В строении их участвуют и более древние породы раннего докембрия, хотя последние играют значительно меньшую роль. В пределах Альпийской складчатой области наряду с докембрийскими в структуре основания местами участвуют складчатые образования палеозоя (Северный Кавказ, Западная Анатолия и др.). Срединные и краевые массивы ограничены геосинклинальными системами и сопровождающими их разломами. Они имеют обычно удлиненную несколько угловатую форму, вытянутую вдоль геосинклинальной области. Срединные и краевые массивы различаются только по своему положению в пределах геосинклинальной области — в середине или у края последней.

Очень часто срединные и краевые массивы бывают покрыты более или менее значительным по мощности чехлом или покровом, несогласно залегающим на складчатом основании массива. Этот чехол бывает представлен осадочными формациями платформенного типа и эффузивами, мало меняющимися по простираанию. По возрасту толщи чехла срединных массивов бывают часто древнее осадочно-вулканогенного комплекса геосинклинальных систем, окаймляющих данный массив. Вместе с тем известны многочисленные случаи чехла срединных массивов одновозрастного с заполнением геосинклинальных систем. Например, среди систем прогибов в Альпийской области, выполненных мезозойскими и палеогеновыми складчатыми толщами, в составе чехла массивов могут быть и часто бывают породы палеозоя. Наряду с ними выше этих более древних пород чехла на массивах залегают мезозойские и кайнозойские породы платформенного типа, одновозрастные с заполнением геосинклинальных прогибов. Таким образом, иногда приходится различать два яруса пород чехла срединных массивов — нижний ярус, более древний, чем геосинклинальный комплекс, и верхний ярус — сингеосинклинальный. Во многих местах на срединных и краевых массивах наблюдаются участки относительно большего прогибания с заполнением этих наложенных на массив прогибов комплексов таких же формаций, как и на остальной части массива, но с большей мощностью. Такие наложенные на массив прогибы, заполненные преимущественно карбонатными толщами большой мощности, во многих случаях, называют миеосинклинальными (Внешний Динарский прогиб Югославии и др.). Наряду с этим на поверхности срединных массивов и прямо на их чехле часто образуются впадины орогенного этапа (см. ниже) данной геосинклинальной области. Основание срединных массивов, а иногда и их чехол (в особенности нижний ярус чехла) бывают прорваны интрузивными

телями гранитоидов, связанными с развитием окружающих массивы геосинклинальных систем. Этим срединные массивы сильно отличаются от фундамента молодых платформ и, наоборот, сближаются с геоантиклинальными поднятиями. Остаточные геоантиклинальные поднятия по существу возникают тоже за счет фрагментов срединных массивов, однако расположенных внутри геосинклинальных систем, разделяющих отдельные прогибы, или находящихся у края систем. Геоантиклинальные поднятия испытывают более значительное воздымание по сравнению с массивами и более сильный метаморфизм и гранитизацию. Кроме того, геоантиклинальные поднятия в орогенном этапе развития превращаются в антиклинории, а срединные массивы остаются поднятыми массивами или погружаются с образованием на их поверхности межгорных впадин, заполненных молассовым комплексом формаций.

СТРУКТУРЫ ОРОГЕННОГО ЭТАПА

Наиболее распространенными отрицательными орогенными структурами являются межгорные прогибы, грабены и впадины, а в качестве положительных структур выступают горные поднятия — крупные сводово-глыбовые структуры, антиклинории и мегантиклинории.

Межгорные прогибы и впадины представляют собой конседиментационные тектонические депрессии различных размеров (50—200×200—400 км) и формы, возникающие в эпохи интенсивных горообразовательных движений на консолидированном складчатом основании как геосинклинальных систем, так и срединных массивов. Как следствие этого, в основании межгорных прогибов и впадин обычно устанавливается значительный перерыв и существенное структурное несогласие. В тех случаях, когда межгорные прогибы и впадины располагаются на месте геосинклинальных прогибов, они могут наследовать эти прогибы без перерыва и несогласия (Восточные Карпаты, Зилаирский синклиорий Урала). Межгорные прогибы и впадины характеризуются специфическими формациями, важнейшими из которых являются молассовые формации, в том числе угленосная и соленосная молассы, субсеквентные вулканы, угленосная моласса и их сочетание — вулканогенная моласса. Деформации межгорных прогибов и впадин тесно связаны с расколами складчатого основания и проявляются в виде глыбово-складчатых структур. В зависимости от формы среди рассматриваемых депрессий различаются протяженные линейные межгорные прогибы и изометричные (часто овальные) межгорные впадины, хотя четких разграничений между ними наметить нельзя.

Примеры межгорных прогибов и впадин: в каледонидах Алтае-Саянской области — Минусинские впадины, Тувинский прогиб; в каледонидах Центрального Казахстана — Тенизская и Джезказганская впадины; в герцинидах Алтае-Саянской области — Кузнецкая впадина; в Верхояно-Чукотской области — Зырянская, Моланджинская впадины; в Альпийской области — Паннонская, Куринская и Рионская впадины, впадина р. По и др.

Кроме межгорных прогибов, впадин к орогенным структурам принадлежат также небольшие по размерам изолированные **наложенные мульды, грабены и грабен-синклинали**, представляющие собой либо разобщенные последующими движениями части крупных орогенных структур (межгорных прогибов и впадин), либо самостоятельные мелкие конседиментационные образования.

В строении материков выделяются два существенно различающихся типа платформ — древние (кратоны) и молодые. Первые обладают кристаллическим фундаментом, образовавшимся из метаморфических и изверженных пород в архее, раннем и среднем протерозое. Молодые платформы обладают складчатым основанием, возникшим значительно позднее в результате складчатости, метаморфизма осадочных толщ и внедрения интрузий глубинных пород в позднем протерозое, палеозое и даже мезозое. В зависимости от возраста складчатого основания могут быть выделены эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и другие части молодых платформ. Древние платформы могут быть противопоставлены окаймляющим их складчатым поясам. Наоборот, молодые платформы возникают в различные эпохи складчатости в пределах самих складчатых поясов и образуют составные части этих поясов.

Древние платформы существенно отличаются от молодых наличием на размытой поверхности их фундамента элементов древнейшего платформенного чехла, называемого иногда «протоплатформенным». Осадочные толщи этого чехла достигают большой мощности (до 2—3 км), иногда бывают сильно метаморфизованы (до амфиболитовой фации метаморфизма), складчаты и прорваны гранитоидами и основными интрузиями. Возраст их от 2700 до 1500 млн. лет соответствует нижнему — среднему протерозою. Примерами являются ятулий и иотний Балтийского щита, трансваальский комплекс Южно-Африканской платформы, удоканский комплекс Сибирской платформы. «Протоплатформенный» чехол залегает в основании нормального платформенного чехла и резко отличается от него степенью метаморфизма. Молодые платформы по сравнению с древними платформами отличаются большей подвижностью, большей гетерогенностью и значительно большим соответствием структур чехла структурам основания. Вместе с тем в пределах всех платформ можно выделить примерно одинаковые более частные структурные элементы. Наиболее крупными элементами структуры являются щиты и плиты.

Щиты представляют собой части платформ, в пределах которых платформенный чехол либо полностью отсутствует, либо имеет локальное распространение и ничтожную мощность (десятки, первые сотни метров). Периферические части щитов, покрытые маломощным чехлом, часто называют склонами щитов. Щиты испытывают длительное поднятие, результатом чего является глубокая эродированность кристаллического фундамента и, в связи с этим даже сокращение мощности «гранитного» слоя коры. Примеры: Балтийский, Алданский, Гвианский и др.

Расчленение щитов на более дробные тектонические элементы разработано слабо. Иногда выделяются пологие прогибы — синеклизы, разобщенные грабены, палеоавлакогены и плоские мульды, выполненные, как правило, нижними горизонтами платформенного чехла или толщами протоплатформенного чехла. Им могут быть противопоставлены горстовые поднятия и своды, обнаруживаемые лишь косвенно по отношению к деформациям самого платформенного чехла.

Плиты, в противоположность щитам, представляют собой те части платформ, которые прикрыты осадочным чехлом значительной мощности; на протяжении всего или преобладающего времени их развития они испытали главным образом опускание. Фундамент в их пределах погружен часто на значительную глубину (до 2—3, реже 5 и более км).

Примеры плит: Русская, Сахарская (в пределах древних платформ), Западно-Сибирская, Туранская (в пределах молодых платформ).

Границы между щитами и плитами являются часто тектоническими, а не вторично денудационными, и они устойчиво сохраняют свое положение.

ние на протяжении длительных отрезков геологического времени и выражены в виде флексур, а на глубине, по-видимому, и разломов.

Плиты имеют весьма сложное и гетерогенное строение, обусловленное появлением значительного числа более частных тектонических структур, большинство которых имеет конседиментационный характер и выражается в тектоническом рельефе поверхности складчатого основания. Среди этих тектонических структур выделяются как впадины, так и участки относительного поднятия — выступы. Среди платформенных впадин можно выделить две категории: а) грабенообразные впадины и б) впадины, связанные с длительным плавным прогибанием обширных участков платформ.

Грабенообразные впадины, к числу которых принадлежат также авлакогены, связаны с образованием расколов фундамента и опусканием относительно узких участков платформы вдоль системы этих расколов. Грабенообразные впадины и авлакогены обычно образуются на ранних стадиях развития платформ, когда еще не началось формирование платформенного чехла. Чаще встречаются небольшие просто построенные грабены или системы грабенов.

Авлакогены, которые представляют собой наиболее крупные желобообразные тектонические депрессии в пределах древних платформ встречаются реже; их расположение отражает направление систем глубоких разломов, пересекающих фундамент платформ. Длина авлакогенов достигает сотен и более тысячи километров при ширине в десятки или первые сотни километров и глубине (измеренной по смещению поверхности фундамента) до 5—10 и более км. В пределах авлакогенов нижние серии платформенного чехла иногда бывают слабо метаморфизованы и подвержены значительной складчатости. Они сопровождаются иногда вулканическими излияниями и небольшими интрузиями основных и щелочных пород. В пределах наиболее интенсивно прогибавшихся авлакогенов наблюдается перестройка земной коры и подъем поверхности Мохоровичича. Примеры авлакогенов: Днепровско-Донецкий, Пачелмский на Восточно-Европейской платформе. Авлакогенам древних платформ соответствуют выделяемые в последние годы на молодых платформах — тафрогены, представляющие крупные грабенообразные впадины, сопровождаемые основными и средними вулканическими излияниями и интрузивными телами. Образование их во многих случаях также связано с начальным этапом развития молодых платформ, до образования чехла на широких площадях.

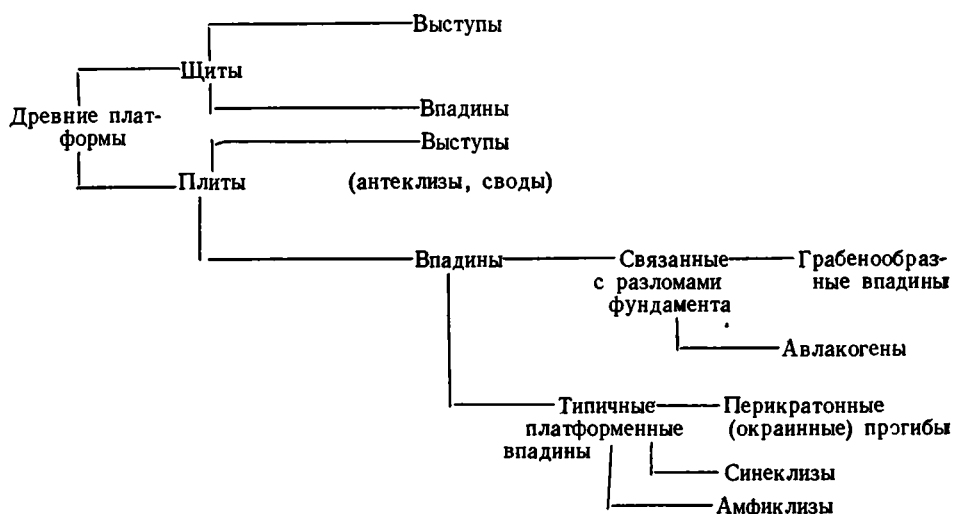
Среди платформенных впадин, образовавшихся в итоге длительного прогибания, выделяются синеклизы, перикратонные прогибы и впадины типа Тунгусской на Сибирской платформе¹.

Синеклизы являются крупными тектоническими впадинами, расположенными во внутренних частях платформ. Поперечные размеры их исчисляются многими сотнями километров, а глубина прогибания в центральных частях достигает нескольких километров. Форма их в плане различная, округлая, угловатая. Наклон слоев на крыльях, как правило, оценивается несколькими метрами на километр, хотя местами по продольным (по отношению к крыльям синеклиз) флексурам возрастает до первых градусов. Стратиграфический разрез в центральных частях синеклиз наиболее полон; в пределах этих частей достигает также наибольшей величины и мощность отложений. Синеклизы характеризуются длительным развитием.

Примеры синеклиз: Московская (на Русской плите), Вилуйская (на Сибирской платформе), Иллинойская (на Северо-Американской платформе), Амударьинская (на Туранской плите).

¹ Впадины типа Тунгусской как особый тип платформенных структур амфилиз охарактеризованы в специальной статье одного из авторов (М. В. Муратов. Бюлл. МОИП, 1972, № 5.).

Перикратонные прогибы отличаются от синеклиз целым рядом существенных признаков. Это обширные окраинные участки плит, вытянутые вдоль края платформы и представляющие собой области длительных и устойчивых погружений на протяжении значительной части времени развития платформы. Длина их измеряется многими сотнями и даже первыми тысячами километров при ширине, достигающей 300 км. В пределах этих структур мощности платформенного чехла обладают наибольшими величинами (до 5—6, иногда до 10 и более км). При этом в разрезе чехла нередко появляются мощные соленосные толщи, а в ряде мест и молассы. В связи с краевым положением перикратонных прогибов их осадочное выполнение часто бывает дислоцировано, с образованием линейных складчатых структур. Такие складчатые системы хорошо



известны в пределах перикратонных прогибов молодых платформ (Юрские горы), но также и на древних. Характерной особенностью перикратонных прогибов является длительность их существования (на протяжении иногда многих геологических периодов).

Примерами перикратонных прогибов являются: Ангаро-Ленский на юге Сибирской платформы, Приднестровский на Восточно-Европейской платформе, Афгано-Таджикский на Туранской плите и др.

Антеклизы представляют соизмеримые с синеклизами участки плит, находящиеся во внутренних частях платформ между различными зонами опусканий (синеклизами, перикратонными прогибами). Антеклизы являются областями неглубокого залегания кристаллического фундамента с антиклинальной (сводообразной) формой изгиба его поверхности под платформенным чехлом. Антеклизы, несмотря на то что они являются структурами положительными, образуются как в процессе поднятия, так и в результате отставания в скорости опускания по сравнению со смежными с ними синеклизами. Поэтому в сводах антеклиз, так же как и в синеклизах, наблюдается иногда стратиграфически достаточно полный разрез платформенного чехла, однако характеризующийся резко сокращенными мощностями, частыми перерывами и внутриформационными размывами.

Примеры антеклиз: Воронежская и Волго-Уральская Восточно-Европейской платформы, Анабарская на Сибирской платформе, Туркменская на Туранской плите.

Во многих случаях для обозначения сравнительно крупных, но все же более частных структурных образований в пределах перечисленных тектонических элементов платформ употребляются термины свободного пользования: массив, свод, поднятие, прогиб, котловина.

Сводами обозначаются крупные изометричные куполовидные структуры, либо осложняющие антеклизы, либо представляющие самостоятельные положительные структурные формы плит. Подобно антеклизам они имеют длительную историю развития. Углы наклона в их пределах как правило не превышают 1° . Примеры: Токмовский, Татарский своды на Русской плите, Нешвил на Северо-Американской платформе и Сургутский, Каракумский — на молодых.

Котловины — структурные элементы, подобные по форме и размерам сводам, но противоположного знака, например Мелекесская котловина на Восточно-Европейской платформе.

Поднятиями и прогибами называются вытянутые (а не изометричные) платформенные структуры, соответственно положительные и отрицательные, отвечающие по размерам сводам и котловинам (многие десятки — первые сотни километров).

Поперечные перемычки между смежными синеклизами, прогибами и соответственно между положительными структурами обозначаются в качестве седловин.

К структурным формам следующих (второго и третьего) порядков относятся флексуры, валы, депрессии, плакантиклинали, локальные поднятия, купола, мульды, структурные ступени, структурные носы, заливы. В задачу настоящей статьи не входит характеристика этих структур.

Предлагаемая классификация платформенных структур приведена на прилагаемой схеме.

СТРУКТУРЫ ОКРАИН ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ПО ГРАНИЦЕ С ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫМИ ПОЯСАМИ

Очевидны большие и принципиальные отличия между платформами и геосинклинальными поясами, однако границы между ними во многих случаях скрыты новообразованными молодыми структурными формами.

В самом общем виде могут быть выделены три типа структур, пограничных между платформами и геосинклинальными складчатыми поясами: краевые швы, краевые выступы и краевые прогибы.

Краевые швы представляют собой протяженные зоны крупных разломов, отделяющие геосинклинальные (складчатые) структуры от обычно высоко приподнятых участков платформ. Часто вдоль краевых швов развивается фронт складчатости и образуется каскад складок, опрокинутый и надвинутый на платформу, а иногда и шарьяжи. Примерами краевых швов могут служить так называемая линия Логана, отделяющая Аппалачи от Канадского щита, или граница каледонид Скандинавии с Балтийским щитом.

Краевые выступы — высоко поднятые по границе с геосинклинальным поясом участки платформы. Они обычно испытывают сильное раздробление под воздействием тектонических усилий (Кыллахский выступ на юго-востоке Сибирской платформы, выступ Пампы на западе Южно-Американской платформы, выступ Франклина на западе Северо-Американской платформы).

Краевые прогибы — глубокие резко асимметричные синклинальные формы, находящиеся на стыке платформ и геосинклинальных складчатых областей, возникающие и развивающиеся в орогенный этап развития последних. Для их крыла, примыкающего к складчатой области, характерны линейные сжатые складки; платформенному крылу свойственны пологие дислокации, в частности брахиантиклинали. В выполне-

нии краевых прогибов большая роль принадлежит молассам (Предуральский, Предверхоянский, Предкарпатский краевые прогибы).

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ ОРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ И ПОЯСА

Эпиpltатформенный (вторичный) орогенез наступает после достаточно длительного господства в пределах соответствующей территории платформенного режима; классическим примером считается Тянь-Шань. Существуют, однако, области, где эпиpltатформенный орогенез повторялся неоднократно, например Байкало-Становая зона, а для районов мезозойской складчатости, в частности Верхояно-Чукотской области, характерно отсутствие значительного перерыва между первичным и вторичным орогенезом.

По общему характеру своего строения и, очевидно, природе создававших их процессов эпиpltатформенные орогены сходны с эпигеосинклинальными, особенно с позднеорогенной стадией развития последних. Подобно эпигеосинклинальным орогенам горные сооружения эпиpltатформенных орогенов окаймляются и разделяются **предгорными и межгорными прогибами** (впадинами), выполненными мощными молассовыми толщами, обычно континентального происхождения, в нижней части более тонкими, в верхней — более грубыми. Складчатость охватывает в основном периферии этих впадин, реже их целиком, придавая таким впадинам структуру мегасинклинориев (например, Таджикская впадина). Сами горные сооружения обладают не складчато-покровным как в эпигеосинклинальных орогенах, а сводово-глыбовым строением¹. Они образуют **системы сводово-глыбовых поднятий** или **горст-мегантиклинальные системы**, например Северный, Средний и Южный Тянь-Шань, разделенные Нарынской и Ферганской межгорными впадинами. Эти системы состоят из отдельных **горст-мегантиклиналей**, например Южный Тянь-Шань — из Туркестано-Алайской, Зеравшанской, Гиссарской, разделенных узкими грабен-синклиналями.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

К **вулканическим поясам** относятся сравнительно узкие зоны развития наземных вулканических извержений, протягивающиеся на первые тысячи километров при ширине не более 100—200 километров. Они в ряде случаев занимают промежуточное положение между областями разновозрастной складчатости, располагаясь на складчатых сооружениях более древних геосинклинальных систем и обрамляя более молодые геосинклинальные системы, которые еще не испытали завершающей складчатости. Положение вулканических поясов в пространстве обычно контролируется крупными разломами. Вулканические пояса образованы мощными сериями продуктов наземной вулканической деятельности смешанного состава, часто перемежающимися с молассовыми накоплениями. Отмечается закономерная связь с вулканическими поясами гранитоидных интрузий с образованием характерной вулканоплутонической ассоциации. Со структурной точки зрения для вулканиче-

¹ По существу, однако, это различие не столь велико. В эпиpltатформенных орогенах складчатое или складчато-покровное строение свойственно фундаменту, а в эпигеосинклинальных — геосинклинальному комплексу, в то время как новейшая структура и в эпигеосинклинальных орогенах является сводово-глыбовой, как показывают деформации поверхностей выравнивания.

ских поясов наиболее характерны узкие грабены и прогибы (вулканические грабены и прогибы), иногда специфические вулкано-тектонические формы в виде кальдер.

Примеры вулканических поясов: девонский окраинный вулканический пояс Центрального Казахстана; Охотско-Чукотский краевой вулканический пояс и аналогичные ему вулканические пояса Восточной Азии.

Геологический институт АН СССР
Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова
Московский геологоразведочный институт
НИЛЗарубежгеология
Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
Ленинград

Статья поступила
5 июня 1972 г.

УДК 551.242.2(262.5)

М. В. МУРАТОВ

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В СРАВНЕНИИ С ВПАДИНАМИ СРЕДИЗЕМНОГО

В результате изучения осадочной толщи дна Черноморской котловины сейсмическими методами А. Ф. Непрочновой и Ю. П. Непрочновым выяснилось, что мощность их достигает 15 км. Толща разделяется на три комплекса пород, различающихся скоростями прохождения продольных волн. По мнению автора, верхний, мощностью до 2 км, относится к четвертичным отложениям и среднему-верхнему плиоцену, средний, мощностью до 5 км, — к низам плиоцена, миоцену и олигоцену, нижний сложен породами эоцена, мела и местами юры и, возможно, верхнего палеозоя. Последний комплекс является остатком чехла Черноморского срединного массива и формировался в условиях мелководного бассейна, который его временами покрывал. Средний связан, вероятно, с системой орогенных впадин, располагавшихся на месте дна Черного моря и возникших в орогенном альпийском этапе (олигоцен — неоген). Верхний занимает более широкую площадь дна и перекрывает нижние комплексы. Он образовался в связи с резким расширением и углублением дна Черного моря, начавшимся с середины плиоцена. Такое же время формирования имеет котловина Тирренского моря, по данным Р. Селли, и, вероятно, котловина моря Леванта и Лигурийского. Автор считает, что образование всех этих котловин можно объяснить процессами уплотнения земной коры.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Впадина Черного моря является одной из целого ряда глубоководных котловин, к которым относятся впадины Средиземного моря — Балеарская, Лигурийская, Тирренская, Ионическая, Левантинская, а также котловины Южного и Среднего Каспия (рис. 1). Все они образуют важные элементы строения Альпийской складчатой области и характеризуются, по геофизическим данным, сходными чертами строения земной коры, отсутствием в центральных частях гранито-гнейсового слоя и наличием мощной толщи осадочных пород, достигающей 10—15 км. Близкими к ним являются и некоторые другие котловины, например, котловина южной части Адриатического моря, Альборанская к югу от Малаги и Мраморного моря, хотя они обладают более ограниченными размерами, меньшей глубиной и в них нет признаков отсутствия «гранито-гнейсового» слоя коры.

Первоначально, когда выяснилась огромная глубина всех этих впадин, скрытых под уровнем воды, их, и в частности котловину Черного моря, рассматривали как гигантские провалы земной коры типа грабенов (Suess, 1898 и др.). При этом многие исследователи считали, что котловина Черного моря является очень молодой, так как она возникла в конце неогена или даже в начале четвертичного периода. До этого на месте Черного моря предполагалось наличие обширной суши «Понтиды», которая соединяла Малую Азию и Закавказье (Армянское нагорье) с Крымом, а затем была разбита сбросами. В результате ее опускания по разломам образовалась впадина Черного моря. Эти выводы были

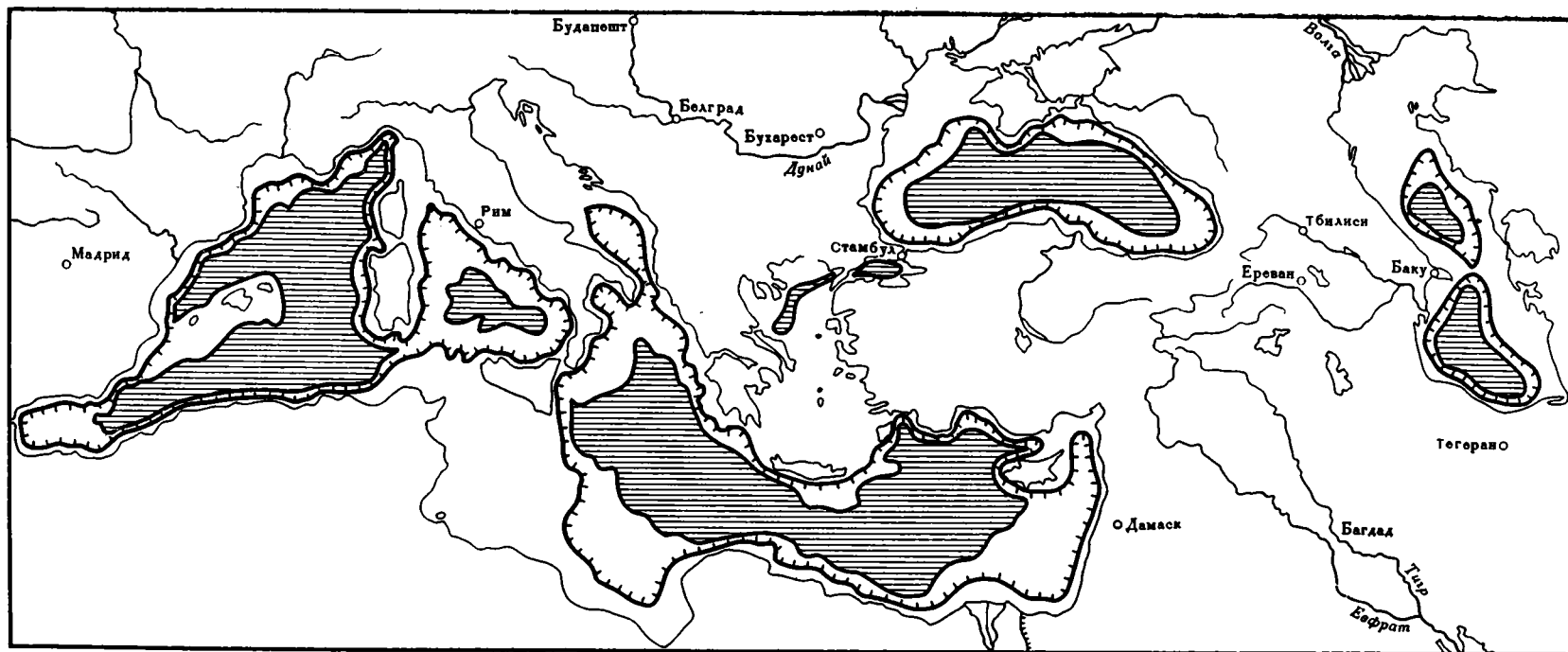


Рис. 1. Глубоководные котловины Черного, Каспийского и Средиземного морей
 Контур с бергштрихами — границы шельфа, заштриховано — дно котловин

сделаны в конце прошлого века на основе сравнения Черного моря с геологической историей островов Эгейского архипелага и проливов. Тогда же выяснилось, что до конца неогена на месте Эгейского моря располагалась суша, частично покрытая пресными озерами. Н. И. Андрусов (1905) установил, что проливы Босфор и Дарданеллы представляют затопленные морем речные долины и что их возникновение связано с самым началом четвертичного периода, так как по берегу Дарданелл у маяка Ганы им была найдена Чаудинская терраса, подобная изученной им ранее близ Феодосии.

Гипотезы существования суши на месте Черного моря до конца неогена придерживалось большинство ботаников и зоологов, изучавших состав фауны и флоры Крыма, а также многие географы — Л. С. Берг, Г. И. Танфильев, Б. Ф. Добрынин и другие, которые высказывались в пользу большой молодости котловины Черного моря и образования ее как провала на месте бывшей суши. В то же время уже в 20-х — 30-х годах В. А. Обручев, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (1938) высказывались в пользу того, что Черноморская впадина является своеобразной молодой геосинклиналью.

В итоге анализа тектоники берегов, окружающих Черное море, мной глубоководная котловина была отнесена к остаточным материнским геосинклиналям (Муратов, 1949). Позднее также мной было обращено внимание на сходство строения котловины Черного моря с впадинами океанического типа, лишенными гранитного слоя земной коры (океан в миниатюре, Муратов, 1955). При этом возникновение самой впадины рассматривалось в тесной связи с развитием окружающей ее области как процесс, одновременный с поднятием окаймляющих горных хребтов.

С началом широкого применения сейсмических и гравиметрических исследований земной коры была установлена структура дна многих морских котловин и выяснено, что Черное море является типичной впадиной в ряду многих внутриконтинентальных морей (Косьминская, 1958; Магницкий, 1965), отличающихся от океанических мощным слоем осадочных накоплений.

Для объяснения происхождения всех этих впадин появилось три рода гипотез. Одни из них считают все эти котловины остатками (реликтами) древней (первичной) океанической земной коры, которые окаймлены вновь образованной континентальной корой более молодого возраста. Согласно другим гипотезам, эти котловины рассматривают в свете вторичного преобразования континентальной коры в океаническую путем развития определенных процессов ее уплотнения или преобразования вещества земной коры, и, наконец, третьи гипотезы связывают формирование котловин внутриматериковых морей с процессами растяжения континентальной коры и обнажением из-под нее более древнего океанического основания.

Все три объяснения были применены и по отношению к котловине Черного моря. Реликтом океанической коры считали ее Е. Е. Милановский (1967), А. А. Сорский (1966), Ю. П. Непрочнов (1966), В. Е. Хаин (1964), автор (Муратов, 1949).

С процессами, происходящими в земной коре, формирование ее связывал автор (Муратов, 1955), затем также М. В. Муратов и Ю. П. Непрочнов (1967), а позднее В. В. Белоусов (1968), А. В. Чекунов (1971). При этом М. В. Муратов, Ю. П. Непрочнов (1967) допускали также возможность возникновения начальной котловины вдоль системы разломов, вытянутых вдоль Черного моря. Подробно разработана гипотеза формирования Черноморской котловины путем уплотнения вещества земной коры и верхней мантии С. И. Субботиным, а также С. И. Субботиным, Г. Л. Наумчиком и И. Ш. Рахимовой. Они неоднократно публиковали изложение своих весьма обоснованных представлений во многих изданиях и статьях (Субботин, Наумчик и Рахимов, 1964, 1968 и др.).

Следует отметить, что в пределах земной коры глубоководной котловины Черного моря пока не выявлены глубинные разломы или какие-либо неоднородности, или элементы структуры, которые могли бы быть обнаружены при геофизических исследованиях и дать материал для решения вопроса о происхождении ее центральной части в связи с разломами. Это же создает необыкновенные трудности для восстановления истории этой части дна котловины.

Геофизические данные позволяют судить о наличии гранито-гнейсового слоя по периферии Черного моря и отсутствии его в центральной части котловины. Однако более подробные данные о строении коры под осадочными комплексами дна моря пока почти отсутствуют. Элементы структуры основания, на котором образовалась котловина Черного моря, скрытые под мощной толщей воды и осадочных отложений его дна, лишь с трудом прослеживаются в шельфовых частях Черного и Азовского морей и почти не выявляются в области материкового склона и самой котловины.

Вместе с тем в настоящее время успехи в изучении сейсмическими методами осадочной толщи, заполняющей котловину, (Непрочнова, Непрочнов, Ельников, 1966) позволяют более или менее обоснованно наметить основные этапы формирования и развития самой впадины и сравнить историю с глубоководными депрессиями Средиземного моря.

Для выяснения тектонической структуры земной коры под дном Черноморской котловины приходится прибегать к анализу тектоники областей, окружающих Черное море, и более или менее обоснованной интерполяции их в пределы дна бассейна.

СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ ДНА ЧЕРНОГО МОРЯ

Как показывает изучение геологического строения областей, окружающих Черное море, его впадина покрывает части очень различных структурных элементов (рис. 2).

Для периферических и шельфовых частей дна Черного моря строение основания в общем более или менее выяснено. Вся шельфовая северо-западная часть моря между Балканским побережьем и побережьем равнинного Крыма относится к области Скифской и Мизийской плит. Азовское море покрывает участок Скифской плиты. Большая часть основания этих плит представляет собой массивы докембрийского возраста, образовавшиеся в позднем протерозое, т. е. относятся к участкам байкальской складчатой области. Только полоса, протягивающаяся между Добруджей и Тарханкутским полуостровом, и связывающая палеозойскую складчатую систему Добруджи с такой же системой равнинного Крыма, имеет, вероятно, палеозойское складчатое основание. На простирании этой палеозойской зоны расположен Азовский вал, пересекающий Азовское море. Он, вероятно, так же имеет палеозойское складчатое основание, на что указывает утолщение земной коры в его пределах до 45 км и гранито-гнейсового слоя коры до 20—25 км (по данным Чекунова, 1967, 1971). Это утолщение рассматривается как «корни гор» палеозойской складчатой системы. Далее палеозойская складчатая зона, судя по тем же данным, протягивается вдоль Каневско-Березанского вала и сливается с палеозойской складчатой системой северного склона Центрального Кавказа.

Северная часть дна Черноморской котловины у берегов северо-западного Кавказа, Керченского полуострова и горного Крыма, включающая довольно широкую полосу шельфа, материковый склон и часть прилегающего к нему дна края котловины, по всем данным, наложена на погребенные здесь складчатые структуры южной части горного Крыма, северо-западного Кавказа и разделяющего их периклинального прогиба.

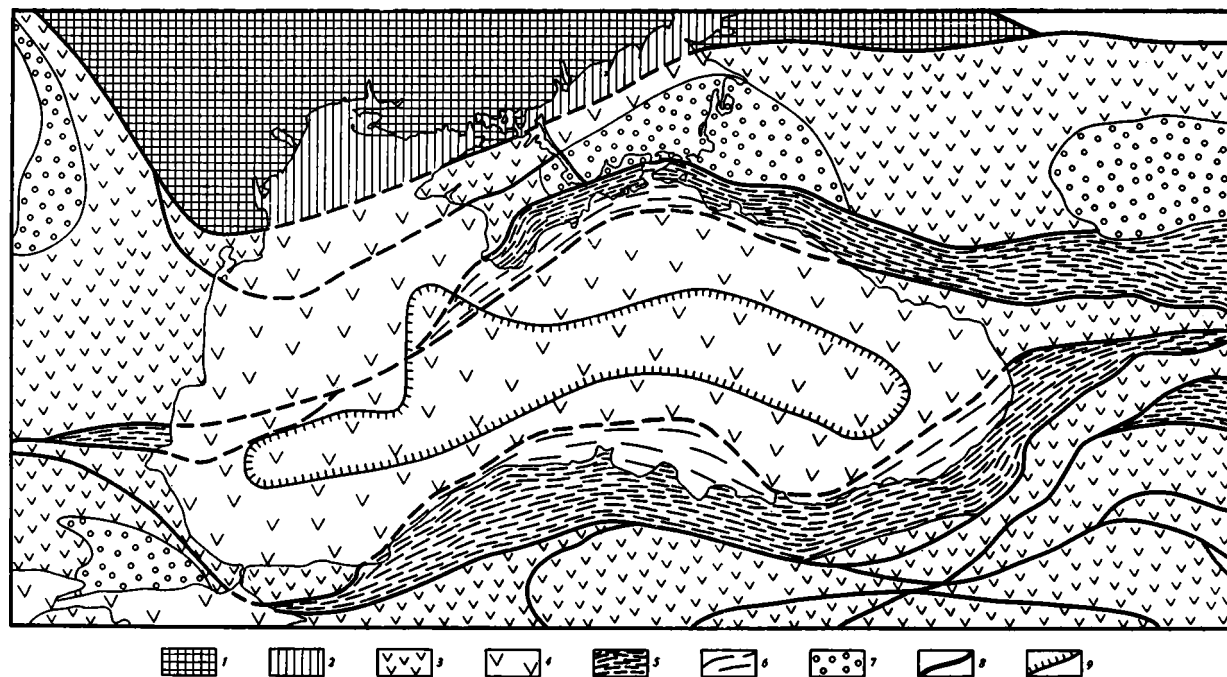


Рис. 2. Схема предполагаемого строения основания осадочного слоя дна Черного моря.
 1 — древние платформы; 2 — то же под дном моря; 3 — эпипалеозойские и эпибайкальские плиты и срединные массивы; 4 — то же под дном моря; 5 — структуры Альпийской складчатой области в пределах Балкан, Крыма, Кавказа и Малой Азии; 6 — то же под дном моря; 7 — впадины орогенного этапа; 8 — глубинные разломы; 9 — контуры площади земной коры под дном Черного моря, лишенной «гранито-гнейсового» слоя (по сейсмическим данным Ю. П. Непрочнова)

Точно так же значительная полоса дна на юге Черного моря, по-видимому, скрывает погребенные складчатые структуры Аджаро-Триалетской системы у берегов Аджарии, Восточного и Западного Понта у побережья Анатолии. Западнее, у берегов Босфора, периферический участок дна Черного моря наложен, видимо, на палеозойское основание Босфорского массива, восточной части Странджи и верхнедокембрийского массива Среднегорья. Наконец, у Босфорского побережья между мысом Эмине и Бялой дно моря перекрывает продолжение Альпийской складчатой системы Старой Планины, погружающейся здесь в восточном направлении.

Значительный восточный участок дна моря у побережья Абхазии и Колхидской низменности, несомненно, покрывает погруженное западное продолжение Закавказского срединного массива как в части его, относящейся к Грузинской глыбе, так и части Колхидской (Рионской) впадины. На дне моря у берегов Абхазии выделен, по сейсмическим данным, участок дна, в пределах которого поверхность гранито-гнейсового основания, а также второго и третьего осадочного слоя относительно приподнята и общая мощность осадочных отложений относительно уменьшена до 4—7 км. Этот участок протягивается вдоль берегов Абхазии, постепенно погружаясь к северо-западу в районе Сочи. Вероятно, он представляет относительно приподнятый Абхазский участок на продолжении Закавказского срединного массива. К западу, в сторону глубоководной котловины, поверхность его постепенно погружается.

Можно предполагать, что центральная часть глубоководной котловины образовалась на месте Понтического массива, который являлся продолжением Закавказского срединного массива. Этот массив занимает значительную центральную часть котловины.

Осевая часть Черноморской котловины заложились, вероятно, на поверхности этого массива. На юго-западе этот массив скорее всего прилегал к Босфорскому, а на северо-западе подходил близко или даже соприкасался с Мизийским. От последнего он был отделен системой разломов, а также, возможно, узкими и скорее всего выклинивавшимися навстречу друг другу трогами. Один из них располагался на продолжении геосинклинального прогиба горного Крыма и вероятно выклинивался к юго-западу. Другой находился на продолжении прогиба Старой Планины и замыкался к востоку или северо-востоку.

Прямого соединения этих юрско-меловых геосинклинальных трогов могло не быть, но они, несомненно, располагались вдоль единой системы глубинных разломов.

Срединный массив Понтиды, подобно Закавказскому массиву, мог быть покрыт на значительных пространствах чехлом юрско-меловых и палеоцен-эоценовых осадков, а также в какой-то части, возможно, и палеозойским чехлом. Позднее при формировании Черноморской котловины его перекрыли отложения Черного моря.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТЕЙ, ОКРУЖАЮЩИХ ЧЕРНОЕ МОРЕ

Для установления времени образования впадины Черного моря и основных стадий ее формирования необходимо вкратце рассмотреть главные этапы истории развития тех областей, среди которых она располагается.

В истории тектонического развития Средиземноморского пояса Евразии и того отрезка этого пояса, где находятся Черное и Каспийское моря, намечаются три больших самостоятельных периода или, как их часто называют, цикла.

Первым периодом является позднедокембрийский, в течение которого создавалось складчатое основание на всей площади Средиземноморского

пояса, между краями древних Восточно-Европейской и Африканской платформ. Окончательно это основание сформировалось к концу позднего протерозоя, местами (Иран) несколько раньше — к середине позднего протерозоя (Штеклин, 1966). В конце протерозоя оно подверглось складчатости, процессам метаморфизма и местами гранитизации. Остатками этого докембрийского складчатого основания являются срединные массивы, расположенные в пределах эпигерцинской платформы и Альпийской складчатой области. К ним относятся массивы Мизийской плиты, Среднекрымский, Северного Кавказа, Закавказский, Артвино-Болнисский, Армянский, Киршехирский, Мендересский, Эгейский, Родопский, Среднегорский, Македонский, а также, вероятно, Понтический на продолжении Закавказского, сейчас погруженный под дно Черного моря.

Второй крупный период — палеозойский (герцинский), в течение которого на верхнепротерозойском складчатом основании, которое было расколото вдоль многочисленных глубинных разломов, возникли системы геосинклинальных прогибов. Это — палеозойские прогибы Центральной Добруджи и равнинного Крыма, Тарханкутского полуострова, Азовского и Каневско-Березанского вала, Балканского хребта, Странджи и Северо-Западной Анатолии. Все они имели близкое к широтному или северо-западное простираение.

В течение ордовика, силура, девона, раннего карбона они прошли главный этап геосинклинального развития. Это развитие закончилось складчатостью и замыканием прогибов и сопровождалось внедрением интрузий. В позднем палеозое (средний карбон — пермь) проходил орогенный этап их развития с образованием межгорных впадин и грабен, заполненных молассовыми, частью угленосными и вулканогенными формациями, и с формированием гранитоидных интрузий. Важно отметить, что образование межгорных впадин орогенного этапа и гранитоидных гел происходило не только в пределах геосинклинальных прогибов, но чаще за их границами на соседних срединных массивах, которые были во многих районах интродуцированы гранитной магмой.

В конце этого периода окончательно сложился фундамент Скифской плиты. Одновременно с формированием герцинских систем главного этапа на разделяющих их срединных массивах местами образовался осадочный чехол платформенного типа. Его формирование во многих случаях продолжалось и в позднем палеозое, одновременно с орогенным этапом развития герцинских систем. Такой чехол покрывает значительные пространства массивов в пределах Ирана, Анатолии, Малого Кавказа, Мизийской и Скифской плит.

Третьим периодом тектонического развития рассматриваемых областей является мезозойско-кайнозойский. В течение этого периода вдоль новых рядов разломов, а частью по унаследованным палеозойским разломам, образовались новые системы геосинклинальных прогибов. Последние в некоторых случаях наследуют положение и простираение палеозойских прогибов (Большой Кавказ, Балканский хребет, Западный Понт), чаще же накладываются прямо на допалеозойское складчатое основание.

В развитии мезозойско-кайнозойских альпийских геосинклинальных прогибов выделяются три отчетливо выраженные этапы (Муратов, 1969).

Первый — с триаса до конца юры, когда развивались ранние геосинклинальные прогибы Большого Кавказа, горного Крыма, Малого Кавказа, Сомхето-Карабахский. В этом же этапе в пределах окраины Скифской плиты и на поверхности срединных массивов образовались крупные и глубокие грабены, заполнявшиеся терригенными толщами триаса (грабены Добруджи), триаса и юры (Калиновский грабен, Пандаклеийский или Преддобруджинский и Ейский грабены) или отложениями только юры (Сивашский, Каркинитский, Восточно-Кубанский грабены).

идр.). На срединных массивах в это же время началось формирование осадочного чехла.

Второй этап начался с конца юры или начала мела и проявился в образовании системы поздних геосинклинальных прогибов: восточной части Старой Планины, Восточных Карпат, Западного Понта, Триалетско-Понтического, южного склона Главного Кавказского хребта. Эти прогибы развивались с конца юры или середины мела (апт-альба) и до конца палеогена. В конце эоцена-олигоцена они подверглись складчатости и были сильно смяты. Во втором этапе в конце юры, в течение мела и палеогена, продолжал формироваться осадочный чехол на поверхности многих массивов, который достиг местами значительной мощности (на Грузинской глыбе и др.). Тогда же происходило формирование и мощного осадочного чехла эпигерцинской Скифской плиты, развитие которого здесь продолжалось также в неогене и в течение четвертичного периода.

Третий, орогенный этап начался в неогене, когда во всей области, окружающей Черное море, формировалась система альпийских орогенных межгорных впадин (Колхидская, Куринская, Карталинская, Приараксинская, Байбуртская, Фракийская, Пловдивская, Старо-Загорская, Трансильванская и другие), заполнявшихся неогеновыми молассовыми толщами, а также краевых прогибов (Предкарпатский, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский). Отложения, слагающие эти впадины, в конце неогена были смяты в складки и расчленены разломами, причем в некоторых впадинах эти процессы продолжались и в четвертичное время.

В это же время в пределах Черного моря образовалось, по-видимому, несколько глубоких межгорных впадин, о существовании которых свидетельствуют данные по строению осадочных комплексов его дна. Сама котловина Черного моря в целом, какой она является в настоящее время, заложилась и расширилась позднее, в конце орогенного этапа, наложившись на систему более древних впадин.

ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДНА ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРОБЛЕМА ВРЕМЕНИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

Впадина Черного моря заполнена достаточно мощными комплексами отложений, выявленных в результате сейсмических исследований. В центральной части котловины мощность их достигает 12—14 км. По данным Ю. П. Непрочнова, А. Ф. Непрочновой и И. Н. Ельникова (1966), в толще осадочных отложений можно выделить три комплекса или слоя, различающихся по физическим свойствам. Верхний мощностью в 1—2 км, характеризующийся скоростями прохождения сейсмических волн 1,6—1,8 км/сек, второй, мощностью 3—5 км, со скоростями более 3 км/сек, и третий, мощностью от 2 до 8 км, со скоростями 4—4,5 км/сек. Первый из них сопоставляют с новейшими плиоцен-четвертичными отложениями. Второй многие исследователи (Муратов, Непрочнов, 1967; Архипов и др., 1970; Чекунов, 1971) считают соответствующим миоценовым отложениям, включая майкопскую серию (олигоцен — нижний миоцен). Третий, наиболее древний, вероятно, образован палеогеновыми и меловыми отложениями и, может быть, также и юрскими и даже верхнепалеозойскими. Его плотность, о которой свидетельствует значительная скорость прохождения сейсмических волн, вероятно, связана с тем, что в его составе значительную роль играют известняки.

В основании осадочных комплексов дна Черного моря, по его краям, располагаются упомянутые части складчатых систем, а ближе к центральной части котловины — складчатые, метаморфизованные и гранитизированные породы фундамента Закавказского, Грузинского и Понтического срединных массивов, имеющие скорее всего позднепротерозойский возраст. Под дном центральной части котловины этот фундамент,

по геофизическим данным, не выявляется. Основание котловины здесь лишено гранито-гнейсового слоя земной коры.

Нижний из комплексов осадочного покрова представлен отложениями чехла срединного массива, он сложен, вероятно, в основном верхнеюрским, меловыми и палеоцен-эоценовыми образованиями, представленными в карбонатных фациях относительно небольшой мощности. Местами в его составе, возможно, участвуют также пермские и триасовые породы. В качестве обоснования для этого предположения можно указать на наличие известняковых галек с фауной перми, описанных из нижнеюрских конгломератов близ Ялты (Миклухо-Маклай, Муратов, 1958) и верхнеюрских конгломератов горы Демерджи близ Алушты. В обоих случаях снос конгломератов происходил, несомненно, с юга. Кстати говоря, в составе гальки этих конгломератов указываются граниты позднепротерозойского возраста (Юрк, Добровольская, 1965), происходящие, очевидно, из фундамента срединного массива. Меловые и палеоцен-эоценовые породы покрывают, вероятно, значительные площади и являются осадками неглубокого обширного морского бассейна. Близость меловой фауны Крыма и Северной Турции (Зонгулдак) свидетельствует о существовании единого сплошного бассейна, перекрывавшего срединный массив, находившийся на месте Черного моря. В меловом периоде и в эпоху палеоцена — эоцена глубокой котловины Черного моря еще не существовало, а был бассейн типа шельфового моря, покрывающего срединный массив. Юрские отложения пользуются, по-видимому, более ограниченным распространением, чем меловые. Триасовые и пермские отложения распространены еще меньше. Мезозойско-палеогеновый комплекс в центральный частях впадины залегает спокойно, слагая чехол срединного массива. На востоке впадины он покрывает поднятый Абхазский участок срединного массива, где осадочный чехол достигает мощности 6—7 км. По-видимому, этот комплекс вполне соответствует по возрасту чехлу Понтического и Закавказского срединных массивов. Формирование его продолжалось в течение длительного времени, на протяжении значительной части мезозоя и палеогена, подобно тому как длительное время шло накопление юрских и меловых отложений чехла Закавказского массива (Грузинской глыбы) и чехла Мизийской плиты.

По периферии Черного моря близ берегов Крыма и северо-западного Кавказа, а также вдоль берегов Анатолии этот комплекс чехла сменяется мощными толщами разновозрастных отложений мезозоя и палеогена, участвующими в строении складчатых структур. Последние сейчас выявлены во многих местах по данным геофизических исследований дна, в частности работами А. В. Терехова, Е. М. Хахалева, Я. П. Маловицкого (1971), В. И. Головинского и др., к югу от берегов восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа, а также предположительно у берегов Анатолии.

Второй комплекс отложений дна Черного моря, представленный, видимо, майкопской серией и миоценовыми толщами, связан с орогенным этапом и имеет также очень значительную мощность и широкое распространение. Подошва его соответствует сейсмической границе с граничной скоростью 4,0—4,5 км/сек, получившей от А. Ф. Непрочновой обозначение $d \frac{oc}{2}$. Особенной мощности он достигает, судя по имеющимся геофизическим данным (Гончаров, Непрочнов, Непрочнова, 1966; Чекунов, Рябчун, 1971; Гаркаленко, Белокуров, 1971), в отдельных котловинах: в центральной впадине к югу от Южного берега Крыма (5—7 км), во впадине к югу от берега восточной части горного Крыма и в узкой депрессии между Кавказским берегом и относительно приподнятым Абхазским участком массива (3—4 км?) (рис. 3). Однако этот комплекс не только заполняет эти относительно ограниченные по площади депрессии, но покрывает и периферические части дна Черного моря, где в общем умень-

шается в мощности. Уменьшения мощности этого слоя не происходит только на севере, у берегов восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа. Как известно, на Керченском и Таманском полуостровах майкопская серия и отложения среднего и верхнего миоцена пользуются широким распространением и достигают очень значительной мощности (до 3—5 км), слагая складчатые структуры в части поперечного прогиба между Крымом и Кавказом. Здесь их накопление происходило, вероятно, в пределах северных окраин тех же котловин, которые выявляются к югу от берегов Крыма и Кавказа по геофизическим данным. Только здесь эти отложения были позднее подняты и подверглись складчатости, а на дне Черного моря они остались погруженными.

Вся рассматриваемая система котловин обязана своим образованием альпийскому орогенному этапу. Ее возникновение, вероятно, надо считать началом образования глубоких депрессий на месте Черного моря. За счет слияния ряда котловин могла образоваться система довольно больших впадин. Восточной оконечностью одной из них была существующая и поныне на суше Колхидская впадина (рис. 4).

Возникновение глубоких котловин орогенного этапа, заполненных мощными толщами осадков олигоцена и миоцена, произошло одновременно с началом крупных поднятий горных сооружений вокруг Черного моря. До этого, как было показано выше, в мезозое и начале палеогена на месте Черного моря располагался срединный массив, покрытый чехлом осадков и мелким морем. Заложение отдельных котловин произошло, видимо, на поверхности этого массива и частично по границе его со складчатыми системами вдоль берегов Северо-Западного Кавказа.

Третий комплекс наиболее молодых осадков Черного моря, относящихся к плиоцену и четвертичному периоду, покрывает всю площадь его дна. Отложения этого комплекса отличаются значительно меньшей плотностью и скоростью прохождения сейсмических волн и отделяются от подстилающих отложений поверхностью, которая отчетливо выделяется по сейсмическим данным и получила от А. Ф. Непрочновой наименование сейсмической границы d_1^{oc} , с граничной скоростью 3,0 км/сек. Толща осадков этого комплекса достигает, по сейсмическим данным, мощности 2 км с максимальными значениями в центральной части моря к югу от берегов Крыма (см. рис. 3).

Плиоцен-четвертичный комплекс перекрывает более древние отложения и по периферии Черного моря, залегая трансгрессивно с размывом и несогласием на дислоцированные породы более древних комплексов. Такое залегание хорошо выявлено на основе сейсмических профилей к югу от берегов Крыма. На разрезах I—I и II—II, опубликованных в работе И. В. Архипова и др. (1970), отчетливо видна поверхность d_1^{oc} с

граничной скоростью около 3,0 км/сек, которая подстилает рассматриваемый комплекс, залегающий на дне Черного моря. К югу от берегов Крыма он лежит на комплексе олигоцен-миоцена, подстилаемом, в свою очередь, поверхностью раздела d_2^{oc} с граничной скоростью 4,5 км/сек. Севернее, в области материкового склона, плиоцен-четвертичные слои трансгрессивно переходят на более плотные и дислоцированные породы предполагаемой погруженной части Крымского складчатого сооружения. Рассматриваемые слои уменьшенной мощности слагают всю площадь поверхности шельфа.

То же самое выявлено по данным А. А. Терехова и др. и в пределах материкового склона и шельфа берегов Северо-Западного Кавказа. Плиоцен-четвертичный комплекс налегает здесь на различные дислоцированные породы. Морфология берегов Анатолийского побережья Черного моря указывает на их абразивный характер и позволяет предполагать

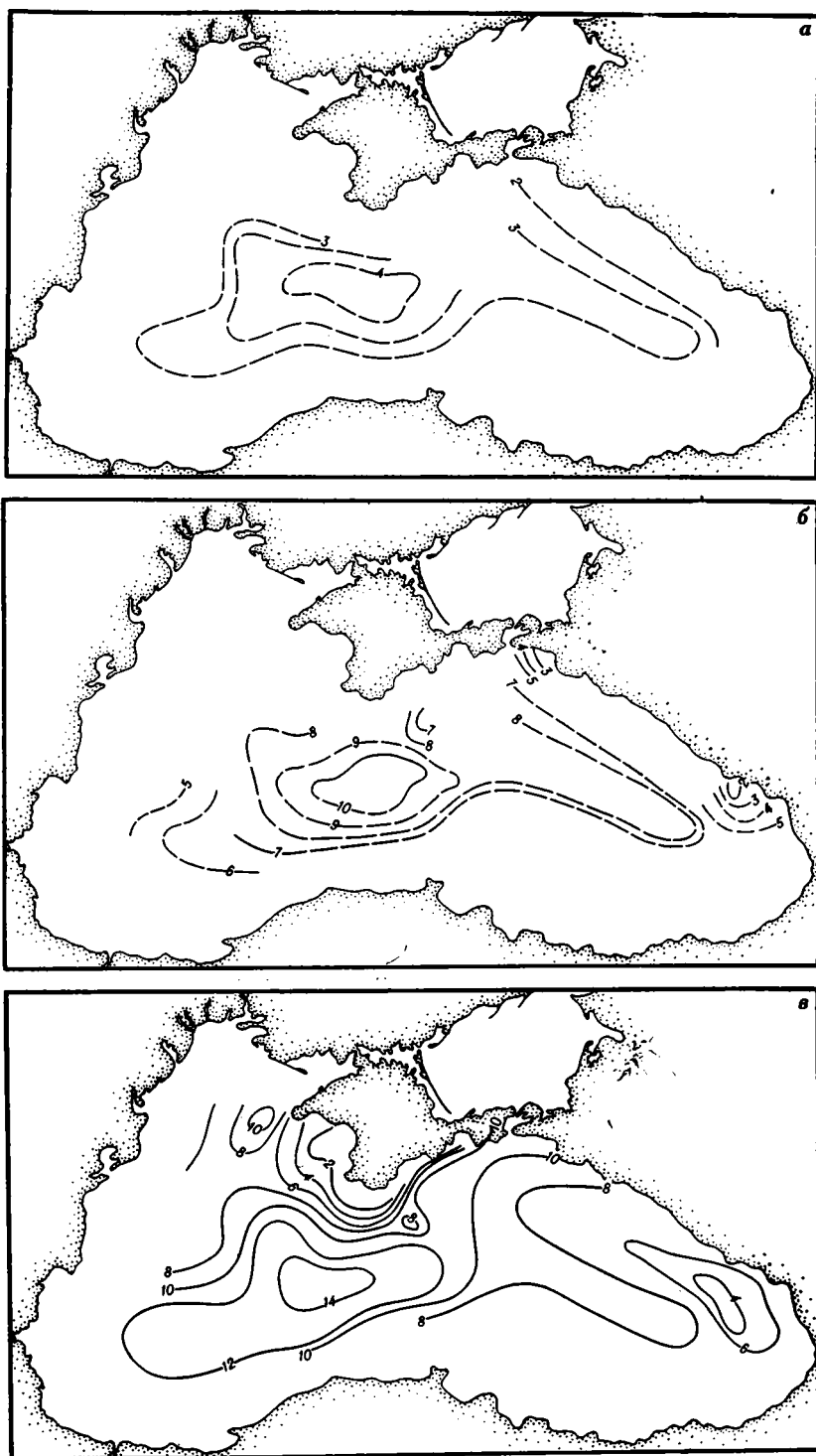


Рис. 3. Строение осадочного комплекса дна Черного моря (по Ю. П. Непрочнову и А. Ф. Непрочновой)

а — глубина поверхности комплекса $d_{\frac{oc}{1}}$, т. е. подошвы четвертичных и плиоценовых отложений; б — глубина поверхности комплекса $d_{\frac{oc}{2}}$, т. е. подошвы слоев, относимых к нижнему плиоцену и олигоцену (майкопская серия); в — суммарная мощность осадочных комплексов

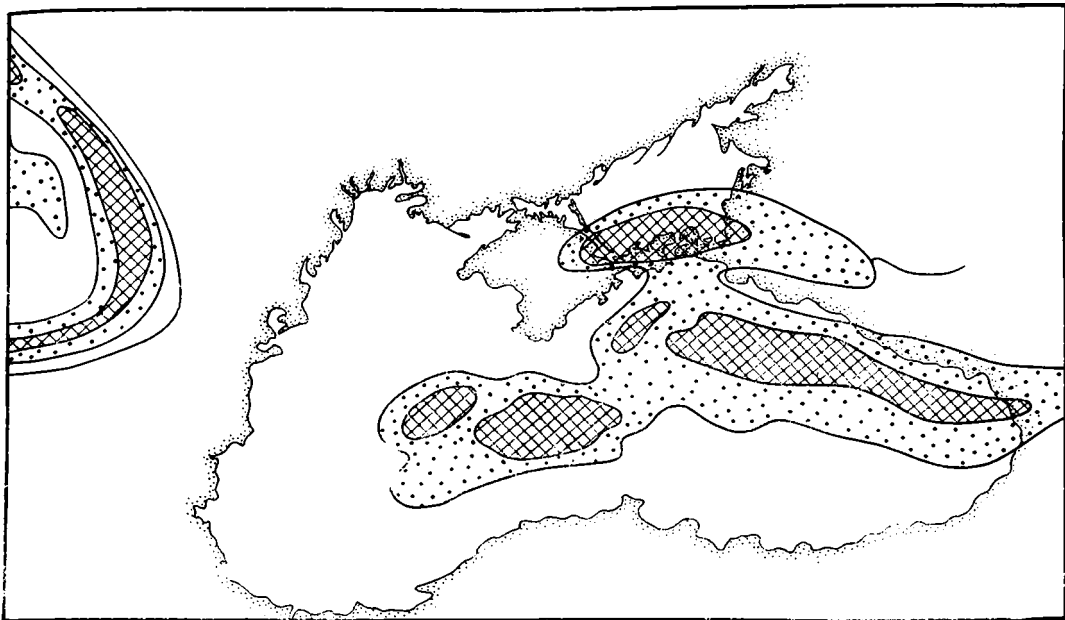


Рис. 4. Схема контуров предполагаемого расположения олигоцен-миоценовых орогенных впадин на дне Черного и Азовского морей и в пределах окружающих берегов (пунктир). Заштрихованы наиболее глубокие прогибы

Примечание. Контур глубокой впадины в северо-восточной части моря ошибочно смещен. Он должен быть показан юго-западнее в соответствии с контурами прогибов на рис. 3 (а, б и в)

трансгрессивное залегание комплекса плиоцен-четвертичных отложений на срезанных слоях складчатых структур Западного и Восточного Понта в пределах шельфа и материкового склона.

Точно такие же данные есть о срезании складчатых структур Старой Планины и Среднегорья близ побережья Болгарии и расширении здесь площади дна западной части Черного моря в конце неогена и в четвертичном периоде.

Таким образом, складчатые структуры к югу от берегов Северо-Западного Кавказа, к югу от берегов Крыма, к востоку от Старой Планины, а также, вероятно, и к северу от берегов Анатолии перед временем накопления плиоцен-четвертичного комплекса были опущены, размывы, срезаны абразией и погребены затем под отложениями плиоцен-четвертичного осадочного комплекса. Последний залегает здесь спокойно, хотя местами также несколько нарушен, образуя, однако, более простые деформации, чем нижние комплексы.

Налегание плиоцен-четвертичного комплекса на размывы и дислоцированные отложения свидетельствует в пользу значительного расширения Черноморской котловины, которое началось перед образованием этого комплекса в начале плиоцена и продолжалось в эпоху формирования самого комплекса в течение плиоцена и четвертичного периода. В результате этого процесса наиболее молодой осадочный комплекс перекрыл всю площадь дна Черного моря. Он связан, таким образом, с эпохой сильного расширения впадины в самом конце ее геологической истории и с образованием более широких площадей шельфа. При этом обращает на себя внимание значительная мощность осадков рассматриваемого комплекса (порядка 2000 м), накопившихся за относительно небольшой отрезок времени с раннего плиоцена за 5—6 млн. лет. Вместе с тем Черно-

морская котловина в настоящее время имеет глубину около 2 км и является впадиной, не компенсированной осадками. Оба эти факта — мощность отложений плиоцен-четвертичного комплекса и общая глубина депрессии — указывают на значительную скорость опускания дна Черноморской котловины, которая далеко не полностью компенсирована осадконакоплением. Эпоха формирования наиболее молодого комплекса плиоцен-четвертичных отложений характеризуется не только расширением Черноморской впадины, но также и ее значительным и быстрым прогибанием. Именно с этой эпохой, видимо, связано и формирование уступа материкового склона, окаймляющего Черноморскую впадину, и образование расчленяющих его подводных долин. Все основные элементы современного рельефа и морфологии дна бассейна сформировались в эту эпоху.

В истории развития области, где расположено Черное море, можно, таким образом, наметить длительный период, соответствующий мезозою и большей части палеогена, когда Черноморская впадина не существовала, а на месте центральной части теперешнего Черного моря располагался относительно мелководный бассейн, покрывавший срединный массив. Северную и южную периферию его окаймляли глубокие геосинклинальные прогибы — Крымско-Кавказский и Северо-Анатолийский, а на западе располагался Балканский прогиб (прогиб Восточной Старой Планины).

Начальным моментом формирования Черноморской котловины можно считать образование ряда орогенных впадин и заполнение их отложениями олигоцена и нижнего миоцена (майкопская серия), среднего и верхнего миоцена и, может быть, также понтического яруса (нижний плиоцен). Эти глубокие котловины образовали сливающуюся систему в центральной части современного Черного моря и в его западной и восточной окраинах, а также котловину, охватившую Керченский и Таманский полуострова и прилегающую к ним часть дна Черного моря и продолжавшуюся на юго-восток до района Сочи — Адлер.

Наконец, главным для образования котловины Черного моря является плиоцен-четвертичный этап (начиная с нижнего, а может быть, только со среднего плиоцена). Этот этап характеризуется как время возникновения единой глубоководной котловины и сильного расширения ее площади. При этом обращает на себя внимание значительная величина прогибания дна котловины в течение данного этапа на всей ее площади. Практически этот этап, несмотря на его относительную непродолжительность порядка (5—6 млн. лет), является временем образования глубоководной котловины Черного моря в ее современном виде.

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ВПАДИН СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Глубоководные котловины Средиземного моря также являются очень молодыми и сформировались, как выяснилось в последние годы, в основном в течение такого же позднего этапа, как и Черноморская.

В одной из лучше всего изученных сейчас котловин — Тирренской, согласно данным Р. Селли и А. Фабри (Selli, Fabbri, 1971), несколько лет назад были пройдены не только сейсмические профили, но и выполнена драгировка дна и склонов, давшая много новых данных. Треугольная котловина Тирренского моря с глубиной около 3600 м заполнена толщей осадков, в которых, по сейсмическим данным, выделяется основание и два комплекса осадочных отложений. Комплекс основания имеет сложное строение и, несомненно, разный в разных частях возраст. В его пределах в одних местах установлены кристаллические сланцы, в других — выявляются следы слоистости, указывающие на присутствие осадочных толщ, местами установлены конгломераты и песчаники веррукано (пермь). Не исключено присутствие мезозойских, а также палеогеновых пород.

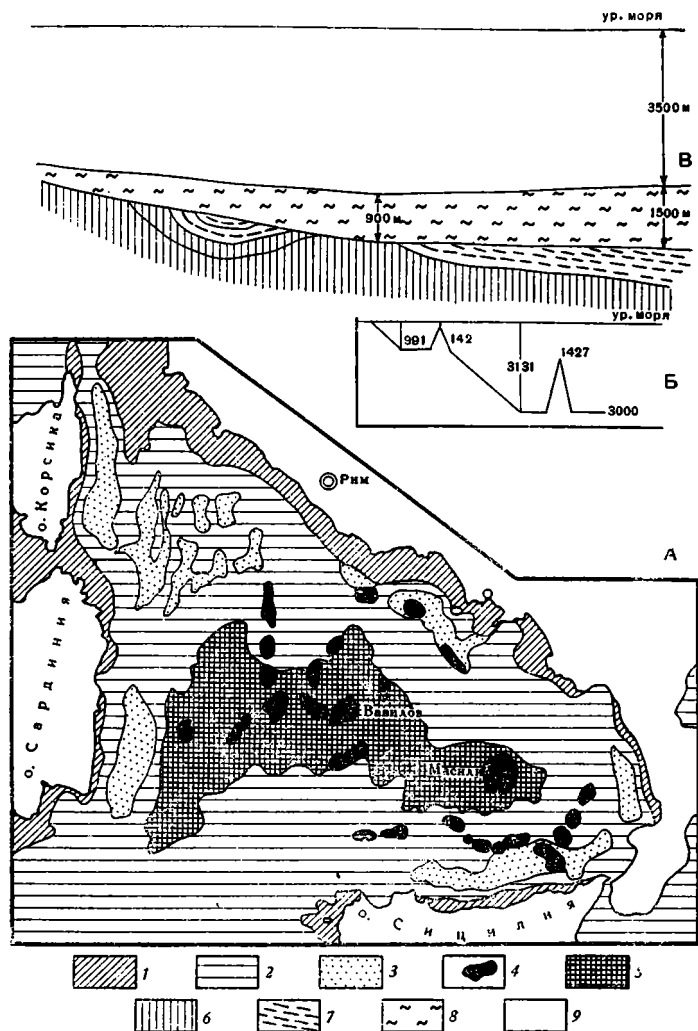


Рис. 5. Схема строения дна Тирренского моря (по Selli, Fabbrì, 1971).

А — карта; Б — профиль дна с глубинами в метрах; В — схематический геологический разрез; 1—5 — на карте: 1 — шельф; 2 — континентальный склон; 3 — окраинные впадины дна; 4 — подводные вулканические горы; 5 — дно котловины; 6—9 — на геологическом разрезе; 6 — основание осадочного комплекса — породы палеогена, мезозоя, палеозоя и кристаллические сланцы; 7 — отложения миоцена и нижнего плиоцена; 8 — отложения среднего — верхнего плиоцена и четвертичные; 9 — вода

Комплекс основания перекрыт нижней толщей осадочных пород до 200 м мощностью, которые несколько дислоцированы, образуя пологие складчатые структуры. При драгировке в прогибе Стромболи против Мессинского пролива в верхней части слоев этой толщи были обнаружены желтоватые мергели с фораминиферами *Globorotalia Margaritae*, *G. aemiliana*, *G. puncticulata*, характерными для нижнего плиоцена и самых низов среднего плиоцена. Эти слои по фауне и литологическому составу полностью соответствуют голубым мергелям Турби, Сицилии и Калабрии, имеющим тот же возраст.

По сопоставлению с разрезом нижележащих слоев Калабрии и Сицилии толща слоев, подстилающих голубые мергели и не вскрытых при дра-

гировках, может достаточно обоснованно сопоставляться с разрезом мессиния (верхнего миоцена) и всей подстилающей частью среднего и нижнего миоцена Италии. Основание этой толщи всюду в Южной Италии, Сицилии и на Сардинии залегает трансгрессивно с размывом на подстилающих породах, так же как, судя по данным сейсмических профилей, и на дне Тирренского моря. Таким образом, нижний осадочный комплекс соответствует всему миоцену и нижнему плиоцену, а также самой нижней части среднего плиоцена.

Верхний комплекс осадочных отложений ложится на эти слои согласно в центральных частях котловины и со следами размыва и несогласия — по ее периферии, и местами ложится также на домиоценовое основание. Толща верхнего комплекса достигает 900—1100 м мощности, уменьшаясь к краям бассейна до 600 и даже 300 м. В основании этой толщи у подножья склона Сардинии (подводный каньон Орозей) обнаружен при драгировке базальный конгломерат с хорошо окатанной галькой и рыхлым карбонатным цементом, в котором обнаружены многочисленные мелководные моллюски среднего или верхнего плиоцена. Подняты также глинистые мергели с фораминиферами зоны *Globorotalia crassaformis* верхов среднего плиоцена. На одной из станций из этой же толщи драгировкой были подняты глобигерины нижнего (доледникового) плейстоцена. Таким образом, доказан возраст верхней толщи в интервале от верхов среднего плиоцена до четвертичного. В центральной части бассейна могло не быть перерыва в осадконакоплении между нижней и верхней толщей.

Несогласное залегание верхней толщи на нижней по периферии бассейна соответствует хорошо выраженному в Италии несогласию в основании верхов плиоцена, которое прослеживается вдоль подножья Апеннин от долины р. По до Сицилии. В Тирренском море эта поверхность несогласия подстилает основание самых верхов нижнего или среднего плиоцена (Selli, Fabbri, 1971), а комплекс вышележащих отложений включает средний — верхний плиоцен и плейстоцен.

Как видно, со среднего плиоцена в Тирренском море началось сильное опускание дна бассейна, а также значительное его расширение. Поверхность, соответствующая среднеплиоценовому уровню моря, обнаруженная на склоне подводного поднятия Барони, опустилась за это время на 740 м, а упомянутые прибрежные конгломераты в каньоне Орозей — на 200 м.

В центральной части Тирренской котловины величина опускания достигает за средний — поздний плиоцен и четвертичный период около 4500 м (сумма глубины дна 3600 м + 900 м отложений среднего — верхнего плиоцена и плейстоцена).

При длительности четвертичного периода, позднего и среднего плиоцена в сумме около 4,7—4,8 млн. лет, скорость опускания составляет около 1 мм в год (Selli, Fabbri, 1971).

Процесс этого быстрого опускания сопровождался формированием ряда концентрических сбросов по периферии котловины и вертикальных меридиональных сбросов в ее центральной части. Со сбросами, окаймляющими котловину, связаны вулканические извержения кислого и щелочного состава Тосканы, Латиума, Понтинских островов, Кампаньи, Везувия, Стромболи, Эоловых островов. Меридиональные разломы сопровождаются вулканами, извергавшими базальтовую лаву с глубоким питанием очагов из мантии (вулканы Вавилов, Марсили, Маньяни и др., подводные горы). Возраст продуктов извержений моложе 4,5 млн. лет, во многих случаях — около 1 млн. лет.

Приведенные данные свидетельствуют о большом сходстве верхнего осадочного комплекса Черного и Тирренского моря, одинаковом времени их накопления и близком масштабе погружения котловин. В Черном море в связи, очевидно, с наличием стока в него крупных материковых

рек (Дунай, Днепр, Дона и др.) скорость осадконакопления была больше и накопилась более мощная толща осадков.

Судя по опубликованным недавно предварительным данным бурения, проведенного судном Гломар Челленджер (Summary of deep sea drilling, 1970), на дне Балеарской котловины, между Балеарскими островами и Сардинией, скважины вскрыли толщу плиоцен-четвертичных глинистых отложений мощностью до 325 м с конгломератом в основании. Под ними в 45 милях от Сардинии вскрыты коренные породы — граувакки и филлиты, литологически сходные с нижним палеозоем Сардинии. Западнее под плиоценом обнаружен верхний миоцен (мессиний), включающий морские отложения, чередующиеся с лагунными гипсоносными слоями с ангидритом и доломитом, каменной солью, а также с прослоями диатомитов.

Таким образом, морские отложения представлены плиоцен-четвертичным комплексом, который ближе к Сардинии трансгрессивно налегает на коренные породы, а в середине котловины прерывает отложения лагунно-озерного (диатомиты) и мелководного морского водоема, располагавшегося здесь в позднем миоцене.

То же самое наблюдается к северу от Балеарских островов, в Лигурийской впадине, где миоценовые отложения с гипсом и ангидритом с следами эрозионного размыва перекрыты морскими плиоценовыми отложениями. Местами в миоценовых отложениях есть андезитовые лавы и туфы.

Сходный разрез обнаружен в Ионической котловине юго-западнее Греции (п-ва Пелопонес). Под плиоценовыми илами залегают верхнемиоценовые слои, включающие гипс, ангидрит, доломит а толща плиоцен-четвертичных отложений представлена морскими осадками значительной мощности. Ближе в Греции, у подножья материкового склона, под плиоценом вскрыты известняки баррема — апта. Западнее Крита под верхнемиоценовыми эвапоритами обнаружены морские мергели среднего миоцена.

В Левантийской котловине на севере вскрыты среднеплиоценовые морские мергели, песчаники и верхнемиоценовые мергели с остракодами, которые перекрываются четвертичными илами и песками. На юге котловины развита мощная толща дельтовых отложений Нила, слагающая огромную площадь и имеющая очень большую мощность. Здесь скважина на глубине 272 м от поверхности дна остановлена в верхнечетвертичных отложениях. Общая мощность осадочного комплекса, заполняющего котловину, достигает, судя по геофизическим данным, очень значительной величины (Москаленко, 1970; Милашин, Федорова, 1972). Однако расчленение его пока не произведено и поэтому история не может быть освещена. Только по приведенным данным о строении осадков в северной части можно полагать, что история этой котловины похожа на историю других котловин и отличается в основном значительным заполнением ее южной части дельтовыми отложениями.

ГИПОТЕЗЫ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КОТЛОВИН ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ

Как видно, есть данные считать, что главные котловины Средиземного моря имеют близкий возраст и сходную историю формирования с впадиной Черного моря.

Предыстория каждой котловины до начала плиоцена была, конечно, различной в зависимости от их разного положения в пределах Альпийской складчатой области. Однако решающую роль в образовании всех котловин сыграл последний этап их развития — плиоцен-четвертичный, который не только был, видимо, одновозрастным для них, но и собственно привел к возникновению современных сходных по строению глубоких впадин с резко выраженным материковым склоном по краям и плоским дном.

Процесс этот геологически был чрезвычайно быстрым. Для Черного моря его можно оценить, если считать начало этого процесса с раннего плиоцена, временем в 5—6, самое большее 7 млн. лет. Считая мощность осадков этого возраста на дне моря в 2 км и толщину воды в 2 км, скорость опускания можно считать несколько меньше 1 мм в год. Как упомянуто выше, близкую величину скорости опускания дает Р. Селли для дна Тирренского моря.

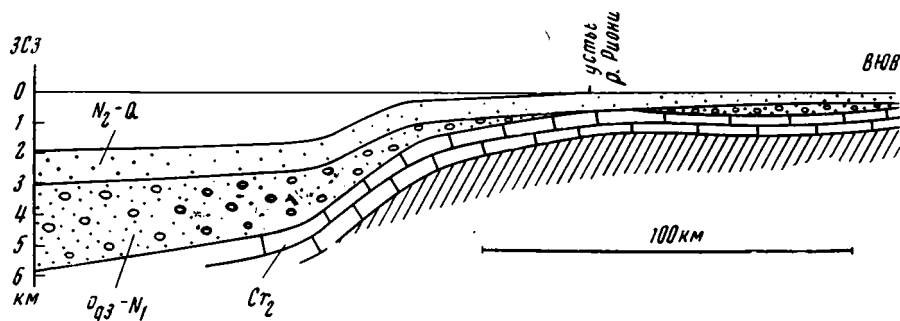


Рис. 6. Схематический разрез земной коры Колхидской впадины и дна Черного моря (по И. В. Архипову)

Морфологически по взаимоотношению со структурой окружающих берегов все упомянутые глубоководные впадины представляют собой огромные котловины опускания или проседания земной коры. На такую же природу указывают их неровные, иногда фестончатые контуры и совершенно плоское дно. Вместе с тем острова и полуострова Средиземного моря по своей форме и положению явно представляют собой останцы между опустившимися котловинами и их частями. Если по краям последних и можно предположить более древние разломы, вдоль которых возникли эти впадины, то только в отдельных случаях. Наиболее отчетливо они выражены в котловине Мраморного моря, Альборанской впадине, возможны в западной части Лигурийской. Разломы, сопровождающие формирование впадин и одновременные с ними, выявляются более четко, что видно на примере Тирренской впадины, окаймленной разломами, сопровождаемыми рядом вулканов.

Флексура материкового склона Черноморской котловины явно пересекает края и осевую часть Колхидской межгорной впадины Кавказа, которая, подходя к берегу моря в районе устья Риона, протягивается в пределы шельфа вплоть до материкового склона и далее опускается под него.

Таким образом, более молодой возраст Черноморской котловины по сравнению с Колхидской межгорной впадиной доказывается их геоморфологическими соотношениями.

Все эти данные позволяют придти к выводу об одинаковых причинах формирования этих разновозрастных элементов строения земной коры, о чрезвычайно геологически быстром времени их формирования в конце или даже после орогенного альпийского этапа.

Форма и условия формирования впадин не позволяют исходить из предположения о растяжении земной коры при их образовании, и от этого предположения, высказанного многими исследователями и в том числе мной в совместной статье с Ю. П. Непрочновым (Муратов, Непрочнов, 1967), приходится отказаться. Нельзя рассматривать их и как реликты древней океанической коры, так как этому противоречат приведенные данные об их строении и истории.

Наиболее отвечает условиям формирования и развития описанных впадин земной поверхности гипотеза утяжеления вещества мантии

земной коры, высказанная и обоснованная С. И. Субботиным, Г. Л. Наумчиком и И. Ш. Рахимовой (1964, 1968). Авторы этой гипотезы считают, что котловина Черного моря образовалась как проседание земной поверхности вследствие уплотнения вещества мантии на глубине. Это уплотнение рассматривается как результат приспособления к изменяющимся термодинамическим условиям на глубинах порядка от 50 до 300 км.

Гипотеза С. И. Субботина хорошо согласуется с условиями образования платформенных впадин (перикратонных прогибов, синеклиз, амфилиз), на что мной обращено внимание в специальной статье (Муратов, 1972). Все эти впадины, особенно перикратонные прогибы и синеклизы, формировались в противоположность впадинам типа Черноморской в течение чрезвычайно длительного времени. Прогибание перикратонных прогибов происходило сотни миллионов лет.

Образование котловин Черного и Средиземного морей, как показано выше, шло несравненно быстрее и геологически чрезвычайно быстро. Кроме того, при образовании платформенных впадин не происходило в большинстве случаев изменения строения земной коры, и этот процесс действительно можно связать с уплотнением вещества мантии. Только в Прикаспийской впадине Восточно-Европейской платформы, где по новым сейсмическим данным, вероятно, отсутствует гранито-гнейсовый слой, возможно, была затронута земная кора. В других случаях земная кора платформ сохраняет нормальное строение под впадинами.

В котловинах Черного и Средиземного морей одновременно с их формированием происходит процесс исчезновения геофизического гранито-гнейсового слоя коры. Следовательно, процессы, которыми можно объяснить образование глубоководных котловин морей, происходят не в мантии, или не только в мантии, но и в самой земной коре. Участок земной коры дна Черного моря, лишенный гранито-гнейсового слоя, рассматривается С. И. Субботиным и его соавторами (Субботин и др., 1968) в свете гипотезы уплотнения вещества мантии и проникновения из глубины магматических расплавов основного состава, преобразующих гранитный слой земной коры (гипотеза базификации коры), с превращением его в геофизический «базальтовый» слой.

Мне представляется, что более вероятным для объяснения формирования впадин Черного и Средиземного внутренних морей является процесс метаморфического преобразования вещества самой земной коры. Можно предполагать о возможности значительного уплотнения гранито-гнейсового слоя вследствие перехода слагающих его пород из амфиболитовой фации метаморфизма в гранулитовую. Породы этой фации обладают плотностью, близкой к базальту и могут отвечать по физическим свойствам геофизическому базальтовому слою.

Кроме того, конечно, для объяснения утонения «базальтового» слоя необходимо предположить о преобразованиях, происходящих и в его пределах и идущих в направлении перехода основных пород — габбро и базальтов в эклогиты. Как известно, этот процесс также сопровождается значительным уменьшением объема и может привести к образованию глубоких впадин на поверхности земной коры.

Для возникновения и развития этих процессов необходимо увеличение давления или уменьшение температуры в земной коре. Увеличение давления могло быть обусловлено, как уже отмечал А. Л. Яншин, весом осадков при их значительной мощности. В других случаях понижение температуры на глубине могло быть вызвано образованием разломов и усилением теплового потока, особенно в случае возникновения вулканов вдоль этих разломов. Именно такого рода процесс можно предположить в земной коре Тирренского моря.

Следует, однако, отметить, что на основе изучения изостатических аномалий силы тяжести в пределах впадины Черного моря М. Е. Артемьев

(1971) считает, что расширение впадины и проседание поверхности близ берегов Крыма и Кавказа не может быть связано с процессами утяжеления земной коры.

Таким образом, не все имеющиеся данные согласуются с высказанным предположением. Принимая все же в основе гипотезу С. И. Субботина для формирования впадин земной коры в результате процессов уплотнения, можно считать, что они вполне удовлетворяют условиям развития впадин платформенного типа. По отношению к котловинам типа Черноморской приходится вносить в нее известные поправки. Процесс уплотнения вещества, чтобы удовлетворять условиям образования этих впадин, должен идти, во-первых, в самой коре и, во-вторых, с значительно большей скоростью, чем тот, который идет под платформами.

Таким образом, приходится прийти к выводу, что вероятно, мы имеем дело в этих двух случаях с двумя различными процессами, проявляющимися на разных глубинах, один из них идет глубоко в мантии, другой — в верхней мантии и земной коре. Причем в принципе они являются близкими и приводят к сходным результатам — формированию крупных впадин на поверхности земной коры.

Литература

- Андрусов Н. И. Босфор и Дарданеллы. Землеведение, т. 12, кн. 2, 1905.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести Черноморской впадины. Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1971, № 1.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1938.
- Архипов И. В., Гайнанов А. Г., Гончаров В. П., Муратов М. В., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Успенская Е. А. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1970, вып. 2.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. «Наука», 1968.
- Гаркаленко И. А., Белокуров В. С. Глубинное строение Черноморской впадины. Геол. журн. АН УССР, 1971, № 6.
- Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины. В кн.: «Глубинное строение Кавказа», «Наука», 1966.
- Гурарий Г. З., Соловьева И. В. Строение земной коры по геофизическим данным. Изд-во АН СССР, 1963.
- Дементицкая Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», 1967.
- Косьминская Р. М. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, № 4.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
- Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины. В кн. «Строение Черноморской впадины». «Наука», 1966.
- Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса.— Тр. Карп.-Балк. геол. ассоциации, VII съезд. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Милашин А. П., Федорова Р. А. Строение осадочной толщи восточной части Средиземного моря. Докл. СССР, 1972, т. 203, № 2.
- Миклухо-Маклай А. Д., Муратов М. В. О каменноугольных и пермских породах горного Крыма. Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 8.
- Москаленко В. Н. Результаты сейсмических исследований строения дна Средиземного моря. Морская геология и геофизика. ВНИИМОРГЕО, вып. II. Рига, 1970.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР. Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1955, № 5.
- Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные черты развития этого пояса. Геотектоника, 1969, № 2.
- Муратов М. В. Типы впадин древних платформ и их происхождение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1972, № 5.
- Муратов М. В., Непрочнов Ю. П., Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1967, № 5.
- Николаев П. Н. Тектоника Черноморской впадины. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1970, № 11.

- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1966, № 4.
- Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от берегов Крыма. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 7.
- Сорский А. А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южного Каспия. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1966, № 3.
- Субботин С. И. Строение земной коры впадины Черного моря. Причины и схема ее формирования. В кн. Строение земной коры и физические свойства горных пород. «Наукова думка», Киев, 1965.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Процессы в верхней мантии Земли. «Наукова думка», Киев, 1964.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», Киев, 1968.
- Терехов А. А., Хахалев Е. М., Миловицкий Я. П. Строение верхней части разреза Черноморской впадины по профилю Геленджик — Синоп. Морская геология и геофизика, вып. II, ВНИМОРГО. «Недра», 1971.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», 1964.
- Чекунов А. В. Особенности строения земной коры юга европейской части СССР. Сов. геология, 1967, № 12.
- Чекунов А. В. Эволюция земной коры в развитии герцинских геосинклинальных прогибов юга европейской части СССР. Геотектоника, 1971, № 1.
- Чекунов А. В., Рябчун Л. И. Некоторые вопросы формирования Черноморской впадины и ее особенности в неогене и антропогене. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 39, 1971.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, 1966, № 1.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. О рифейском возрасте галек и валунов из верхнеюрских конгломератов горного Крыма. В кн. Геохронология докембрия Украины, «Наукова думка», Киев, 1965.
- Suess F. Das Antlitz der Erde. B. III, Wien, 1898.
- Selli R., Fabbri A. Tyrranian: a pliocene deepsea. Acad. Nr. Lincei. Ser. VIII, 1971, 50, Roma.
- Summary of deep sea drilling project. Leg XIII. Scripps. Instit. of oceanography. Univers. of California. San Diego, 1970.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
26 мая 1972 г.

УДК 551.24.055+551.71(470.22)

М. М. СТЕНАРЬ**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АРХЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА
КАРЕЛИИ****(БЕЛОМОРИДЫ ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ)**

Рассматривается история преобразования пород и формирования структур беломорского комплекса Карелии. Доказывается неоднородность и длительность метаморфизма, а также существование нескольких эпох деформаций, последовательно накладывающихся друг на друга.

В 30-е годы нашего столетия впервые В. М. Тимофеевым (1935_{1,2}) в Карелии были выделены архейские и протерозойские (карельские) складчатые комплексы. В первой схеме тектонического строения восточной части Балтийского щита, разработанной А. А. Полкановым (1939), выделенные архейские складчатые комплексы Карелии были включены в состав Беломорско-Норвежского и Финско-Карельского блоков архея, которые рассматривались как жесткие срединные массивы внутри Карельской геосинклинали.

В последующие годы, особенно за последние два десятилетия, на основе огромного нового фактического материала проведены обобщения по различным аспектам геологии докембрия Карелии. Был разработан ряд схем тектонического строения, часть которых базируется на анализе фактического материала по геологии, стратиграфии, тектонике, магматизму и метаморфизму с учетом геофизических и радиологических данных, а другая часть преимущественно на основе радиогеохронологических данных, без достаточного обеспечения специальными геологическими наблюдениями. В результате возникли противоречивые представления о возрасте различных комплексов пород докембрия Карелии и соответственно их принадлежности к архейским или карельским структурам (при радиохронологической границе между археем и протерозоем 2600 ± 100 млн. лет, шкала 1964 г.).

Из предложенных схем в настоящее время получила наиболее широкое признание тектоническая схема, разработанная К. О. Кратцем (1965, 1958, 1963), согласно которой на территории Карелии выделяются две основные структурные единицы: Беломорский блок и Карельская зона карелид. В Беломорском блоке распространены глубокометаморфизованные породы архея, которые слагают сложно складчатую систему беломорид.

К архейскому комплексу в пределах Карельской зоны карелид отнесены породы фундамента раннепротерозойских образований, выступающие в виде глыб и блоков в антиклинальных подзонах карелид, в частности в пределах выделенного А. А. Полкановым Финско-Карельского блока, который К. О. Кратцем рассматривается как Фенно-Карельское антиклинальное поднятие (Кратц, Лобач-Жученко, 1969).

Породы архея в пределах зоны карелид, как правило, претерпели полную структурную перестройку и метаморфизм, сопровождающиеся формированием целого ряда гранитоидных пород и мигматитов различного типа за счет пород фундамента и пород нижнепротерозойских се-

рий. В этих условиях восстановление архейских структур в пределах Карельской зоны представляет исключительно трудную задачу и требует проведения специальных структурно-петрологических исследований, и поэтому в настоящее время антиклинальные подзоны карелид рассматриваются как структуры, сложенные нерасчлененным комплексом пород нижнего протерозоя и архея. Нет единого мнения среди исследователей Карелии и относительно возраста сложно складчатого комплекса пород Западного Беломорья, однако наиболее широкое признание получили геологически обоснованные представления о его принадлежности к архею. В отличие от глубоко переработанных архейских образований Карельской зоны беломорский комплекс пород сохранил черты, позволяющие по совокупности геолого-структурных, геофизических и петрологических данных отделить его структурно от карелид в качестве самостоятельного Беломорского блока и выделить в пределах блока архейскую складчатую систему беломорид. Поэтому тектоническое развитие архейских образований этого региона наиболее целесообразно рассмотреть на примере беломорид Западного Беломорья.

Беломориды на территории Карелии в настоящее время достоверно установлены лишь в пределах Беломорского блока, который ограничен с юго-запада Карельской и с северо-востока Кольской зонами карелид. На северо-западе он ограничен полосой развития гранулитов, на востоке и юго-востоке скрыт водами Белого моря и осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы.

Вопрос о взаимоотношениях беломорид и карелид в настоящее время не решен однозначно. Геологические исследования, проведенные сотрудниками Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР в зоне сочленения беломорид и карелид на территории Западного Беломорья и в Северной Карелии (Шуркин, 1968), показали, что сочленение их происходит по зоне разлома с интенсивным развитием в широкой полосе процессов дробления, милонитизации и перекристаллизации. О тектоническом характере зоны сочленения свидетельствуют также результаты геофизических исследований (Цирульников, Сокол, 1968; Литвиненко, 1968). Однако ряд исследователей (Горлов, 1967; Харитонов, 1966; Богданов, 1971; Бельков и др., 1971; Гилярова, 1967) высказывает мнение о стратиграфическом единстве раннепротерозойских образований карелид и части беломорских гнейсов. Эти представления (Горлов, 1967) в основном базируются на выводах о наличии в зоне сочленения беломорид и карелид купольно-блоковых структур, которые рассматриваются как структуры единого фундамента для беломорид и карелид, а также на имеющихся радиологических определениях возраста.

Первоначальные размеры беломорского складчатого пояса неизвестны, и разработанные стратиграфические и тектонические схемы беломорид базируются на результатах изучения Беломорского блока, где в настоящее время достоверно не установлен фундамент беломорид, а также отсутствуют верхние части их разреза, эродированные и размытые до формирования протерозойского складчатого пояса карелид.

Беломорский комплекс сложен различными по составу, структуре и текстуре гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, интрузивными породами и породами, имеющими ультраметагенное происхождение. Гнейсы и амфиболиты, местами с линзами и прослоями кальцитовых мраморов, выделяются в так называемую беломорскую серию и рассматриваются в качестве метаморфизованных образований геосинклинального типа осадочного и вулканогенного генезиса. Беломорская серия подразделена на толщи и горизонты или свиты и подсвиты в зависимости от взглядов исследователей на общую структуру беломорид. Количество выделяемых стратиграфических единиц и их последовательность в разрезе резко варьируют.

Первая стратиграфическая схема и схема тектонического строения Северо-Западного Беломорья были разработаны в 50-е годы (Мишарев и др., 1960), в которых общая структура беломорид рассматривалась как горст-антиклинорий. Ряд исследователей (А. А. Полканов, Л. В. Калафати, Е. П. Чуйкина, Н. В. Горлов и др.) рассматривает Северо-Западное Беломорье как крыло синклинали с осью, проходящей по Канда-лакшскому заливу Белого моря, и, следовательно, разрез беломорской серии наращивается с юго-запада на восток. С наименьшей убедительностью другие геологи (Мишарев и др., 1960; Смирнова, Бабошин, 1967; Шуркин, 1968; Дук, 1967, и др.) обосновывают сложное складчатое строение беломорид и выделяют в пределах Западного Беломорья синклинорий северо-западного простирания и сопряженные с ним антиклинорий. Высказано также мнение (Макиевский, 1959) об общей структуре беломорид как мегаантиклинорий. Соответственно при сложном складчатом строении беломорид сокращается и количество стратиграфических подразделений, участвующих в строении Западного Беломорья.

Существуют также различные представления об истории геологического развития беломорид. Как характерную черту складчатой структуры беломорид все исследователи отмечали сочетания ориентированных в северо-западном и северо-восточном направлениях складок, давая их происхождению различное объяснение. По мнению одних исследователей, беломориды сформированы в результате двух архейских тектономагматических циклов (наиболее четко это было сформулировано Н. Г. Судовиковым (1937, 1939, 1958)) или архейского и протерозойского (Харитонов, 1966). Принципиально иной точки зрения придерживается К. А. Шуркин (Шуркин и др., 1962; Шуркин, 1968), который считает, что беломориды сформированы в течение единой длительной архейской эпохи складчатости. Точки зрения о формировании складчатых структур беломорид в течение одной эпохи придерживаются также Н. В. Горлов, Л. В. Калафати, Е. П. Чуйкина. Выводы специальных структурных исследований, проведенных в Северо-Западном Беломорье, противоречат представлениям о принадлежности всех складчатых структур к одной эпохе складкообразования, что отмечали в своих работах В. Л. Дук (1967), В. В. Эз (1967), М. М. Стенарь (1969) и др.

Следует подчеркнуть, что породы беломорского комплекса в основном характеризуются минеральными ассоциациями амфиболитовой фации метаморфизма. Ультраметаморфизм проявлен неравномерно. Поэтому исследователи Беломорья до 50-х годов наблюдаемые здесь разновидности пород рассматривали как следствие проявления метаморфической зональности и не придавали им стратиграфического значения, что стало превалировать при построении стратиграфических схем в последующие годы, когда метаморфизму отводили второстепенную роль, рассматривая беломорские гнейсы преимущественно как продукты изохимического регионального метаморфизма амфиболитовой фации, подверженные в той или иной степени процессам ультраметаморфизма. В целом было распространено мнение, что отложения беломорской серии претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой и частью эпидот-амфиболитовой фации, за которым последовали один (Шуркин и др., 1962) или два (Судовиков, 1939) этапа ультраметаморфизма. Отсутствие детальных исследований явлений метаморфизма, ультраметаморфизма и их корреляции с тектоническими процессами явилось основной причиной дискуссии о принадлежности фиксируемых в Беломорье структурных форм к одной или двум эпохам диастрофизма. Кроме того, не проведены детальные литологические исследования беломорской серии с целью выявления первичной природы слагающих ее пород. Отнесение толщ беломорской серии к формациям геосинклинального типа в настоящее время носит довольно условный характер, базирующийся на относительной выдержанности их по простиранию и частью

химическом составе петрографически различающихся пород при допущении их образования при изохимическом метаморфизме.

Институт геологии Карельского филиала АН СССР с 1964 г. ведет систематическое комплексное изучение стратиграфии, тектоники, метаморфизма и магматизма докембрийского комплекса пород Западного Беломорья¹, при этом особое внимание уделяется изучению деформаций и процессов метаморфизма как взаимосвязанных явлений, обусловливаемых определенными температурами и давлениями.

Совокупность полученных данных по различным аспектам геологии с учетом результатов предшествующих исследований и привлечением данных по геофизике и радиологии позволяет в настоящее время сделать некоторые выводы по истории тектонического развития беломорид Карелии.

Несомненно, что имеющиеся данные по мере дальнейших исследований этого исключительно сложного комплекса пород будут значительно пополняться, а некоторые из них, — возможно, получат другую интерпретацию. Тем не менее обобщение имеющихся данных, хотя бы в предварительной краткой форме, представляется оправданным.

На уровне современного эрозийного среза беломориды на территории Карелии сложены интрузивными магматическими породами, различными, неоднократно глубоко метаморфизованными образованиями архея, первичная природа которых в большинстве случаев неясна, а также метаморфическими и ультраметаморфическими породами. За исключением тех интрузивных пород, магматическая природа которых установлена или наиболее вероятно магматическая или ультраметабазитовая все остальные образования беломорского комплекса объединены в беломорскую серию. Серия подразделяется на свиты и подсвиты в соответствии с наиболее широко укоренившимися терминами для подразделений беломорской серии, хотя правильнее было бы в настоящее время пользоваться свободными терминами, такими, как «толща», учитывая полиметаморфический характер слагающих серию пород. Кроме того, детальные петрологические исследования показали наличие в составе беломорской серии таких пород, как гранато-биотитовые, кианито-гранато-биотитовые гнейсы и амфиболиты, которые произошли при процессах метаморфизма диопсид-плагиоклазовых пород, а также гнейсов за счет метаморфизма гранитов. Указанные гнейсы и амфиболиты фиксируют метаморфическую зональность. В последние годы при построении разрезов смена указанных пород рассматривалась как стратиграфическая последовательность разнородных исходных осадков. Несомненно, что среди образований беломорской серии имеются и первичноосадочные породы, о чем свидетельствует наличие прослоев диопсидовых кальцифинов, перемежающихся с амфиболитами и кианито-гранато-биотитовыми гнейсами (реликтовая слоистость), однако при сравнении их с формациями фанерозоя нужно быть очень осторожными. Тем не менее закономерное пространственное размещение пород в пределах всего беломорского блока вполне правомочно допускает использование стратиграфического принципа независимо от природы выявляемой последовательной смены пород в разрезе.

Относительно четко беломорская серия на территории Карелии подразделяется на три свиты (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую и чупинскую, в составе каждой из которых выделяются две подсвиты по преобладанию в разрезе определенных пород. Глиноземистые гнейсы так называемой енской свиты (Смирнова, Бабошин, 1967) нами исключены из состава беломорской серии (Стенарь, 1969).

¹ Совместно с автором в исследованиях участвуют О. И. Володичев, В. С. Степанов, Ю. И. Сыстра, В. В. Щипцов.

Керетская свита сложена биотитовыми, эпидото-биотитовыми, амфиболсодержащими гнейсами при преобладании гранито-гнейсов. В верхних частях разреза установлено наличие редких пропластков амфиболитов и гранато-биотитовых гнейсов. Хетолампинская свита в низах сложена амфиболитами с пластами гранато-биотитовых, кианит содержащих и амфиболовых гнейсов, а верхняя подсвита — амфиболсодержащими и биотитовыми гнейсами с пластами амфиболитов. Чупинская свита состоит в низах из перемежающихся амфиболитов, гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов, а в большей своей части — из гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов с пропластками биотитовых гнейсов и, реже, амфиболитов. Кроме указанных пород в составе серии установлено наличие диопсидовых кальцифиринов, эклогитоподобных пород и реликты диопсид-плагиоклазовых пород, относящихся к образованиям гранулитовой фации (Стенарь, Володичев, 1970). Границы свит нечеткие, хотя последовательность в разрезе четко определяется в частных разрезах отдельных структур. Определение мощностей свит, подсвит и серии в целом представляет собой исключительно трудную задачу ввиду сложного складчатого строения серии, а также значительного количества гранитоидов в составе серии. Определяемые мощности беломорской серии до 15 км (Мишарев и др., 1960) и даже 8—9 км (Шуркин и др., 1962), учитывая изоклинальный характер складок и пологие погружения шарниров, на наш взгляд, являются завышенными.

Для выявления термодинамических условий формирования складчатых структур беломорид не могли быть использованы методы установления минеральных фаций и индекс-минералов ввиду широкого развития неравновесных минеральных ассоциаций, принадлежащих амфиболитовой фации. В то же время парагенетический анализ позволил выявить несколько генераций и ассоциаций одинаковых минералов, образование которых связано с формированием определенно ориентированных систем складок. Поэтому за основу выявления термодинамических условий формирования складок был взят метод изучения химизма пар равновесных железо-магнезиальных минералов. Анализ, проведенный О. И. Володичевым, показал, что формирование разноориентированных систем складок происходило в разных условиях — от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, в интервале температур от 700 до 500° и давлениях от 10 до 14 кбар. Следовательно, формирование беломорид происходило в условиях высоких давлений, что также отличает их от карелид, где метаморфизм кианит-силлиманитового типа характеризуется более низкими значениями давления.

Структура беломорид сформирована в результате двух эпох складчатости: архейской и протерозойской. Интенсивное складкообразование в архее происходило по крайней мере в два самостоятельных периода. В ранний период архейской складчатости были созданы складчатые структуры общего северо-западного простирания (рисунок), которые четко контролируются размещением свит беломорской серии в пространстве. В этот период формируются наиболее крупные структуры в беломоридах — Лоухский и Кумозерский синклиории, которые в районе Поньгома-Кемь сливаются в единый Беломорский синклиорий, и Приморский, Западный (Ковдозерско-Керетский) и Шуерецкий антиклинории. Ядерные части антиклинориев сложены образованиями керетской свиты, синклиориев — гнейсами чупинской свиты, а сопряженные их крылья — породами хетолампинской свиты. Следует отметить, что Кумозерский синклиорий относится к структурам наиболее слабо изученным. Формирование этих крупных структур сопровождалось образованием различной метаморфической полосчатости. Складки этого периода, судя по сохранившимся их реликтам, были линейными, изоклинального типа с шарнирами, близкими к горизонтальным. Региональный мета-

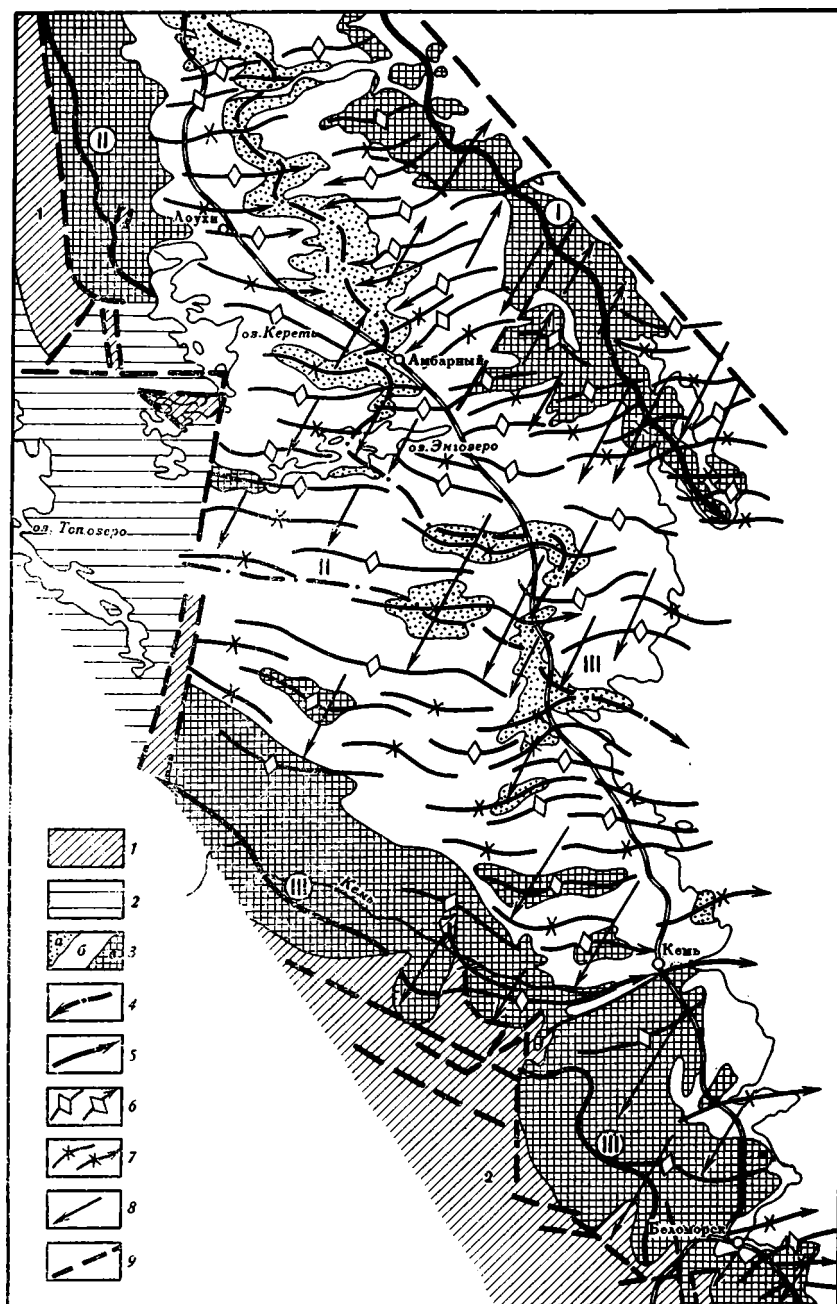


Схема тектонического строения беломорид Западного Беломорья.

1 — протерозойский (карельский) комплекс пород (цифры на карте): 1 — Северо-Карельская подзона карелид, 2 — Восточно-Карельская подзона карелид; 2 — нерасчлененные архейский и протерозойский комплексы пород; 3 — архейский (беломорский) комплекс пород: а — чупинская свита, б — хетоламбинская свита, в — керетская свита; 4 — оси синклиналиев беломорид (цифры на карте): I — Лоухского, II — Кумозерского, III — Беломорского; 5 — оси антиклиналиев беломорид (цифры на карте): I — Приморского, II — Западного, III — Шуерецкого; 6 — следы осевых плоскостей антиклинальных складок второго периода складчатости и направления погружения осей; 7 — следы осевых плоскостей синклиналиев складок второго периода складчатости и направления погружения осей; 8 — следы осевых плоскостей складок третьего периода складчатости и направления погружения осей; 9 — разрывные нарушения

морфизм происходил в условиях гранулитовой фации или фации дистенных гнейсов по В. С. Соболеву (Добрецов и др., 1970) и сопровождался процессами ультраметаморфизма (формированием мигматитов и гранитизации). Магматический комплекс пород представлен образованиями ультраосновного и основного состава и интрузиями гранитов, которые интенсивно разгнейсованы вплоть до образования плагиогнейсов по гранитам. Устанавливается определенная последовательность (этапность) в проявлении деформаций. Реликты диопсид-плагноклазовых (самые древние, известные в настоящее время породы Беломорья), гранато-биотито-плагноклазовых и других пород гранулитовой фации метаморфизма смяты в мелкие складки, связанные с деформациями неизвестного направления. Они относятся к наиболее раннему этапу деформации первого периода. С этим этапом связано формирование пород ультраосновного и основного состава, подверженных региональному метаморфизму и мигматизации. Формирование четко устанавливаемых северо-западных структур происходило позднее и сопровождалось интенсивными процессами ультраметаморфизма, а затем внедрением гранитов, которые также были смяты в складки субмеридионального — северо-западного простирания.

Структуры раннего периода беломорской складчатости сформированы при температурах 650—700° по равновесиям сосуществующих гранатов и биотитов на основе метода Л. Л. Перчука (1970). Давление 10—14 кбар определяется на основании диаграммы, предложенной А. А. Маракушевым (1968). Степень метаморфизма в ранний период соответствует гранулитовой фации лишь в заключительный этап снижается до амфиболитовой фации.

В последующий период в результате проявления интенсивной фазы (фаз?) складчатости формируются поперечные складки общего субширотного простирания, что приводит к расчленению ранних тектонических форм на имеющие сложное внутреннее строение менее крупные по масштабам структуры. При этом происходит образование серии разнопорядковых асимметричных и изоклинальных складок подобного типа с пологими шарнирами и хорошо выраженной минеральной линейностью, параллельной шарнирам складок. Участками формируются лежащие изоклинальные складки.

Формирование складок также сопровождается образованием надвигов, которые приурочены к контактам разнородных по литологическому составу пород. В формировании системы субширотных складок изоклинальные складки раннего периода участвуют как аналоги полосчатой (слоистой) пачки пород, и тогда они могут быть установлены лишь там, где выступают их замковые части и можно непосредственно наблюдать изгибание следа их осевых плоскостей или деформацию шарниров. Изучение морфологии субширотных складок показало, что они формировались при высокопластичном состоянии вещества, но пластичное состояние было неоднородным. Более компетентные породы были блокированы и будинированы, фактически они, видимо, обладали лишь большей вязкостью, о чем свидетельствует образование складок в ортопородах основного состава.

Формирующиеся в этот период складки имеют неодинаковую пространственную связь с крупными структурами первого периода. К югу от Лоухского озера в пределах Приморского антиклинория и его сопряженного крыла с Лоухским синклиниорием формируется система складок с шарнирами, погружающимися на запад — юго-запад, в Западном антиклинории и его крыле с Лоухским синклиниорием складки имеют погружение шарниров на восток — юго-восток. В пределах ядерной части Лоухского синклиниория устанавливаются погружения шарниров как в западных, так и в восточных румбах. К северу от Лоухского озера участками субширотные складки Западного антиклинория с осями, погру-

жающимися на восток, пересекают полностью ядерную часть Лоухского синклинория, и в этом случае породы чупинской свиты имеют моноклинальное залегание в ядре синклинория аналогично породам ядерных частей более мелкомасштабных изоклинальных складок. Субширотные складки развиты на всех уровнях беломорской серии пород, но они легче поддаются наблюдению в литологически разнородных пачках, таких, как низы хетоламбинской свиты, и значительно труднее распознаются в относительно однородных образованиях керетской свиты.

Породы беломорской серии в этот период претерпели наложенный региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, а также ультраметаморфизм и гранитизацию. Происходит формирование мигматитов, микроклин-плаггиоклазовых гранитоидов и пегматитов. Процессы гранитизации наиболее интенсивно проявляются в пределах антиклинальных структур, вплоть до образования гранито-гнейсов.

Структуры второго периода беломорской складчатости сформированы также при давлениях свыше 10 *кбар*, но температурные условия были ниже и соответствовали 620—590° С. Условия метаморфизма к концу периода снижаются до эпидот-амфиболитовой фации (граница эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации в Беломорье проводится по линии равновесия кианит-микроклин-мусковит-кварц, которая в области высоких давлений смещается в область более низких температур).

В результате тектонических движений рассмотренных двух периодов создается сложная или комбинированная по Ли Сы-Гуану (Парфенов, 1961) тектоническая система беломорид, при этом некоторые структуры приобретают облик мульдообразных и куполоподобных структур, фактически представляющих собой сложное сочетание линейных структур разного порядка и разного знака. Метаморфизм образований беломорской серии соответственно проявился дважды в условиях, видимо, близких к изобарическим, но при различных температурах — от гранулитовой до границы с эпидот-амфиболитовой фацией.

Система тектонических структур беломорид, образованная фазами рассмотренных периодов архейской складчатости, на западе срезается субмеридиональной зоной карелид Восточной Карелии и на юге протерозойской зоной Ветреного пояса, линейно-складчатый структурный план которых резко отличен от плана беломорид. В результате архейских фаз складчатости происходит определенная стабилизация земной коры в Западном Беломорье, но не достаточная для перехода в платформенную стадию, благодаря чему беломориды вовлекаются в протерозойскую складчатость. Возрасту формирования беломорид рассмотренных этапов, видимо, соответствуют радиогеохронологические данные, исчисляемые в интервале 2600—3300 млн. лет по калий-аргоновому методу.

Видимо, в начале нижнего протерозоя в беломоридах образуются разрывные нарушения — разломы, в пределах которых формируется интрузивный магматический комплекс пород, известный в Беломорье под названием друзитов. Изучение друзитов района Кузема-губа — Поньгома показало, что развитый здесь комплекс лерцолитов-габбро-норитов приурочен к разлому. Внедрение интрузии происходило после образования субширотных складок в условиях жесткого состояния вмещающей рамы. Детальное изучение В. С. Степановым петрологии этих интрузий выявило их аналогично с магматическим комплексом ранних карелид. Аналогичное геологическое положение интрузии друзитового комплекса имеют и в других участках Западного Беломорья, например на участке Энгозера, озер Боярское и Воронское, т. е. связаны с разломами, хотя наблюдается местами их приуроченность к замковым частям субширотных складок.

Последующими протерозойскими фазами складчатости структуры беломорид усложняются складками, имеющими субмеридиональное, северо-

ро-восточное и северо-западное простираание осевых плоскостей, а интрузивные тела друзитового комплекса подвергаются блокированию.

Эти системы складок являются сквозными для беломорид и карелид. Степень проявления их неодинакова по площади развития как беломорид, так и карелид. Разнопорядковые складки этих систем имеют открытый характер. Шарниры их и минеральная линейность имеют погружение как в северных, так и в южных румбах, с меняющимися углами, но преобладают погружения под углом около 30° . Наиболее хорошо выражены складки с северо-восточными (северо-восток $10-40^\circ$) простирааниями осевых плоскостей и падением, близким к вертикальному.

При формировании протерозойских систем складок субширотные складки в беломоридах деформируются, осевые их плоскости приобретают в различной степени изогнутую форму. Изгибы осевых плоскостей ранних складок установлены не только в отношении малых форм, но и в более крупных складках, закартированных, в частности, Ю. И. Сыстра в районе озер Крохино и Пиземского (Стенарь, Сыстра, 1971). Ранние складки при этом часто приобретают сложную форму. Крупные структуры беломорид также деформируются. При этом не исключено, что запрокидывание осевых плоскостей субширотных складок произошло при формировании наложенных протерозойских структур.

В период тектонических движений протерозоя беломорский комплекс пород подвергается наложенному региональному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболовой фации и по отдельным зонам в условиях амфиболитовой. Складкообразование сопровождалось внедрением значительного количества плагиомиокринового гранитов и формированием пегматитов, приуроченных в основном к разрывным нарушениям. Формирование протерозойских складчатых систем в беломорском комплексе происходило в интервале температур $500-550^\circ\text{C}$, участками, возможно, при более высоких и более низких температурах. Давление, видимо, было ниже, чем при формировании ранних складчатых структур беломорид, но достаточно высоким, если судить о наличии в парагенезисах равновесного кианита. Возрасту рассмотренного периода, видимо, соответствуют данные радиогеохронологии по различным методам, определенный в гранитах и гнейсах беломорского комплекса от 2100 до 1700 млн. лет. Более поздние тектонические движения проявлены в беломоридах слабо в форме разрывных нарушений с образованием местами тектонитов типа псевдотахилитов, милонитов. Следует подчеркнуть, что в отдельных локальных зонах поздние нарушения могут сопровождаться образованием мелких складок. Наблюдается местами минерализация, а в зонах растяжения — заполнение трещин кварцем. Ориентированы они чаще субширотно или на северо-запад.

История тектонического развития беломорид в краткой форме представляется следующей. Начало геологической и тектонической истории неясно. Можно лишь предполагать, что архейские образования беломорской серии в основном были представлены глинистыми отложениями, в большей или меньшей мере содержащими карбонат, песчаный и вулканогенный материалы. В дальнейшем они подверглись складчатым деформациям и были регионально метаморфизованы в условиях, достигших гранулитовой фации. Сопровождаются деформации внедрением интрузий ультраосновного и основного состава. В последующий этап, который в настоящее время удается наблюдать и документировать, породы беломорской серии мигматизируются. Мигматизация сопровождается интенсивными процессами метасоматоза, в результате чего в породах формируется метаморфическая зональность. Процесс мигматизации завершается внедрением гранитов плагиоряда и формированием системы складчатых структур северо-западного простираания в условиях $T=650-700^\circ\text{C}$ и $P=10-14$ кбар, т. е. в условиях значительных глубин.

Последующий (второй) период выявляется по формированию системы наложенных складчатых структур субширотного простираения. При этом условия давления существенно не изменились, но температура понижается до 620—590°С, что, возможно, связано с некоторым воздыманием. Сопровождается складкообразование мигматизацией, внедрением микроклин-плагноклазовых гранитов и формированием пегматитов.

После формирования системы субширотных складок происходит опеределенная стабилизация земной коры, на что указывает формирование в условиях жесткой рамы интрузий друзитового комплекса и, видимо, интрузивных чарнокитов и гиперстеновых гранодиоритов. Время формирования разрывных нарушений, обусловленных растяжениями, видимо, связано с формированием карельской геосинклинали. Заполнение указанных разрывов интрузиями (по данным Ю. Д. Пушкарева, возраст чарнокитов 2400—2500 млн. лет) связано сменой напряжений растяжения сжатием. В дальнейшем происходит блокировка интрузивов и, видимо, формирование слабовыраженных складок субмеридионального простираения, согласное с простираением ранних складчатых структур карелид. Затем деформации усиливаются, и происходит формирование системы северо-восточных складчатых структур. Давление при этом высокое, а температура определяется интервалом 500—550°С. При этом происходит образование мигматитов, преимущественно микроклинового состава, плагномикроклиновых гранитов и, видимо, даек диабазовых порфиринов. В поздний этап формируются слабопроявленные складки северо-западного простираения, а затем разрывные нарушения — расколы, к которым приурочены пегматиты. Наступает окончательная консолидация Беломорского блока. Более поздние деформации, преимущественно дизъюнктивного характера, не оказали существенного влияния на структуру и вещественный состав беломорского комплекса.

Литература

- Бельков И. В., Загородный В. Г., Предовский А. А. и др. Опыт разработки сводной схемы стратиграфии докембрия Кольского полуострова.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. «Наука», 1971.
- Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований восточной части Балтийского щита.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. «Наука», 1971.
- Гиллярова М. А. Стратиграфия докарелия. Тез. докл. на конференции: «Стратиграфия и геохронология докембрия восточной части Балтийского щита». Изд-во АН СССР, 1967.
- Горлов Н. В. Структура беломорид. «Наука», 1967.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. «Недра», 1970.
- Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. «Наука», 1967.
- Кратц К. О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита.— Тр. ЛАГЕД АН СССР. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1955, вып. 5.
- Кратц К. О. Обзор тектоники восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. III. Тектоника, Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— Тр. ЛАГЕД АН СССР. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1963, вып. 16.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Тектоническое положение гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии в геосинклинальной системе карелид.— В кн.: Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. «Наука», 1969.
- Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фацальных зон Кольского полуострова и Карелии.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Макиевский С. И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Беломорья.— Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1959, № 4.
- Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. «Наука», 1968.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 31, 1960.

- Парфенов Л. М. Материалы по тектонической терминологии.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. Сиб. отд. АН СССР, 1961, вып. 12.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», 1970.
- Полканов А. А. Четвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр. т. II, ГОНТИ, М., 1939.
- Смирнова В. С., Бабошин В. А. Геологическое строение, метаморфизм и пегматитовосность архейских образований юго-западного Беломорья. «Недра», 1967.
- Стенарь М. М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (западное Беломорье).— В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды.— Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, 1969, вып. 4.
- Стенарь М. М., Володичев О. И. К вопросу о реликтовой гранулитовой фации регионального метаморфизма в западном Беломорье.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. «Наука», 1970.
- Стенарь М. М., Сыстра Ю. И. Геологическая экскурсия п. Амбарный — оз. Ворочистое. Междунар. конфер. по тектонике докембрия восточной части Балт. щита. Путеводитель геол. экскурсии по Карелии. Петрозаводск, 1971.
- Судовиков Н. Г. Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии. XVII сессия. Междунар. геол. конгр. Путеводитель, северная экскурсия, Карельская АССР, ОНТИ, М.— Л., 1937.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии западного Беломорья.— Тр. Лен. геол. упр., ГОНТИ, М.— Л., вып. 19, 1939.
- Судовиков Н. Г. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований.— Тр. Междувед. совещ. по разработке унифич. стратигр. схем Сибири. Изд-во АН СССР, Л., 1958.
- Тимофеев В. М. Геологическая карта Карелии в масштабе 1 : 1 000 000. ОНТИ НКТП СССР, Л.— М., 1935.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии.— В кн.: Петрография СССР, сер. I, вып. 5. Региональная петрография. Изд-во АН СССР, 1935.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия Карелии восточной части Балтийского щита.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Сев.-Зап. РСФСР, вып. 8. «Недра», 1966.
- Цирюльникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова (геология и пегматитовосность).— Тр. ЛАГЕД АН СССР. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1962, вып. 14.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука», 1968.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид.— Геотектоника, 1967, № 3.

Институт геологии
Карельского филиала АН СССР
Петрозаводск

Статья поступила
28 декабря 1971 г.

УДК 551.24.05+551.72(485)

ЭРИК ВЕЛИН

СВЕКОФЕННСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА В СЕВЕРНОЙ ШВЕЦИИ¹

Результаты радиометрических исследований дают общую картину развития области свекофеннской складчатости. Для нее характерны следующие особенности. Первый период отложения супракрустальных пород имел место в интервале приблизительно 2100—1900 млн. лет тому назад. Эти геосинклинальные образования испытали затем складчатость, причем главный период интрузий и деформаций имел место между 1900 и 1775 млн. лет. К этому времени относится образование большинства гранитов. Во время третьего, в основном постдеформационного, периода повсеместная вулканическая деятельность в западных и юго-западных районах складчатой области сопровождалась внедрением средних и кислых пород. В некоторых районах супракрустальные породы одновременно подвергались интенсивной складчатости при внедрении этих интрузий. Самые молодые интрузии датируются около 1565 млн. лет. Эта цифра, возможно, отмечает конец цикла свекофеннской складчатости.

Предлагаемое предварительное описание геологического развития Свекофеннской складчатой области основано главным образом на наблюдениях, сделанных рядом авторов в течение многих лет. Кроме того, в течение последних лет были проведены радиометрические определения возраста пород в районах, которые являются ключевыми с точки зрения стратиграфии (Welin et al., 1970¹, 2; Welin, Lundgvist, 1970). Полученные данные существенно изменили более ранние представления о геологическом развитии Свекофеннской складчатой области в северной Швеции. В настоящей статье суммированы выводы, основанные на радиометрических исследованиях. Следует ожидать, однако, что с развитием радиологических исследований наши сведения о стратиграфии свекофеннид будут быстро расширяться, что приведет к дальнейшему совершенствованию их интерпретации. В большинстве случаев данные абсолютного возраста были получены рубидиево-стронциевым методом ($\lambda = 1,39 \times 10^{-11}$ год⁻¹).

Самые древние датированные интрузивные породы в складчатой области свекофеннид относятся к свите Хапаранда (таблица) (Welin et al., 1970¹). Полагают, что эта расслоенная последовательность изверженных пород относится к группе синкинематических интрузий, внедрившейся в дислоцированные метаосадочные породы карельской литофации (Ödman, 1957; Mikkola, 1949; Hägme, 1949). Метаосадочные породы относятся к серии, которая носит название «сланцевого пояса карелид» и которая тянется от Ладожского озера через Финляндию в Северную Швецию (Simonen, 1962). Эта серия представлена полимиктовыми конгломератами, кварцитами, доломитовыми известняками, филлитами, слюдяными сланцами и основными метавулканическими породами. Такая ассоциация соответствует серии метаосадочных и метавулканических пород, описанных в районе Хапаранда, как и во многих других районах Северной Швеции, например местами в районе Кируна (Ödman, 1957).

¹ Перевод с английского М. А. Заварицкой.

Предварительная схема геологического развития свекофеннской складчатой зоны в Северной Швеции

Возраст	Характерные магматические и тектонические процессы	Интрузивные породы	Экструзивные породы		Осадочные породы	
1500 млн. лет	Внедрение интрузий и осадконакопление	Несогласие (большой перерыв)		Кислые вулканы	Кластические осадки	Формация Вакко Конгломерат Ледфат Конгломерат Дуобблон
		Граниты Лина (частично) 1565 млн. лет Пертитовые граниты 1535 млн. лет Сиениты 1565 млн. лет Граниты Сорселе 1635 млн. лет	{ Кируна 1605 млн. лет Дала 1670 млн. лет Дуобблон 1725 млн. лет			
1775 млн. лет	Внедрение интрузий и деформация	Граниты и пегматиты (напр., гранит Ревсунд 1785 млн. лет, гранит Арвидсьяур 1785 млн. лет, гранит Лина (частично), 1820 млн. лет) Габбро и гранодиориты (напр., диориты Хапаранда, 1880 млн. лет)	Несогласие		Отсутствуют	
			Отсутствуют			
1900 млн. лет	Осадконакопление	Отсутствуют	Экструзии	Осадки	Экструзии	Осадки
			Свионийская западная фация		Карельская восточная фация	
			Кислые-средние вулканы, зеленокаменные породы (спилиты)	Филлиты, граувакки, известняки (частично доломитовые)	Зеленокаменные породы, спилиты	Филлиты, доломитовые известняки, кварциты, конгломераты
2100 млн. лет? 2600 млн. лет?	Досвекофеннские породы	Несогласие (большой перерыв)				

Абсолютный возраст интрузивов Хапаранды (по рубидию — стронцию) составляет 1880 млн. лет. Поскольку они интродировали в карельские супракрустальные породы, возраст метаосадочных пород должен быть более древним.

Карельские супракрустальные породы несогласно залегают на древнем досекофеннском (докарельском) кратоне. Радиологические измерения по циркону (Kouvo, 1958; Wetherill et al., 1962) показали, что возраст гнейсовидных гранитов древнего фундамента Финляндии составляет приблизительно 2700 млн. лет. Таким образом, карельские осадочные и вулканические породы образовались в интервале между 2700 и 1880 млн. лет. Литологический состав этих пород позволяет считать, что они отлагались вблизи суши, сложенной древними досекофеннскими породами. Супракрустальные породы карельской фации смяты в складки и метаморфизованы до зеленосланцевой эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций. Они значительно отличаются от пород фундамента (Simonen, 1962).

В расположенном западнее районе, испытывавшем высокий метаморфизм, верхние комплексы карельских супракрустальных пород, слюдяные сланцы и метафиллиты в общем, по-видимому, постепенно переходят в метаосадочные и метавулканические комплексы, которые в совокупности называются свекофеннскими супракрустальными породами. Для этой последовательности (таблица) было принято название «западная свионийская фация». Таким образом, оно связывается с классификацией Седергольма для древнейших супракрустальных пород складчатой зоны свекофеннид. Термин «свекофеннские супракрустальные породы» используется, таким образом, в широком смысле и может относиться к породам как карельской, так и свионийской фаций.

Карельские супракрустальные породы не соответствуют настоящим миогеосинклинальным фациям, поскольку в них встречается большое количество основных вулканитов. Однако, как уже говорилось, они могут рассматриваться как доорогенные образования континентального шельфа. Свионийские супракрустальные породы образовались в других геосинклинальных условиях, причем некоторые из них обладают признаками, типичными для эвгеосинклинальных пород. Однако в настоящее время возможно только частичное решение этих проблем. В данной статье мы не будем пытаться это сделать. Очевидно, что существующее в настоящее время подразделение супракрустальных образований, начиная со времени их накопления, является упрощенным и может быть принято только в качестве временного.

Время образования и карельских и свионийских пород неизвестно, хотя, вероятнее всего, они ближе по возрасту синкинематическим интрузивам свиты Хапаранда, чем древнему фундаменту, имеющему возраст 2700 млн. лет. Не без основания можно предполагать, что начальная фаза геосинклинального развития началась всего только на 100 или 200 млн. лет раньше внедрения синкинематических интрузий Хапаранда. Интрузивы Хапаранда также отмечают начало периода интрузивной деятельности и деформации. В таблице возраст 2100 млн. лет принят очень условно для начала образования самых древних супракрустальных пород свекофеннской складчатой зоны. В период интрузивной деятельности и деформаций супракрустальные породы были с различной интенсивностью смяты в складки разного типа в разных районах складчатой зоны. В начале этого периода, т. е. приблизительно 1900 млн. лет тому назад внедрились габбро, кварцевые диориты и гранодиориты, очевидно, связанные с главной складчатостью, так как изверженные породы часто располагаются в соответствии со структурным планом супракрустальных вмещающих пород. Примером такого залегания являются интрузивные серии Хапаранда. Во время последней фазы этого периода интрузивной деятельности и деформаций внедрились богатые калием гра-

ниты в ассоциации с мигматитами и пегматитами. Гранит Ревсунд (1785 млн. лет) отчасти относится к таким гранитам. Однако гранит Ревсунд отвечает также переходу к посторогенной фазе, так как внедрение его происходило тогда, когда складчатость все еще продолжалась в одних местах, в то время как в других тектонические движения полностью прекратились. Исследования, проведенные в графстве Вестерноррланд (Lundqvist, 1968), подтверждают этот вывод. Поэтому можно считать, что период интрузивной деятельности и деформаций закончился немедленно после образования гранитов Ревсунд, т. е. приблизительно 1775 млн. лет тому назад. Кроме того, возможно, что основная часть гранитов Лина относится к этому типу позднекинематических гранитов. Граниты Лина отчасти представляют собой мигматитовые граниты, а отчасти внедрены во вмещающие породы. Эти вмещающие породы также подвергались тектоно-магматическим деформациям (Geijer, 1966). Такое двойственное поведение отчасти может быть объяснено современными радиологическими определениями возраста, которые указывают на то, что некоторые из гранитов Лина относятся к значительно более поздней посторогенной интрузивной фазе.

Кроме того, радиологические данные показывают, что все датированные кислые вулканы экстрадированы после завершения периода интрузивной деятельности и деформаций. Радиологические данные в этом случае противоречат существовавшей ранее геологической интерпретации. Однако ревизия районов, описанных П. Гейером (Geijer, 1931) и С. Гавелином (Gavelin, 1955), показывает, что доказательства существовавших представлений не очень надежны. В районе Кируна геология довольно сложна. Полевых данных, которые позволили бы отнести порфиры Кируна к карельским супракрустальным образованиям, не существует. Недавно были опубликованы (Ambros, 1970) предварительные результаты исследований в районе к востоку от Кируна. По этим наблюдениям, порфиры Кируна несогласно залегают на основных вулканах. Зеленокаменные породы уже были смяты в складки и частично эродированы ко времени излияния кислых вулканических пород. Эти данные подтверждают наличие крупного перерыва, который по радиологическим данным существует между порфирами и карельскими супракрустальными породами.

Раньше вулканические породы в районе вокруг Дуобблона в графстве Вестреботтен относились к самым древним свекофенским супракрустальным породам свионийской фации (Gavelin, 1955). Однако радиологические исследования показывают, что в действительности эти вулканы моложе позднекинематического гранита Ревсунд и могут считаться приблизительно эквивалентными порфирам Кируна.

Был также определен абсолютный возраст кислых экстразивов в районе Кируна, Каска Тьорек (западнее Кируна) и в районе Лос (Welin, Lundqvist, 1970). Цифры колеблются от 1725 до 1605 млн. лет, т. е. этот интервал больше, чем допускаемая ошибка определения. Поэтому кажется вероятным, что порфиры не разновозрастны и что излияния кислых пород происходили с перерывами.

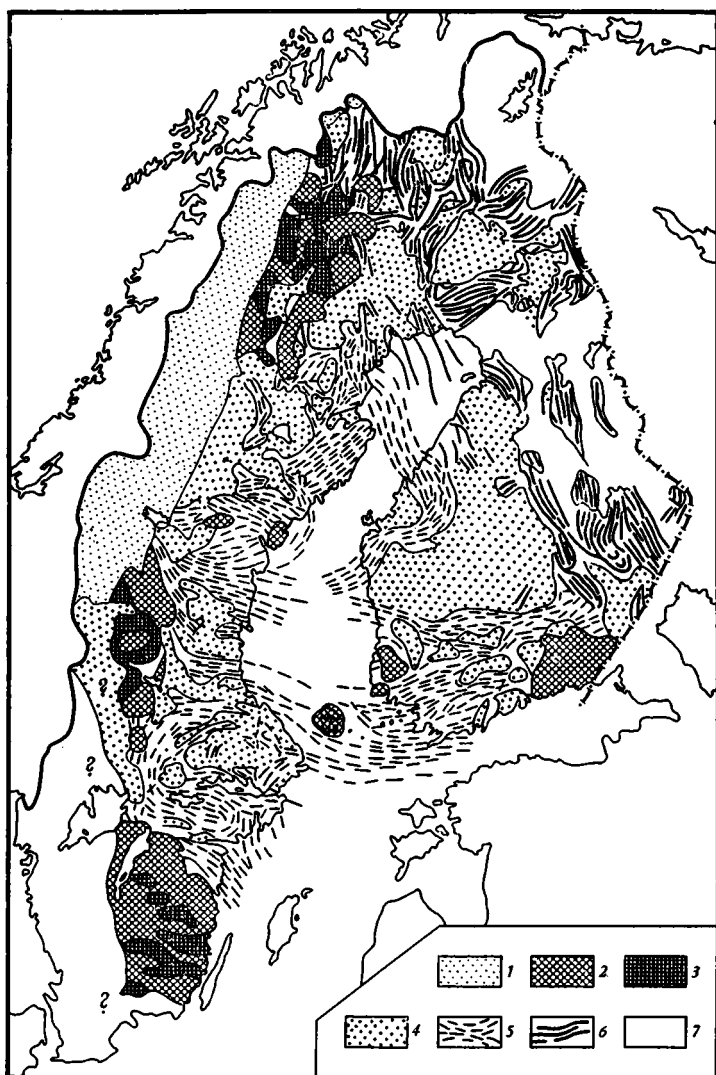
Одновременно с экстразией кислых вулканических пород происходило отложение кластических осадочных пород. В районе Кируна формация Вакко (или верхняя Хауки) отложилась на порфирах и поэтому имеет наиболее молодой возраст — 1605 млн. лет. Отложения Вакко прорваны гранитами (которые раньше относили к гранитам Лина) с возрастом 1565 млн. лет. Таким образом, формация Вакко накопилась в интервале между 1565 и 1605 млн. лет. Конгломераты Курравеара, стратиграфически расположенные между порфирами Кируна и основными метавулканами, имеют возраст свыше 1605 млн. лет. В районе Дуобблон порфиры перекрывают конгломераты, залегающие на сером богатом микроклином граните. Возраст гранита еще не известен, однако неза-

висимо от того, будет ли он отнесен к гранитам Ревсунд (1785 млн. лет) или к гранитам Йорн (возможно несколько более древним), конгломераты, вероятно, отлагались приблизительно в стадию завершения периода интрузивной деятельности и деформаций.

В связи с этим следует подчеркнуть некоторые аспекты стратиграфии в графстве Вестерботтен. Существует полное единодушие самых разных исследователей по поводу возрастных соотношений свекофенских супракрустальных пород (преимущественно метафиллитов и метавулканитов) и гранита Ревсунд. Все авторы (Grip, 1931; Gavelin, 1955; Kautsky, 1957) считают, что гранит Ревсунд моложе супракрустальных пород. Однако в других отношениях мнения расходятся. Г. Каутский (Kautsky, 1957) пришел к выводу, что метафиллиты, так же как конгломераты Варгфорс, перекрывают гранит Йорн. С. Гавелин (Gavelin, 1955) и Э. Грип (Grip, 1931), напротив, считают, что гранит Йорн прорывает и глинистые отложения и вулканиты. Эти авторы полагают, что конгломерат Варгфорс находится стратиграфически выше гранита Ревсунд. Картина геологического развития, предлагаемая в настоящей статье, поддерживает стратиграфические представления С. Гавелина и Э. Грипа. Если эти представления правильны, метаосадочные породы района Шеллефтео надо рассматривать как отложения того же периода, когда происходило накопление карельских супракрустальных пород. Геологическая ситуация площади Шеллефтео, однако, осложнена тем, что эта площадь находится около нагорья, расположенного между эвгеосинклиналью на юге и краевой зоной карелид в Северной Швеции. Поскольку радиометрических данных для большинства стратиграфических комплексов района Шеллефтео пока еще нет, мы не можем дать полную картину его геологического развития.

Говоря о геологическом развитии после завершения периода магматизма и тектогенеза, мы приходим к выводу, что одной из характерных черт этого периода является кислый вулканизм, так же как и отложение кластических осадков в бассейнах, имевших локальный характер. Эти супракрустальные образования несогласно залегают на более древних породах основания, что свидетельствует о том, что уже в это время происходила значительная эрозия горной цепи свекофеннид. Разрывом этих гор свекофенский орогенический период, однако, не завершился. Данные абсолютного возраста показывают, что отчасти одновременно с излиянием кислых вулканических пород, но в основном, вероятно, сразу же за ним произошло внедрение кислых магм. Эти интрузивы представлены гранитами Сорселе (1635 млн. лет), сненитами (1565 млн. лет), пертитовыми гранитами (1555 млн. лет) и некоторыми гранитами, которые раньше включались в группу гранитов Лина (1565 млн. лет). Это граниты совершенно разного типа. Интрузивы Сорселе представлены диоритами и гранитами монцонитового характера, которые отличаются по химическому составу от пертитовых гранитов и одновозрастных с ними разновидностей гранитов Лина. Внедрение этих гранитов 1550—1600 млн. лет тому назад отмечает завершение посторогенного периода интрузивной деятельности и осадконакопления, в том числе и отложения кислых вулканитов и кластических осадков. Эти интрузии моложе позднекинематических гранитов Ревсунд. Посторогенный позднегеосинклинальный магматизм был описан Ч. Лундквистом (Lundqvist, 1968), который придерживается одинакового мнения с А. Риттманом (Rittman, 1962), считая, что извержение кислых вулканических пород (игнимбритов) и связанные с ними интрузии обусловлены всплыванием анатектических магм, образовавшихся в корнях геосинклинали. Интрузии гранитов с возрастом 1550—1600 млн. лет также соответствуют времени завершения посторогенного магматизма в свекофенской зоне.

Распределение описанных выше стратиграфических и тектонических комплексов показано на схематической карте (рисунок). Эта карта со-



Схематическая карта стратиграфических и тектонических комплексов в Финляндии и Швеции. Масштаб около 1 : 10 000 000
 1 — край каледонской складчатой области (в пределах Швеции);
 2 — самые поздние интрузии 1775—1540 млн. лет; 3 — кислые вулканы и обломочные отложения 1775—1540 млн. лет; 4 — позднекинematические и синкинематические интрузии — 2100 (?) — 1900 млн. лет; 5 — супракустальные свионийские образования; 6 — супракустальные карельские образования; 7 — досвекофенские образования (в пределах Финляндии и Швеции)

ставлена на основе геологической карты Швеции (Magnusson et al., 1957) и объяснительной записки А. Симонена (Simonen, 1962), сопровождающей карту Финляндии. Работа А. Симонена частично основана на радиометрических данных и ее можно считать, как и настоящую статью, схематическим наброском основных геологических элементов пород основания.

Исходя из геологической истории Северной Швеции, на рисунке сделана попытка дать общую схему геологической истории основной части свекофенской складчатой зоны. Интрузивные породы, принадлежащие периоду интрузивной деятельности и деформаций, развиты на менее

обширной площади, чем супракрустальные породы предыдущего периода. В общей сложности породы этих двух периодов занимают около 90% свекофеннской складчатой зоны, изображенной на рисунке. Син- и позднекинематические изверженные породы внедрялись в супракрустальные образования по всей складчатой зоне от севера до юга. На карте ясно видна тесная связь между деформациями в супракрустальных образованиях и интрузивной деятельностью, несмотря на то что возраст некоторых интрузивов в Северной Швеции и Финляндии известен не всегда.

Размещение пород третьего и последнего периода интрузивной деятельности и осадконакопления совершенно отличается от первых двух. Эти породы встречаются главным образом на ограниченных площадях в центральных и западных районах складчатой области. Легко себе представить, что такая концентрация вулканической деятельности могла вызвать тектономагматическую складчатость пород древнего основания, описанную П. Гейером (Geijer, 1966).

Ближе к древнему фундаменту, в восточной части Балтийского щита, границы складчатой зоны отчетливо очерчиваются по наличию карельских супракрустальных пород. На северо-западе и западе свекофеннская область срезается каледонидами, а на юго-востоке скрывается под осадочным чехлом Русской плиты. Эти ограничения свекофеннской зоны, таким образом, оставляют для изучения только очень небольшую часть древней горной цепи. На юго-западе граница свекофеннской складчатой области менее изучена. Последние определения абсолютного возраста, проведенные Г. Обергом (Oberg, в печати), дали для порфиров Смоланд возраст 1700 млн. лет. Эта цифра позволяет отнести порфиры Смоланд к той группе вулканитов, в которую входят порфиры Лос и Кируна. Эти данные также подтверждают возраст гранитов Смоланд, определенный Э. Велином и др. (Welin et al., 1966). Таким образом, значительную часть Юго-Восточной Швеции следует отнести к площади, на которой происходило внедрение интрузий и осадконакопление третьего периода свекофеннского орогенеза. Возрастные соотношения пород в Юго-Западной Швеции со свекофенскими породами менее изучены. Однако радиометрические исследования далеко не кончены. До получения результатов обсуждение этих вопросов было бы преждевременным.

Литература

- Gavelin S. Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 1. Urbergsområdet inom Västerbottens län. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, No. 37, 1955.
- Geijer P. Berggrunden inom malmtrakten Kiruna — Gällivare — Pajala. Sver. Geol. undersökn. Årsbok, No. 366, 1931.
- Geijer P. Cykeltänkandet och granitproblemen. Geol. fören i. Stockholm förnandi, 1966, v. 87, p. 455.
- Grip E. Ärvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, No. 474, 1931.
- Härme M. On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, Northern Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande, 1949, No. 147.
- Kautsky G. Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Nordschweden. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, No. 543, 1957.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. Geol. Finlande, 1958, No. 182.
- Lundqvist Th. Precambrian geology of the Los — Hamra region, Central Sweden. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, No. 23, 1968.
- Magnusson N. H., Lundqvist G., och Granlund E. Karta 1:4 000 000 över Sveriges berggrund ur Sveriges Geologi. Svenska Bokförlaget Norstedts. Stockholm, 1957.
- Mikkola A. On the geology of the area north of the gulf of Bothnia. Bull. Comm. Geol. Finlande, 1949, No. 146.
- Rittmann A. Volcanoes and their Activity. 2nd ed. London. 1962.
- Simonen A. Alter und allgemeine Charakteristik des Finnischen Grundgebirges. Geol. Rundschau, 1962, v. 52, p. 250.

- Welin E., Christiansson K. and Nilsson O. Rb—Sr age dating of intrusive rocks of the Haparanda suite. Geol. fören i Stockholm förhandl., 1970₁, v. 92, p. 336.
- Welin E., Christiansson K. and Nilsson O. Rb—Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, 1970₂.
- Welin E. and Lundqvist Th. New Pb—Sr age data for the sub Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los—Hamra region, Central Sweden. Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1970, v. 92, p. 35.
- Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R., Gast P. W. Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian. J. Geology, v. 70, p. 74, 1962.
- Aberg G. A Rb/Sr age of the Småland porphyries. In press. Geol. fören. i Stockholm förnhandle, 1971.
- Ödman O. Beskrivning till berggrundskarta över urberget, Norrbottens län. Sver. Geol. Undersökn. Årsbok, No. 41, 1957.

Шведский музей естественной истории
Стокгольм

Статья поступила
26 января 1972 г.

УДК 551.24.05+551.72(470.22)

В. А. СОКОЛОВ

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ

Рассмотрена стратиграфия и тектоника отношений среднего протерозоя Карелии и изложена история геологического развития этой области. Показано, что эти образования следует рассматривать как отложения орогенного и платформенного этапов развития этой части Балтийского щита.

В геологической литературе последних лет и в представлениях большинства геологов, работающих на Балтийском щите, понятие «средний протерозой» ассоциируется с постгеосинклинальными геологическими образованиями, которые несогласно перекрывают отложения нижнего протерозоя и более древние комплексы, слагаая верхний структурный ярус докембрия Балтийского щита. В стратиграфических схемах среднего протерозоя обычно выделяют отложения сариолия, ятулия, суйсария, а в последние годы и вепсия (нотния), которые, представляя четыре отдела среднего протерозоя, последовательно сменяют друг друга в вертикальном разрезе. Эта стратиграфическая схема, получившая широкое распространение, разработана К. О. Кратцем и его учениками — сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР и Ленинградского института геологии и геохронологии докембрия (Кратц, 1958, 1963). Большинство из указанных отложений среднего протерозоя слабо метаморфизованы (зеленосланцевая фация), характеризуются преобладающим пологим залеганием и сохранили большое разнообразие первичных текстур и структур в осадочных и вулканогенных породах. Все это дало возможность проводить их систематические комплексные геолого-литолого-вулканологические исследования для выяснения литолого-фациальной и палеогеографической обстановки их формирования (Соколов, 1963; Соколов и др., 1970). Наряду с выявлением ряда формационных параметров в ходе такого изучения при учете мощности отложений стало возможным получение определенной информации о характере конседиментационных тектонических движений и облике тектонических структур, формировавшихся одновременно с осадконакоплением. Таким образом, опираясь на материалы, полученные в ходе указанных исследований¹, мы даем ниже характеристику тектонических структур как предшествующих и одновременных с осадконакоплением, так и постседиментационных, сквозных по отношению ко всему или подавляющей части разреза среднего протерозоя.

Отложения среднего протерозоя в современном эрозионном срезе сохранились примерно на 30% территории Карелии. Они занимают отдельные участки площадью от 100 до 2000 км², разобщенные друг от друга на расстояние 10—30—160 км. Сариолийские породы, как правило, обнажаются по периферии тектонических структур, сложенных ятулийскими породами, и изредка слагают самостоятельные участки-структуры.

¹ Автор проводил эти исследования совместно с Л. П. Галдобинной, А. И. Голубевым, Ю. И. Сацуком, П. А. Световым, К. И. Хейсканеном.

Отложения суйсария и вепсия с достоверностью известны только в пределах Онежского ятулийского прогиба. Среди среднепротерозойских отложений более 70% их объема приходится на долю ятулийских, значительно преобладающих и по площади своего распространения. Поэтому, когда речь заходит о тектонических структурах среднего протерозоя, то образы их в целом обычно списывают с ятулийских тектонических структур. Подобное собирательное значение образа среднепротерозойских тектонических структур оправдывалось тем обстоятельством, что до середины 60-х годов вопрос о нижней границе среднего протерозоя (и о начале его тектонического развития) решался относительно просто. Считалось, что сариолийские толщи полимиктовых конгломератов с галькой гранитов (или часть их) согласно подстилают ятулийские отложения и несогласно перекрывают сложнодислоцированные толщи геосинклинального нижнего протерозоя и документируют начало развития нового тектонического режима, переходного к платформенному. И соответственно весь период тектонического развития, от начала отложения сариолийских до начала отложения иотнийских толщ, объединялся в период шуйских фаз складчатости (Кратц, 1963). Однако увеличение степени детальности геологических исследований с широким использованием литологических, вулканологических и других методов привело к получению новых фактических материалов, на основании которых были сделаны или уточнены следующие выводы.

Во-первых, сариолийские конгломератовые толщи залегают согласно с подстилающими их основными эффузивами сумия, переслаиваются и связаны с ними фаціальными переходами по латерали (Соколов и др., 1971).

Во-вторых, ятулийские отложения залегают на сариолийских с угловым несогласием (Галдобина, Соколов, Хейсканен, 1971).

В-третьих, суйсарские отложения согласно перекрывают осадки ятулия.

В-четвертых, по крайней мере нижние горизонты вепсия (иотния) с разрывом, но согласно залегают на отложениях суйсари.

Вновь полученные данные привели к необходимости по-новому интерпретировать ход тектонического развития и вместо единого среднепротерозойского периода тектонического развития выдвигать вопрос по крайней мере о сумийско-сариолийском (а не сариолийском) и ятулийско-суйсарско-вепском (соответственно шуйском по терминологии К. О. Кратца, 1963) периодах тектонического развития.

К морфологии среднепротерозойских тектонических структур. К настоящему времени в результате длительного геологического развития в современном эрозионном срезе сохранились лишь останцы тектонических структур среднего протерозоя, морфология которых частью описана в ряде печатных работ по геологии Карелии¹. Основные особенности этих структур сводятся к следующему:

В сумийско-сариолийских отложениях, имеющих ограниченное площадное распространение, наблюдаются изометричные в плане контуры развития пластов конгломератов с внутренним синклинальным строением, либо выделяются довольно широкие полосы длиной до десятков километров, сложенные преимущественно основными лавами, которые вместе с конгломератами слагают линейные синклинальные складки. Так, на участках развития сариолийских конгломератов в районе оз. Лубоярви в западной Карелии и у д. Святнаволок в центральной Карелии устанавливается их синклинальное залегание с изменчивым залеганием пород в крыльях от 30 до 80°. В районе р. Кумсы в централь-

¹ Рамки статьи не позволяют дать обзор работ, библиографию которых легко найти в публикациях К. О. Кратца (1963), Л. Я. Харитоновой (1966), К. О. Кратца и Ю. И. Лазарева (1961) и других источников.

ной Карелии конгломераты и основные породы слагают линейновытянутую складку с моноклинальным залеганием пород под углами $40-90^\circ$ (второе крыло складки здесь не установлено).

Ятулийские тектонические структуры в разном по глубине сечении эрозийного среза представляют собой останцы бывшего ятулийского покрова и значительно чаще корневых частей его синклинальных зон. Это в основном одно- или двусторонние грабены или серии грабенов, в которых в плане видны кулисообразно расположенные брахиоморфные синклинали и антиклинали. Синклинали имеют овальные или линейно-овальные контуры с падением крыльев под углом $20-40^\circ$ при быстром выполаживании. Длина складок от $5-12$ км до $30-60$ км при ширине от $0,5$ до $6-15$ км. Среди антиклиналей обычны две разновидности. Очень характерны брахиантиклинали длиной $1,5-9$ км при ширине до 3 км. В ядре их часто обнажаются породы доятулийского основания (Пергубская, Сундозерская, Краснореченская, Северо-Сегозерские и др.). Падение крыльев в периклиналях $10-20^\circ$, а на крыльях до 60° . Антиклинали второго вида имеют в плане вытянутую форму. Для ятулийских структур характерна меняющаяся ундуляция осей складок, отчего в плане видно, что как синклинали, так и антиклинали составляют по простиранию цепочки замкнутых брахиоморфных складок. В поперечном разрезе видно, что синклинали шире антиклиналей. Они различаются симметричным или асимметричным строением, крутизной залегания крыльев. В антиклиналях, сложенных кварцитами, чаще устанавливаются коробчатые арковидные контуры при пологом широком своде и крутом флексурообразном залегании крыльев. Карбонатно-терригенные породы чаще образуют гребневидные острые антиклинали.

Контуры ятулийских складчатых структур во многом определяются кулисообразным расположением и сочленением синклиналей, центральных замыкания которых обуславливают извилистый характер контакта ятулийских пород с основанием. Но во многих структурах эти контуры прямолинейны из-за наличия тектонических разломов, с одной или двух сторон отделяющих ятулийские породы от основания. В Суоярвской и Сегозерско-Елмозерской структурах амплитуда взброса была больше мощности ятулийских пород (до 1500 м в районе оз. Елмозера), и эти структуры имеют прямолинейные контуры в одном крыле.

Кроме отмеченных внешних разломов большое влияние на характер складок оказали и внутренние разломы разной амплитуды. Вдоль таких разломов наблюдаются подвороты крыльев складок, образования флексур и сжатых складок, расщепление пород, дробление структур на блоки и т. д. Охарактеризованные складки присущи как ятулийским, так суйсарским и велским отложениям. При этом, чем выше по разрезу располагаются те или другие отложения, тем полнее развиты в них складки. Этим и обусловлено некоторое различие складок, например, в нижнеятулийских и суйсарских отложениях.

Указанные тектонические структуры созданы в результате суммарного воздействия многих тектонических фаз. Для расшифровки истории их формирования мы проследим ниже последовательность формирования тектонических структур в разные периоды тектонического развития.

Сумийско-сариолийский период тектонического развития. В ходе седиментационной стадии этого периода в разных районах Карелии произошло формирование осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований, которые в совокупности слагают сумийско-сариолийский осадочно-вулканогенный комплекс с изменчивой мощностью пород, местами достигающей 2000 м.

Первая попытка типизации разрезов этого комплекса привела к выделению трех типов разрезов.

1. Селецкий тип. Для него характерно наличие преимущественно конгломератовых образований, несогласно залегающих на неровной поверх-

ности фундамента, который сложен гнейсо-гранитами и сланцевыми толщами нижнего протерозоя. В основании разреза располагаются конгломерато-брекчии, состав которых определяется строением подстилающих пород. Выше следует неясно- и грубослоистые, иногда ритмично-слоистые пласты конгломератов из гранитных валунов и галек, а также полимиктовых конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников.

В верхней части разреза отмечаются алевролиты и сланцы. Очень редко встречаются прослои пирокластических пород. Стратотипическим для данного типа является разрез сариолийских образований, развитых в районе оз. Селецкого (от р. Лужмы до оз. Гумарино). К этому же типу относятся конгломератовые толщи, развитые в районе оз. Лубоярви, оз. Мотко, у д. Карельская Масельга. Сюда же условно могут быть отнесены конгломератовые образования района р. Эльмус, где наряду с ними в разрезе согласно переслаиваются агломераты, туфосланцы и другие породы, генетически связанные с вулканической деятельностью. В основании разреза здесь описаны кварцевые порфиры и кератофиры.

2. Кумсинский тип. Широко развиты эффузивы и грубообломочные осадочные образования. В подошве разреза здесь залегают элювиальные гранитные брекчии. В описанных разрезах мощность их незначительна. Выше залегает мощная (до 1300 м) толща эффузивных диабазов, мандельштейнов и других пород, слагающих потоки (покровы) различной, быстро меняющейся по латерали мощности. В верхней части вулканогенная толща постепенно, через зону переслаивания лавобрекчий и прочих вулканогенных пород с пирокласто-осадочными породами и конгломератами сменяется толщей конгломератов гранитных и полимиктовых. Установленная мощность образований этого типа достигает 2000 м. Они развиты в районе р. Кумсы, севернее оз. Салваламби, западнее д. Красная Речка и, по-видимому, в районе оз. Хожозера.

2а. Панаярвинский подтип. Сариолийские образования района оз. Панаярви по наличию элювиальных образований и многократному чередованию в разрезе эффузивных, вулканогенно-обломочных и терригенных образований должны относиться к кумсинскому типу. Однако специфические, по-видимому, геотектонические условия, выразившиеся, в частности, в резком преобладании среди эффузивов пород кислого состава, позволяють выделить их в качестве обособленного подтипа.

3. Большезерско-Гайкольский тип. Выделение этого типа разреза производится со значительной долей условности, так как вопрос о последовательности залегания конгломератовых и вулканогенных пород в районах оз. Большозера и пос. Гайколя разными геологами решается неоднозначно (Стенарь, 1960; Гилярова, 1966). Отличительной особенностью данного типа является то, что наряду с элювиальными гранитными конгломерато-брекчиями, залегающими в основании разреза, а также конгломератами и эффузивами основного состава здесь очень широко развиты песчаниковые и сланцевые толщи, туфобрекчии, туфы и смешанные образования мощностью до нескольких сот метров. Здесь же встречаются и продукты кислого по составу вулканизма (кварцевые кератофиры и др.). Кроме того, внутри комплекса некоторыми геологами отмечены угловые несогласия между отдельными членами разреза.

Анализ площадного распространения и мощностей разнотипных образований комплекса на территории Карелии показывает, что формирование их происходило в тектонических трогах меридионального и северо-западного направления с резкой контрастностью колебательных движений. Центральные части трогов (грабенов) заполнялись лавами, которые к бортам трогов частью выклинивались, а частью фациально сменялись агломератовыми и конгломератовыми толщами.

Изучение химизма и текстурно-структурных особенностей лав показывает, что излияние их происходило в ходе двух последовательных фаз вулканической деятельности. Каждая фаза начиналась с излияния ба-

зальтовых и заканчивалась андезито-базальтовыми лавами. При этом спокойные излияния лавы (гавайский тип) сменялись более локализованными напряженными извержениями лав с повышенной вязкостью, сопровождающимися выбросами разновеликого пирокластического материала (стромболианский тип). Это приводило к накоплению вулканогенно-осадочных пород (туфобрекчий, агломератов, туффитов и др.), которые и фациально и вверх по разрезу сменялись при прекращении вулканической деятельности толщами гранитных и полумиктовых конгломератов.

Данные о мощностях и составе толщ, химизме пород и их первичных текстурах, т. е. геолого-литолого-вулканологическая информация позволяет характеризовать тектоническую обстановку этого этапа сумийско-сариолийского периода тектогенеза как близкую к орогенной стадии.

Постседиментационные тектонические преобразования отложений комплекса в чистом виде расшифровываются с большим трудом из-за последующего наложения на них ятулийских дислокаций. Попытка реставрации сариолийских складчатых структур со снятием ятулийских преобразований в районе д. Святнаволок показала, что сумийско-сариолийские отложения были смяты в серии пологих открытых широких складок с преобладанием субмеридионального простирания, совпадающего с направлением складчатости первой фазы второго этапа селецкого периода складчатости. Наряду с этим в сариолийский период проявились движения второй субширотной фазы складчатости, которые вызвали флексурообразные поперечные перегибы субмеридиональных складок.

Последующие тектонические преобразования сариолийских складчатых структур происходили в ходе ятулийских и постятулийских движений.

ЯТУЛИЙСКО-СУЙСАРСКИЙ ПЕРИОД ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В последние годы появилось большое количество фактического материала, свидетельствующего об угловом несогласии между ятулийскими и подстилающими их комплексами, в том числе сариолийскими, а с другой стороны, о согласном залегании ятулийских и суйсарских отложений, связанных единством плана тектонического развития. Все это дает нам право говорить об ятулийско-суйсарском периоде тектонического развития, выделяя в нем конседиментационный и постконседиментационный этапы.

Конседиментационный этап развития. Сумийско-сариолийский период тектонического развития, закончившийся складкообразовательными движениями, был отделен от последующего ятулийско-суйсарского периода значительным временем, который геологически отражен площадной корой химического выветривания. И, если в историческом плане рассматривать тектоническое развитие территории восточной части Балтийского щита в ятулийский период, то следует начало конседиментационного этапа развития связывать с формированием предъятулийского пенеплена в условиях общих восходящих движений Восточно-Балтийского сегмента земной коры. На огромной территории Балтийского щита в различных фациальных условиях происходило формирование кор химического выветривания на разновозрастных доятулийских породах (в том числе и на сариолийских), а также элювия с песчаным и карбонатным цементом. Профили предъятулийской коры выветривания площадного типа выступают как свидетели климатических, геохимических и тектонических условий эпохи их формирования, эпохи относительного тектонического покоя. Кроме того, поверхность коры выветривания получила значение маркирующей для определения амплитуды колебательных движений на протяжении ятулийской истории. После-

дующая за пенепленизацией дальнейшая тектоническая история конседиментационного этапа ятулийско-суйсарского периода отчетливо разбивается на три фазы: нижнеятулийскую, среднеятулийскую и верхнеятулийско-суйсарскую, в каждую из которых происходили вертикальные колебательные движения блоков основания, определяющих размещение седиментационных областей.

Для всех фаз устанавливаются общие тектонические закономерности и связанные с этим особенности осадкообразования и магматизма. В дифференцированных движениях блоков основания в начале фаз преобладали нисходящие движения, вызывавшие трансгрессии бассейнов и формирование соответствующих трансгрессивных осадочных серий. Затем следовали восходящие движения с образованием регрессивной последовательности осадконакопления с проявлением всплесков вулканизма. Указанные тенденции тектонического развития привели к тому, что отложения ятулия-суйсари представляют собою в вертикальном разрезе цикличное чередование осадочных и вулканогенных толщ, когда в основании каждого подотдела залегают осадочные, а в кровле — вулканогенные породы. При этом каждая фаза развития начинается с размыва подстилающих пород. Анализ первичных структурно-текстурных признаков пород и толщ, данные об изменении мощностей, состава и фациальных особенностей толщ по латерали с использованием палеодинамических и вулканологических данных положены в основу расшифровки истории тектонических движений в описываемый период по фазам их развития.

Нижнеятулийская фаза. В нижнем ятулии произошло расчленение поверхности пенеплена восточной части Балтийского щита на сегменты по двум основным направлениям — северо-западном и северо-восточном. При этом северо-западное простирание разломов на большей части территории было преобладающим и обусловило линейную конфигурацию крупных горстов и грабенов с суммарными нисходящими колебательными движениями разной амплитуды у различных блоков. В совокупности они образовали Карельскую седиментационную область в центральной и северной Карелии и Финляндскую область в Финляндии (рис. 1). Суммарный итог тектонического развития Карельской впадины, оконтуренной Беломорским, Ботническим, Северо-Онежским и Северо-Карельским блоками земной коры, можно видеть на продольных и поперечных фациальных профилях нижнего ятулия (Соколов и др., 1970). Считая, что осадкообразованием в отдельных впадинах компенсировалось опускание днища впадин, можно заключить, что максимальная амплитуда погружений достигала почти тысячи метров с постепенным нарастанием в северном и северо-западном направлениях. Поперечные профили показывают неравномерность погружения отдельных блоков и, как следствие, формирование конседиментационных перегибов слоев переменной мощности. Линейность тектонического рельефа в начале фазы отчетливо подчеркивается концентрацией азимутов падения косой слоистости потокового типа в фиксированных направлениях, которые для более верхних горизонтов нижнего ятулия имеют менее четкую ориентировку.

На территории южной Карелии в нижнем ятулии существовал Северо-Онежский выступ основания, который частью покрывался маломощным плащом континентальных осадков.

На границе раздела этого выступа и впадины более отчетливо проявились расколы субширотного северо-восточного направления, вдоль которых спорадически происходило перемещение обломочного материала на северо-восток с перехватом его господствующими движениями во впадинах северо-западного направления.

В конце нижнеятулийской тектонической фазы вслед за кратковременной регрессией произошли излияния основных лав. В разных зонах

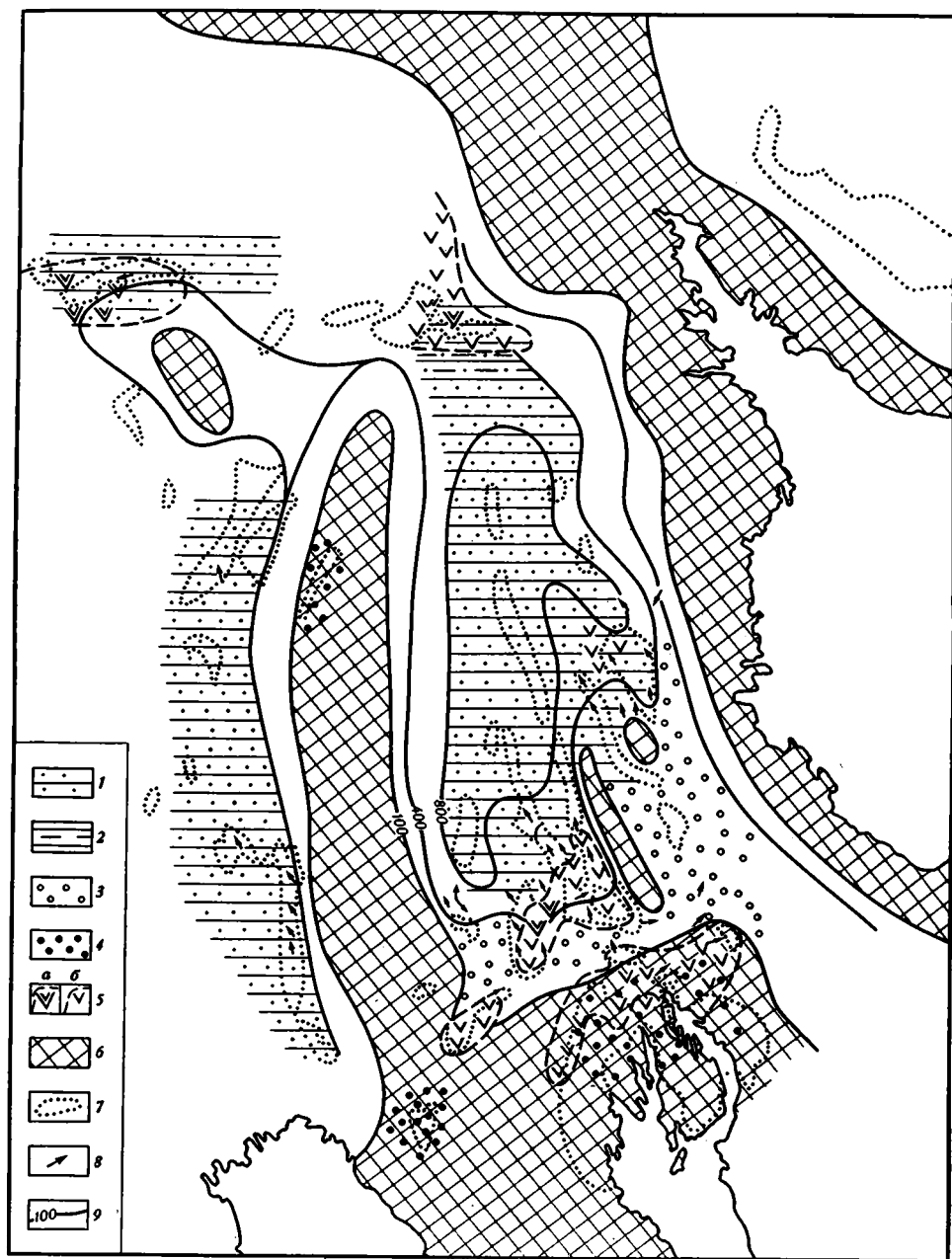


Рис. 1. Палеогеографическая схема нижнего ятулия Карелии и смежных районов
 1 — бассейновые в основном песчаные (кварцевые) осадки; 2 — то же, глинисто-песчаные; 3 — паралические конгломерато-песчаные (кварцевые) осадки; 4 — континентальные конгломерато-песчаные осадки; 5 — основные эффузивы (А) — один поток; (Б) — более двух потоков; 6 — выступы и гряды; 7 — контуры площадей развития ятулийских пород; 8 — направления переноса обломочного материала; 9 — изолинии равных мощностей

излилось от одного до четырех потоков с суммарной мощностью до 210 м. Подводящие каналы излияний — силлы габбро-диабазов, а также линейные площади распространения лавовых полей приурочены к границам раздела впадины с выступами, т. е., по-видимому, в локальной зоне растяжения.

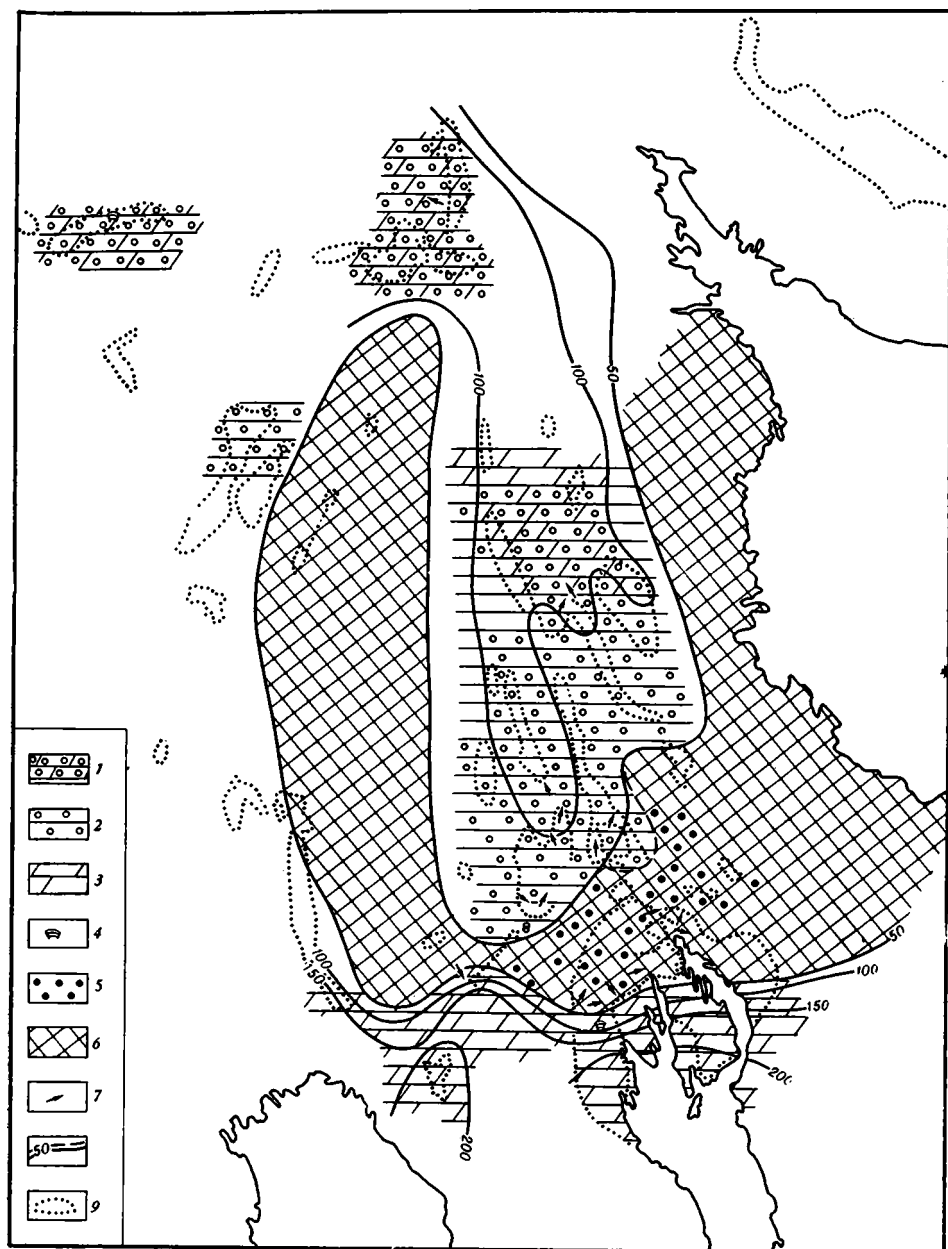


Рис. 2. Палеогеографическая схема низов среднего ятулия Карелии и смежных областей
 1 — бассейновые карбонатно-песчаные отложения; 2 — то же, песчаные отложения; 3 — карбонатные отложения; 4 — местонахождения строматолитов; 5 — континентальные конгломерато-песчаные отложения; 6 — выступы основания; 7 — исправления переноса обломочного материала; 8 — горизонталы; 9 — контуры площадей развития ятулийских отложений

Среднеятулийская фаза. В среднем ятулии вслед за вулканической деятельностью в конце нижнеятулийской фазы продолжалось развитие колебательных движений. Продолжались нисходящие движения в Карельской седиментационной области, и одновременно произошло заложение новой тектонической впадины в южной Карелии, которая получила название Южно-Карельской седиментационной впадины (рис. 2). Она имела общее субширотное простирание и отделялась от

первой Северо-Онежским выступом. В отличие от Карельской впадины, где опускание компенсировалось накоплением обломочных, глинистых и песчаных осадков с карбонатной примесью, в Южно-Карельской впадине преобладали карбонатные осадки. Как это устанавливается в районах Прионежья, озер Суоярви, Туломозера и Малого Янисъярви мощность карбонатной толщи, отложенной в начале формирования среднеятулийской фазы, колеблется от 100 до 200 м. Изменение мощности осадков в значительной мере связано здесь с образованием конседиментационных структур. Отмечается выклинивание отдельных пачек и уменьшение мощности других на выступах основания с соответствующим увеличением мощности осадков во впадинах. При этом на значительном протяжении выдерживается общее крупноциклическое строение (трансгрессивно-регрессивные циклы III порядка) осадочных толщ, в основании которых залегают терригенно-карбонатные, выше — известняковые, а в кровле цикла — доломитовые породы, переходящие опять в терригенно-карбонатные.

В середине среднеятулийской фазы произошла регрессия, которая отразилась в осадочных толщах обеих седиментационных впадин изменением состава пород, их фациальных характеристик, а также последующей за этим вспышкой напряженного вулканизма (рис. 3). Вулканические зоны были приурочены к границам раздела впадин с выступами. Активность вулканизма была большей, чем в нижнем ятулии. В разных участках произошло излияние от 6 до 15 потоков с максимальной суммарной мощностью до 500 м. Лавы, сообразуясь с рельефом местности, растекались на большой площади. В Карельской впадине лавовые поля имели преобладающую северо-западную ориентировку с более быстрым выклиниванием в южном и юго-восточном направлениях. По северному краю Южно-Карельской впадины в ориентировке лавовых полей преобладали южные и юго-восточные направления. В участках, куда лавы не поступали, продолжалось синхронное с вулканизмом накопление терригенно-карбонатных осадков. На их состав вулканизм оказывал существенное влияние. Это выражалось в появлении кремнистых, железистых и туфогенных пород, обогащении осадков натрием, медью, барием. В некоторых участках наблюдается переслаивание лавовых потоков с карбонатными осадками.

Проявлением вулканизма завершилось формирование среднеятулийской фазы тектонических движений. Вслед за этим наступил этап тектонического покоя. В некоторых участках произошло формирование мало-мощной коры выветривания на основных лавах.

Верхнеятулийско-суйсарская фаза. В начале верхнего ятулия (рис. 4) вновь началось оживление тектонических движений и продолжалось формирование ранее заложенных впадин. Верхнеятулийские осадки согласно, но с размывом перекрывали среднеятулийские породы. В Карельской седиментационной области, где продолжали свое развитие протяженные разломы северного и северо-западного направлений, во впадинах накапливались в основном песчаные и глинистые осадки, которые только в верхах разреза сменились карбонатными.

В Южно-Карельской области в верхнем ятулии еще резче проявились субширотные направления разломов. Лишь локально проявлялись разломы субмеридионального направления. Здесь происходило преобладающее накопление карбонатных осадков, которые выше по разрезу сменились шунгитсодержащими и туфогенными осадками.

Во второй половине тектонической фазы в этой зоне произошли вулканические излияния, которые можно разделить на две стадии. В первую стадию произошли излияния основных лав, которые перекрыли карбонатные породы в районе Пальеозера и чередовались с шунгитсодержащими породами, развитыми теперь на Заонежском полуострове, в районе озер Мунозеро — Кончозеро. Эта стадия вулканических излия-

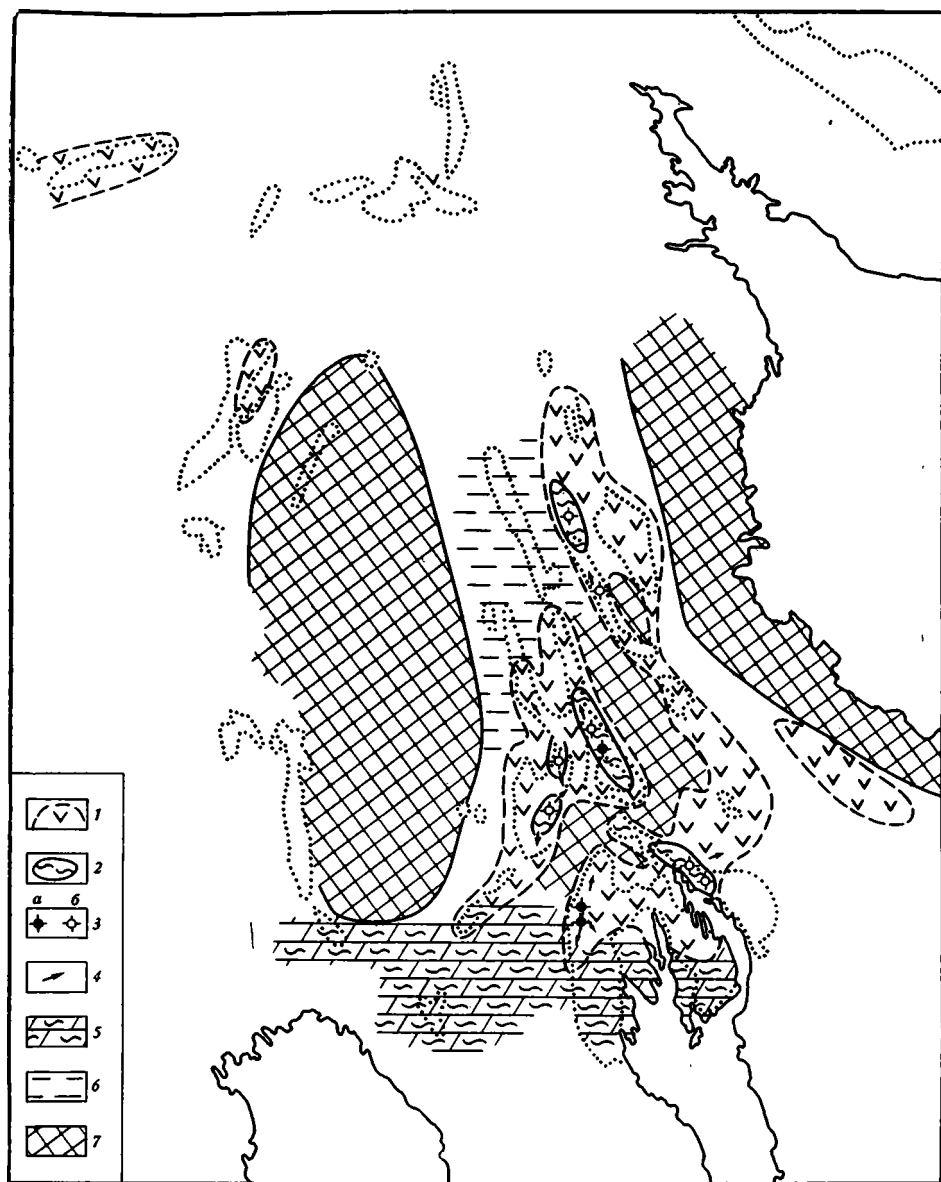


Рис. 3. Палеогеографическая (палеовулканологическая) схема верхов среднего ятулия Карелии и смежных районов

1 — площади распространения основных эффузивов; 2 — площади распространения туфогенных отложений; 3 — центры лавовых излияний: а — установленные, б — предполагаемые; 4 — направления течения лавовых потоков; 5 — бассейновые кремнисто-карбонатные отложения; б — бассейновые песчано-глинистые отложения; 7 — выступы основания

ний сопровождалась внедрением 5—8 силлов габбро-диабазов суммарной мощностью 400—450 м. Зона магмоподводящих разломов располагалась, по-видимому, вдоль северного края впадины, так как отдельные данные указывают на выклинивание силлов в южном направлении.

Во вторую стадию вулканизма произошло излияние пикрито-базальтовых лав, сопровождавшееся обильной эксплозивной деятельностью, формированием агломератовых брекчий, туфов, а также формированием пластово-секущих интрузий пироксенитов и перидотитов. Эта собствен-

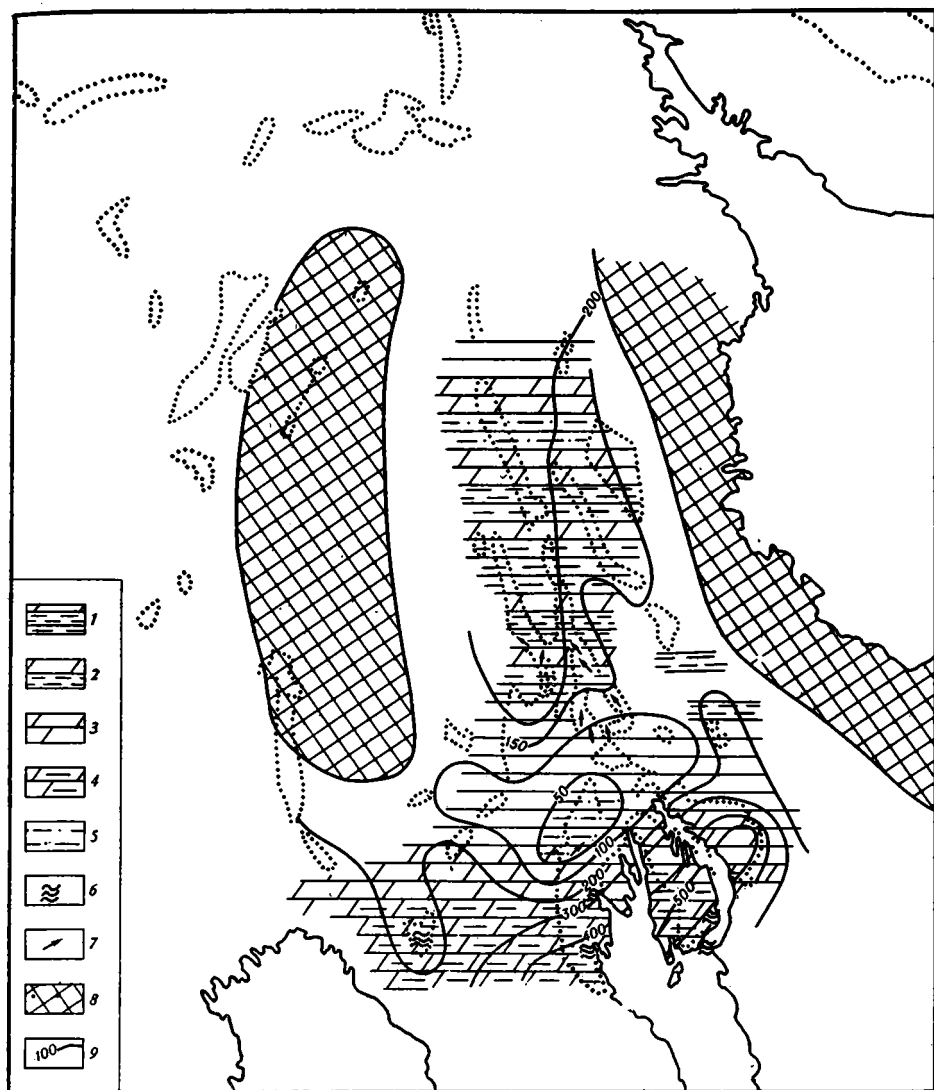


Рис. 4. Палеогеографическая схема верхнего ятулия Карелии и смежных районов
 1 — карбонатно-глинисто-песчаные отложения; 2 — глинисто-карбонатные отложения;
 3 — карбонатные отложения; 4 — карбонатно-шунгито-глинистые отложения; 5 — гли-
 нино-песчаные отложения; 6 — местонахождение строматолитов; 7 — направления
 переноса обломочного материала; 8 — выступы основания; 9 — линии равных мощностей

но суйсарская стадия вулканизма характеризуется большей глубиной заложения магмоподводящих разломов, чем предшествующие ятулийские излияния.

Вулканическими излияниями верхнего ятулия — суйсари, синхронно с которыми, по-видимому, происходило накопление большого количества осадочно-вулканических осадков заканчивается конседиментационный этап тектонического развития ятулийско-суйсарского периода, сменяемого вепской фазой конседиментационного развития среднепротерозойских отложений. В районе Онежского озера отчетливо устанавливается согласное залегание вепских отложений в широких пологих синклиналях, сложенных верхнеятулийско-суйсарскими породами. И, хотя вопрос о стратиграфическом положении вепсия, а также унаследованности (и сопряженности) его геологической истории от ятулийской продолжает

еще оставаться дискуссионным, имеются основания рассматривать вепский седиментационный этап в едином последовательном ряду с ятулийскими фазами.

В ходе седиментационного развития среднего протерозоя наиболее отчетливо проявились последовательные вертикальные тектонические движения по разломам двух направлений: северо-северо-западному и восток-северо-восточному. Неравномерные пульсационные вертикальные перемещения блоков основания по этим разломам обусловили: а) отложение полифациальных осадочных толщ различной мощности; б) структурный контроль при периодическом излиянии основных лав; в) формирование конседиментационных складок в покрове вулканогенно-осадочных пород.

Суммарным итогом развития конседиментационного этапа является становление различных геотектонических единиц: а) области преобладающего развития прогибов преимущественно север-северо-западного простирания нижнеятулийского заложения — Карельская и Финляндская впадины. В этой области (впадине) со значительной контрастностью колебательных движений (мощность осадков до 1500 м) образовались конседиментационные складки с линейными контурами; б) области преобладающего развития прогибов преимущественно широтного направления среднеятулийского заложения — Южно-Карельская впадина. Формированием этой впадины начинается образование флексуры на южной окраине Балтийского щита, которая была описана А. А. Полкановым (1956). В этой области были образованы конседиментационные структуры с изометричными антиклиналями и с пологими, широкими, реже линейно-вытянутыми синклиналями. На сводах антиклиналей мощность осадочных толщ на десятки и сотни метров меньше, чем в ядрах синклиналей. Прототипом таких складок можно считать пологие брахианتيклинали в районах Прионежья, оз. Туломозера, Суоярви, в которых сохранились пологие складки и устанавливается сопряженная с ними фациальная изменчивость в ятулийских толщах; в) областей преобладающего развития поднятий разных направлений — блоки и выступы (Беломорский, Ботнический, Северо-Карельский, Северо-Онежский). В пределах блоков и выступов по сумме геофизических данных в настоящее время установлена повышенная мощность земной коры порядка 30—42 км и обособление «гранитного слоя» до 7 км мощности. Все это характеризует блоки и выступы как платформенные структуры.

Постседиментационный этап развития. Указанный этап развития тектонических структур ятулий-суйсари-вепсия связан с преобразованием конседиментационных структур в ходе блоковых движений по расколам нескольких генераций. Направление постятулийских структур в ряде участков сечет простирание конседиментационных складок, отчего в плоскости эрозионного среза в контурах ятулийских структур видны асимметричные выступы и выпуклости, согласные с кососекущими структуры разломами и складками вдоль них. Простирания конседиментационных и постятулийских (поствепских) структур образуют друг с другом углы от 10 до 40°. Появление новых форм ятулийских складок, связанное с блоковыми движениями, происходило в условиях поперечного изгиба ятулийского чехла над блоками фундамента в результате дифференциальных вертикальных перемещений блоков по расколу, в условиях изгиба слоев над расколами и вдоль расколов, секущих ятулийские отложения, а также в условиях сжатия при перемещении блоков по наклонным расколам.

При небольшой амплитуде перемещения блоков по вертикальным расколам образовались брахианتيклинальные складки, в присводовой части которых происходило формирование трещин растяжения, заполненных теперь габбро-диабазами. Примером таких складок являются брахианتيклинали на северных берегах озер Сегозера, Елмозера, Селец-

кого. Эти складки (и разрывы) по своей морфологии очень напоминают складки, образующиеся при моделировании складок с пологим полукруглым штампом (Сычева-Михайлова, 1962). На крыльях таких антиклиналей возникали крутые флексуры с быстрым выполаживанием ятулийских пород на сводах антиклиналей и в днищах синклиналей.

При большой амплитуде вертикальных движений в ятулийских отложениях появились разрывы с перемещением вдоль них. Такие перемещения приводили к формированию горстов и грабенов, а также к образованию приразломных подворотов крыльев складки, нередко с их крутым залеганием. Взброшенные части складок затем были полностью или частично уничтожены эрозией и поэтому теперь обнажены «корневые части» складок — одно-, двухсторонние грабены, асимметричные синклинали и т. д.

Движение блоков по наклонным расколам приводило также к горизонтальному сжатию ятулийских пород. В приразломной части формировались линейные складки с крутым, иногда опрокинутым залеганием крыльев, с глубоким опусканием их днища. Примером таких складок является синклинальная складка северо-западного простирания в Чирко-Кемской структуре, складки севернее оз. Сегозера и ряд других. При развитии восходящих и нисходящих блоковых движений с амплитудами большей мощности ятулийских толщ ятулийские структуры были расчленены на части. В приподнятых блоках залегающие полого ятулийские породы были эродированы. Сохранились лишь корни крутых линейно-вытянутых приразломных складок, днища которых были погружены на значительную глубину и сжаты между нижнепротерозойскими породами, либо на контакте между нижнепротерозойскими и архейскими породами. В этих случаях нередко наблюдается видимое согласное залегание ятулийских пород, например, с нижнепротерозойскими, или даже видимое переслаивание их, что приводит к досадным недоразумениям при стратиграфических построениях. Примером таких складок служат складки в районе оз. Шомбозера, Маслозера, д. Петрова года и т. д.

Указанные и другие возможные варианты возникновения новообразований в ятулийских складках по-разному проявились в пределах различных геотектонических зон. На выступах, блоках земной коры большой мощности, т. е. на более консолидированных участках, ятулийские структуры осложняются разломами, в них локально развиты крутые приразломные линейные складки (Койкарская, Кумсинская и др. в Онежской структуре; Сонская — в Туломозерской и т. д.), но в целом складки — пологие, открытые, широкие, замкнутые. Они получили название «наложенных мульд» (Соколов, 1963; Кратц, Лазарев, 1961). На площади между блоками земной коры, т. е. во впадинах, менее стабильных участках, в ятулийских структурах преобладают линейные складки, с крутыми крыльями, с большой амплитудой взбросов. Таким образом, и на переработку морфологии ятулийских складок существенное влияние оказало различное глубинное строение земной коры, определившие характер конседиментационных и постконседиментационных структур.

В свете изложенных материалов становятся лучше видны многие неясные, спорные или еще слабо разработанные вопросы тектоники среднего протерозоя.

1. К какой геотектонической категории следует относить сариолийские и ятулийские отложения? Этот вопрос все чаще выдвигается в геологической литературе. Не имея возможности подробно аргументировать свою точку зрения по этому вопросу, мы ограничимся лишь краткими выводами: а) сумийско-сариолийские отложения по составу и объему осадочных пород, по составу и характеру излияния вулканитов — по номенклатуре Н. П. Хераскова (1963), соответствуют орогенному этапу развития, являясь орогенными образованиями заключительных этапов развития нижнепротерозойской (карельской) геосинклинали; б) по

составу и строению осадочных формаций, по характеру магматизма более всего отвечают этапу катаплатформенного и собственно платформенного развития.

2. Существовал ли в среднем протерозое Карельский центральный массив? В геологической литературе широкое распространение получило утвердительное мнение по этому вопросу. Однако рассмотрение истории тектонического развития среднего протерозоя показывает, что такого массива в контурах, которые ему приписывал Л. Я. Харитонов (1966) и его последователи, в среднем протерозое не существовало.

3. Является ли природа среднепротерозойских тектонических структур магматогенной, как это утверждается некоторыми исследователями? Весь ход истории тектонического развития показывает, что при большом объеме вулканических излияний они были лишь следствием (а не причиной) тектонических движений в среднем протерозое. Ятулийские тектонические структуры, как содержащие, так и не содержащие вулканы, мало чем различаются. О роли магматизма, следует, вероятно, проследживать ход эволюции магматических подводящих каналов с тектонических позиций.

4. Расшифровка истории тектонического развития среднего протерозоя проводилась пока на основе изучения только участков развития в основном ятулийских образований. В связи с этим выдвигаются задачи по изучению роли среднепротерозойских тектонических деформаций на преобразование пород основания.

Литература

- Галдобина Л. П., Соколов В. А., Хейсканен К. И. Об угловом несогласии между ятулийскими и сариольскими отложениями центральной Карелии.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
- Гилярова М. А. К геологии Бельшезерского района западной Карелии.— Вестн. ЛГУ 1966, № 12.
- Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии.— Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, 1958, № 2.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. «Наука», Л., 1963.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. Основные черты тектонических структур ятулия Карелии — В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Изд. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, Мурманск, 1961.
- Полканов А. А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита.— Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 6, Изд-во АН СССР, 1956.
- Соколов В. А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1963.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии.— Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР. Петрозаводск, 1970, вып. 6.
- Соколов В. А., Галдобина Л. П., Голубев А. И. и др. Сумийско-сариольский вулканогенно-осадочный комплекс центральной Карелии. Тез. докл. геол. конф. Петрозаводск, 1971.
- Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования Большезера.— Тр. Карельск. фил-ла АН СССР. Петрозаводск, 1960, вып. 26.
- Сычева-Михайлова А. М. О взаимоотношении глыбовых складок и тектонических разрывов в Уральском Каратау.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, М., 1962.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. «Недра», 1966.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Институт геологии
Карельского филиала АН СССР
Петрозаводск

Статья поступила
28 декабря 1971 г.

УДК 551.241 (470.22)

**С. А. АНКУДИНОВ, Н. Н. БОЛГУРЦЕВ, И. В. ЛИТВИНЕНКО,
Г. А. ПОРОВА****ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ (ПРОФИЛЬ ОНЕЖСКОЕ ОЗЕРО —
БЕЛОЕ МОРЕ)**

На основании комплексных геофизических исследований по профилю Онежское озеро — Белое море и их геологической интерпретации сделаны некоторые новые выводы о глубинном строении изученной части Балтийского щита и Ветреного пояса.

Для изучения глубинного тектонического строения восточной части Балтийского щита, в том числе и Карельского региона, в последние годы широко применяются геофизические методы исследований: гравиразведка, аэромагнитная съемка, сейсморазведка. Сейсморазведка в отличие от первых двух методов выполняется не в площадном, а в профильном варианте в виде отдельных пересечений через главные структурно-фациальные зоны Балтийского щита.

В 1969—1970 гг. региональные сейсмические исследования выполнялись в восточной Карелии по профилю Онежское озеро — Белое море (рис. 1), пересекающему гнейсовые толщи Беломорского блока, осадочно-вулканогенные образования протерозоя синклиория Ветреного пояса и прилегающие к нему с юга гранито-гнейсы и граниты Центрально-Карельской антиклинорной зоны с реликтами структур ранних карелид.

На глубинном геолого-геофизическом разрезе, составленном по материалам комплекса геофизических методов (рис. 2), наиболее интересные данные были получены по сейсморазведке. Применялся метод отраженных волн. Методика проведения работ была рассчитана на изучение верхней части разреза коры (глубиной 5—10 км).

При общей отчетливой тенденции к погружению всех отражающих границ на север-северо-восток выделяются границы двух типов: сравнительно спокойные с пологими углами падения и более крутые, иногда близкие к вертикальным.

Границы первого типа, зарегистрированные преимущественно в нижней части разреза, рассматриваются нами как структурно-геологические границы (очевидно, отражающие разную степень и характер метаморфизма пород) в разрезе земной коры. Границы второго типа, или крутопадающие, сопоставляются (в основном) с зонами тектонических нарушений, что в ряде случаев подтверждается данными других геофизических методов, а также непосредственными геологическими наблюдениями. В отдельных случаях они могут быть связаны с контактами пород различного состава и различных физических свойств.

Эти крутопадающие границы в верхней части разреза подчеркивают блоковое строение докембрийских образований и в большинстве случаев отражают надвиговый характер тектонических нарушений.

Общую структурную форму изученной части региона определяет сейсмическая граница А первого типа, прослеженная на протяжении более 80 км и постепенно погружающаяся в сторону Белого моря до глубины около 10 км.

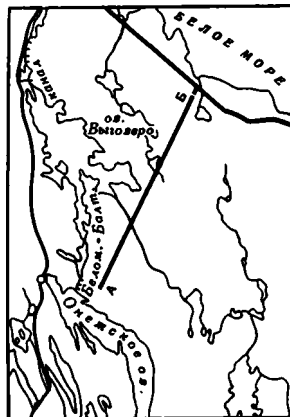


Рис. 1

Рис. 1. Схема расположения профиля Онежское озеро — Белое море

Рис. 2. Глубинный геолого-геофизический разрез по региональному профилю Онежское озеро — Белое море

1 — отражающие площадки, связанные с основными сейсмическими границами в разрезе земной коры; 2 — базиты и гипербазиты протерозоя; 3 — осадочно-вулканогенные образования среднего протерозоя (преимущественно); 4 — осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя; 5 — толщи гнейсов беломорской серии; 6 — гранито-гнейсовый фундамент беломорид и карелид; 7 — древнейшие образования архейского основания: а — непереработанные, б — интенсивно переработанные и гранитизированные в областях поднятий; 8 — гранулит-базитовый слой земной коры (базальт ?); 9 — под-корковый слой «М»; 10 — зоны тектонических нарушений по сейсмическим данным; 11 — кривая $\Delta g_{\text{лок}}$ с расчетными точками; 12 — график ΔT

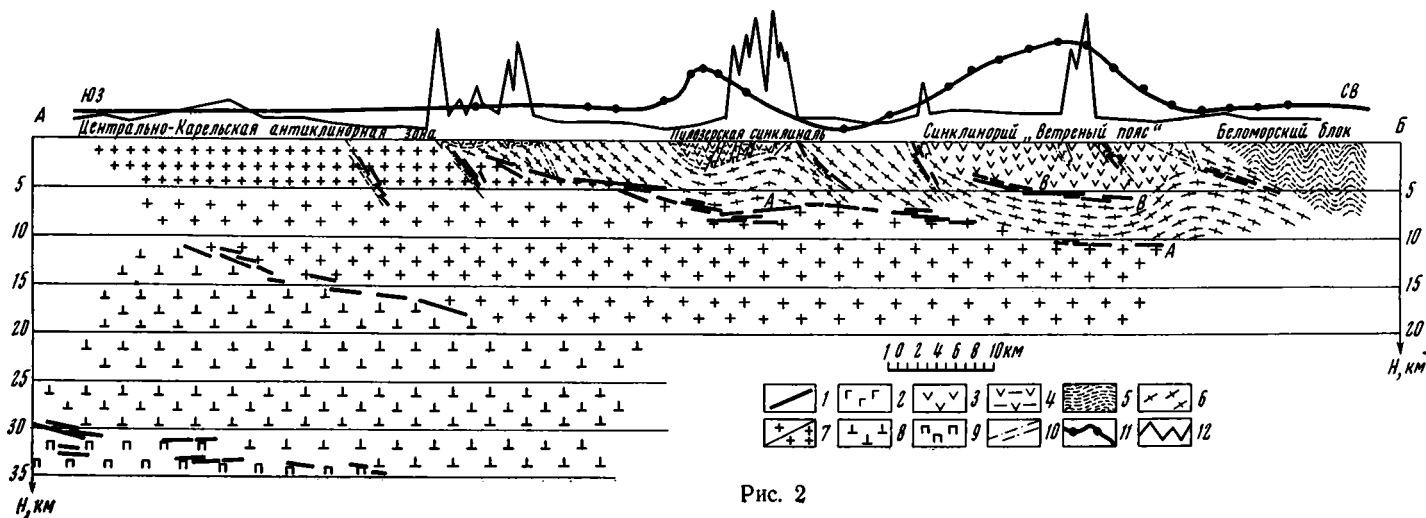


Рис. 2

Она рассматривается как структурно-геологическая граница древнейших архейских образований Карельского массива (в широком понимании), отвечающих по составу гранодиоритам, чарнокитам, существенно переработанным в процессе гранитизации в областях крупных поднятий.

В юго-западной части профиля на глубинах около 15—20 км частично прослежена отражающая граница, сопоставляемая с поверхностью пород более основного состава (базальта?), а на глубине 30—35 км получены отражения от подкорового слоя — поверхности Мохоровичича.

Существенный интерес представляет отчетливо выделяемая, почти горизонтально залегающая граница В. По аналогии с другими структурами карелид (Печенгской и Имандра-Варзугской Кольского полуострова) она отождествляется с подошвой осадочно-эффузивных образований структуры Ветреного пояса, мощность которых по сейсмическим данным оценивается в 5 км. Породы эти слагают здесь мульдообразный прогиб или грабен-синклиналь, ограниченную тектоническими нарушениями, которые достаточно надежно выделены и прослежены на глубину сейсмическим методом. При этом в северо-восточной части разреза отмечается область близко расположенных наклонных границ раздела, фиксирующих, по-видимому, мощную и сложную зону тектонических нарушений, частично срезающую протерозойские образования структуры Ветреного пояса.

Дополнительную информацию о строении верхней части коры докембрия дают материалы гравиметрической и аэромагнитной съемок. Гравитационное поле в районе сейсмического профиля достаточно сложное. Значительная часть аномалий является результатом наложения полей, обусловленных несколькими гравитационными факторами. Такой же характер имеет и кривая $\Delta g_{\text{лок}}$ по профилю, построенная по карте аномалий силы тяжести.

В целом на фоне общего повышения значений поля силы тяжести по профилю с юго-запада на северо-восток наблюдается несколько локальных максимумов и минимумов различной величины и интенсивности.

Локальные максимумы силы тяжести фиксируют области развития вулканогенно-осадочных образований нижнего и среднего протерозоя (Пулозерская синклиналь, синклинорий Ветреного пояса), обладающих положительной избыточной плотностью порядка 0,25 г/см³ по сравнению с вмещающими породами гранитного состава.

По результатам количественной интерпретации локальных аномалий Δg намечена форма этих структур, оценена мощность слагающих их толщ. Для синклинория Ветреный пояс она составляет 5 км, что хорошо согласуется с результатами по сейсморазведке, для Пулозерской синклинали — 2,5—3 км. Зонами больших градиентов поля зафиксированы тектонические нарушения, в ряде случаев совпадающие с таковыми, выделенными по сейсморазведке.

Локальные минимумы силы тяжести в северо-восточной части профиля (к северу и югу от синклинория Ветреного пояса) наблюдаются над гнейсо-гранитами Пулозерской антиклинали и гранитизированными гнейсами керетьской свиты Беломорского блока, относимыми нами к фундаменту беломорид и карелид.

Основные структурные элементы и отдельные комплексы пород рассматриваемой части Карельского региона находят отражение и в магнитном поле. Структуры беломорид отмечаются нормальным, слегка повышенным магнитным полем. В пределах синклинория Ветреного пояса и Пулозерской синклинали интенсивные локальные аномалии отражают интрузии базитов и гипербазитов, при этом как в районе профиля, так и на прилегающих участках, наблюдается приуроченность их к краевым, приконтактовым частям структур, где по сейсмическим данным выделены зоны нарушений. Граниты и гнейсо-граниты, развитые в юго-западной части рассматриваемого района и слагающие антиклинальные под-

нятия, в том числе и крупный Водлозерский блок восточного Заонежья, характеризуются положительным полем ΔT порядка 300—500 *гамм*. На фоне его регистрируются отдельные локальные и полосовые аномалии высоких значений поля ΔT , отражающие реликты нижнепротерозойских структур с интрузиями основных и ультраосновных пород.

Комплексный анализ полученных геофизических материалов по профилю Онежское озеро — Белое море, сопоставление полученных результатов сейсмических исследований по этому профилю с сейсмическими разрезами по профилям, пересекающим беломориды и карелиды на севере Карелии (пересечения Кемь — Ухта, Пя-озеро — Мончегорск), позволяют сделать некоторые выводы о глубинном геологическом строении изученной части щита и структуры Ветреного пояса.

1. Прослеживаемая по всем пересечениям глубинная отражающая граница типа А с отчетливым погружением в северном и восточном направлениях фиксирует юго-западный борт крупнейшего прогиба, расположенного в центральной части Балтийского щита. Очевидно, этот прогиб с осевой частью в Белом море существовал между Мурманским и Карельским массивами и являлся древнейшей протогеосинклиалью.

2. В прогибе накапливались мощные терригенные толщи сланцев и гнейсов, которые в процессе его дальнейшего развития (складчатости, гранитизации и метаморфизма) были превращены в различные по составу гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и граниты, являющиеся основанием для всех более молодых образований беломорид и карелид.

3. Зона сочленения беломорид и карелид имеет сложное строение. Местами беломориды и карелиды отделены друг от друга выступами на поверхность гранито-гнейсового фундамента с характерными глыбово-блоковыми и куполовидными структурами; местами контакт между ними носит тектонический характер.

Вследствие различий в структурно-фациальном развитии и в результате последующих тектонических движений структуры беломорид на отдельных участках срезаются карелидами, а в районе рассматриваемого профиля толщи беломорских гнейсов надвинуты на структуры карелид.

3. Структуры среднего протерозоя Балтийского щита, по геофизическим данным, представляют собой наложенные мульдобразные прогибы как с унаследованным планом развития ранних карелид, так и с автономным.

Синклинальная структура Ветреного пояса представляется нам сложенной преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями среднего протерозоя. Об этом свидетельствует отчетливо фиксируемое сейсморазведкой пологое дно прогиба (подобно Печенгской и Имандра-Варзугской зонам на Кольском полуострове), сравнительно небольшая мощность осадочно-вулканогенных толщ (около 5 км), широкая восточная переклиналь структуры, замыкающаяся в районе р. Онега, а также резко структурно несогласное залегание пород среднего протерозоя Ветреного пояса на структурах нижнего протерозоя в районе Кен-озера. Здесь простирание структур среднего протерозоя широтное и субширотное, а структур нижнего протерозоя субмеридиональное, что очень отчетливо фиксируется гравиразведкой.

В заключение следует отметить, что в результате применения геофизических методов исследований и особенно сейсморазведки значительно шире и полнее могут быть решены вопросы глубинного тектонического строения Карело-Кольского региона.

Для более уверенного их истолкования необходима постановка целенаправленных геологических исследований, а в отдельных случаях и проходка глубоких скважин.

УДК 551.242.5(438)

**Е Ж И З Н О С К О, С Т А Н И С Л А В К У Б И Ц К И,
В А Ц Л А В Р Ы К А****ТЕКТОНИКА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ
НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЬШИ**

Излагаются новейшие представления о тектонике кристаллического основания Восточно-Европейской платформы в пределах Польши. Описываются элементы строения фундамента, выделяющиеся в нем массивы гранитоидов, свекофенно-карельские и готские складчатые комплексы и история его эволюции.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современное состояние изученности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы в пределах Польши является итогом детальных геофизических, тектонических, петрографических, минералогических, геохимических и радиометрических исследований, а также результатом детального фациального анализа и микротекстурных исследований горных пород, слагающих фундамент и вскрытых многочисленными буровыми скважинами. Границы распространения фаций отдельных комплексов проводились на основании интерпретации геофизических карт. Исходные геофизические карты и их интерпретация, а также материалы бурения лежат в основе исследований, проводимых в течение 15 лет, целью которых является, в частности, составление геологической карты кристаллического фундамента.

Малонадежными оказались результаты радиометрических определений, среди которых более достоверными являются определения абсолютного возраста пород моложе готской кратонизации. Подавляющее большинство определений абсолютного возраста пород, затронутых кратонизацией, дает возраст 1350 млн. лет, и только немногочисленные определения указывают на возраст 2000 млн. лет, который тоже не соответствует истинному возрасту пород и представляет лишь материал для аналитических исследований степени «омоложения».

Свою работу авторы посвящают светлой памяти Алексея Алексеевича Богданова, который был одним из инициаторов всестороннего изучения древних платформ, умевшим пробуждать глубокий интерес у многих геологов, в том числе у авторов данной работы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К докембрийской Восточно-Европейской платформе относятся северо-восточные и восточные области Польши. Возможности изучения ее нижнего структурного этажа — кристаллического фундамента на территории Польши ограничиваются северной и восточной государственной границей, а на западе и юго-западе — краем докембрийской платформы, который совпадает с тектонической зоной — линией Тейссера северо-западного — юго-восточного простиранья (Znosko, 1969).

Эта тектоническая зона, выраженная системой глубинных разломов довендского заложения, сохранивших свою подвижность в палеозое и мезозое, четко ограничивает область докембрийской консолидации.

Осадочный чехол в пределах рассматриваемой территории обнаруживает изменчивую, но часто значительную мощность, что свидетельствует о дифференцированной подвижности фундамента платформы. Эта подвижность проявлялась в виде деформаций большого радиуса, представленных прогибами и поднятиями, на которые накладывалась дизъюнктивная тектоника. Между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом отсутствуют какие-либо переходные серии. Они повсеместно и почти полностью удалены многократно повторявшимися эрозийными процессами, которые привели к повсеместному смыву древних комплексов осадочного чехла и к глубокому эрозионному срезу кристаллического фундамента. В результате на сильно метаморфизованном фундаменте непосредственно залегает более поздний осадочный чехол, что является одной из наиболее характерных особенностей древних платформ.

Благодаря дифференцированной подвижности кристаллического фундамента, обусловившей наличие прогибов и поднятий, намечился определенный план распространения готских, субиотнийских и иотнийских комплексов. Первоначальное их распространение было более широким. «Ундуляции» кристаллического фундамента еще до отложения вендского чехла привели к полному или почти полному удалению их с приподнятых участков фундамента. Они сохранились лишь в опущенных областях. Исходя из современного распространения этих комплексов можно было бы предполагать их первоначальное залегание в структурах широтного простираения в отличие от простираций структур, хорошо изученных на территории Южной Швеции, а также вопреки хорошо выраженной меридиональной дизъюнктивной тектонике и связанному с ней появлению субиотнийского и иотнийского вулканизма. Готские, субиотнийские и иотнийские комплексы, обнаженные за счет эрозии на юге Швеции и Финляндии, погружаются к югу под осадочный покров и, очевидно, подстилают осадочный чехол Балтийской синеклизы. Вторая южная эрозионная граница этих комплексов обнаруживается под осадочным чехлом на северном склоне Мазурско-Сувальского поднятия.

Эрозионные процессы вместе с более поздней, исключительно дизъюнктивной тектонической деятельностью, привели к выработке определенного рельефа кровли кристаллического фундамента. В соответствии с этим выделяются следующие погруженные и приподнятые области фундамента: Балтийская синеклиза, Мазурско-Сувальское поднятие, Подлясская впадина, горст Славатычей и Прибугская впадина (Znosko, 1970). Формирование этих тектоно-морфологических единиц завершилось в основном до венда и кембрия, хотя местами продолжалось еще на рубеже девона и каменноугольного периода (Znosko, 1966).

В осадочном чехле выделяются два структурных комплекса: нижний, представленный кембро-силурийскими породами на севере и вендско-каменноугольными на юге, и верхний, который складывается пермско-кайнозойскими породами на севере и юрско-кайнозойскими на юге. Нижний структурный комплекс залегает в депрессиях кристаллического фундамента, а также на склонах поднятий. Он отсутствует в области свода Мазурско-Сувальского поднятия, где отсутствует также и нижняя часть верхнего структурного комплекса, вследствие чего на фундаменте залегают непосредственно осадки средней юры.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПЛАН КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

В пределах Польши докембрийская Восточно-Европейская платформа представлена западной, краевой частью (рис. 1). Мазурско-Сувальское поднятие субширотного простираения является западным продолжением Белорусской антеклизы. Северный склон Мазурско-Белорусской антеклизы переходит в Балтийскую синеклизу.

Горст Славатычей является западным продолжением выступа Ратно. Мазурско-Белорусская антеклиза и горст Славатычей разделены Под-

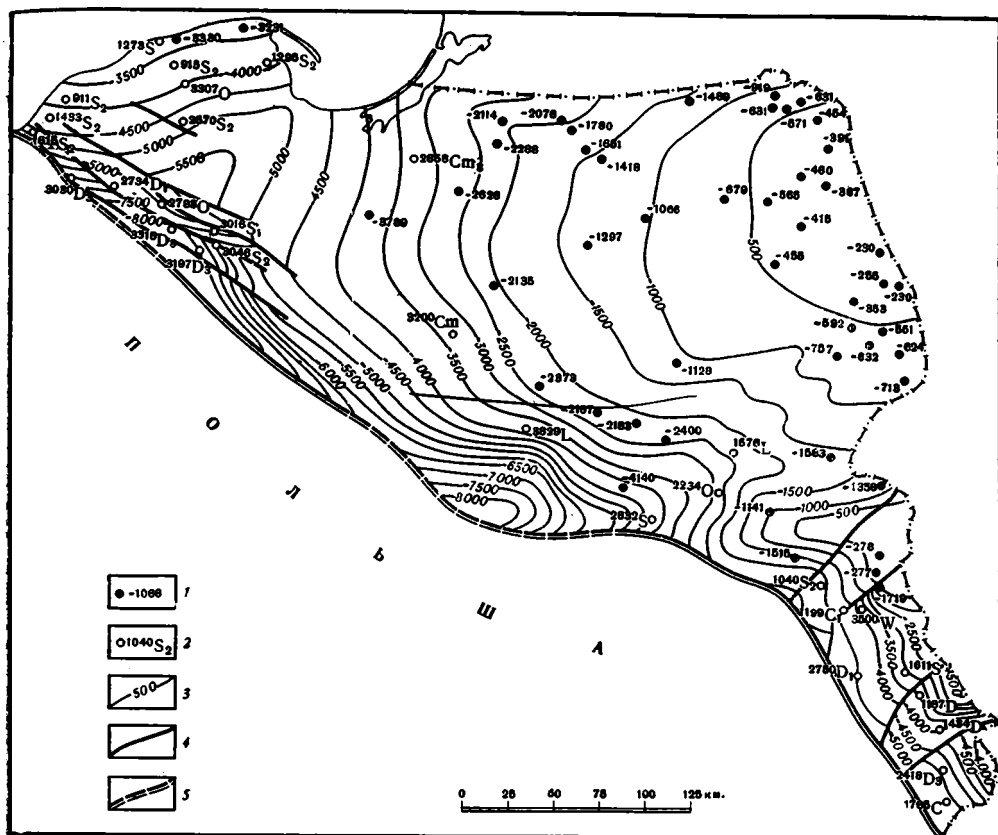


Рис. 1. Рельеф кровли кристаллического фундамента докембрийской платформы в Польше

1 — скважины, достигшие кристаллического фундамента, указаны абсолютные отметки кровли кристаллического фундамента в м; 2 — скважины, не достигшие кристаллического фундамента, указана глубина скважины (м) и стратиграфический индекс пород в забое скважины, 3 — изолинии глубин кровли кристаллического фундамента в м; 4 — важнейшие дислокации; 5 — зона глубинного разлома, являющаяся границей сплошного распространения докембрийского кристаллического фундамента.

Примечание. 1. Западную границу докембрийской платформы следует понимать прежде всего как глубинную зону, которая ограничивает жесткий блок докембрийской консолидации. Под осадочным чехлом могут иметь место надвиги палеозойских масс на докембрийский форланд, в таких случаях они перекрывают зону глубинных разломов. 2. При составлении карты рельефа кровли кристаллического фундамента использовались данные многочисленных зондирований МПВ и других сейсмических измерений.

ляской впадиной, также имеющей сбросовый характер. На крайнем юго-востоке расположена Прибугская впадина (Львовско-Люблинская мульда).

Одним из ключевых вопросов тектоники Европы является положение юго-западной границы докембрийской платформы (рис. 2). Исчерпывающий анализ мнений по этому вопросу представил Е. Зноско (Znosko, 1964, 1965, 1970). По мнению авторов, эту границу определяет зона глубинных разломов (линия Тейссера). Она имеет характер тектонического шва, вдоль которого к докембрийской платформе приключается фундамент палеозойской (эпикаледонской) платформы. В северо-западной Польше ввиду значительной мощности осадочного чехла нет однозначных данных о положении края кристаллического фундамента докембрийской платформы, а также о его характере. Исходя из данных по скважине Госьдино (западное Поморье), в которой под эпиконтинентальным

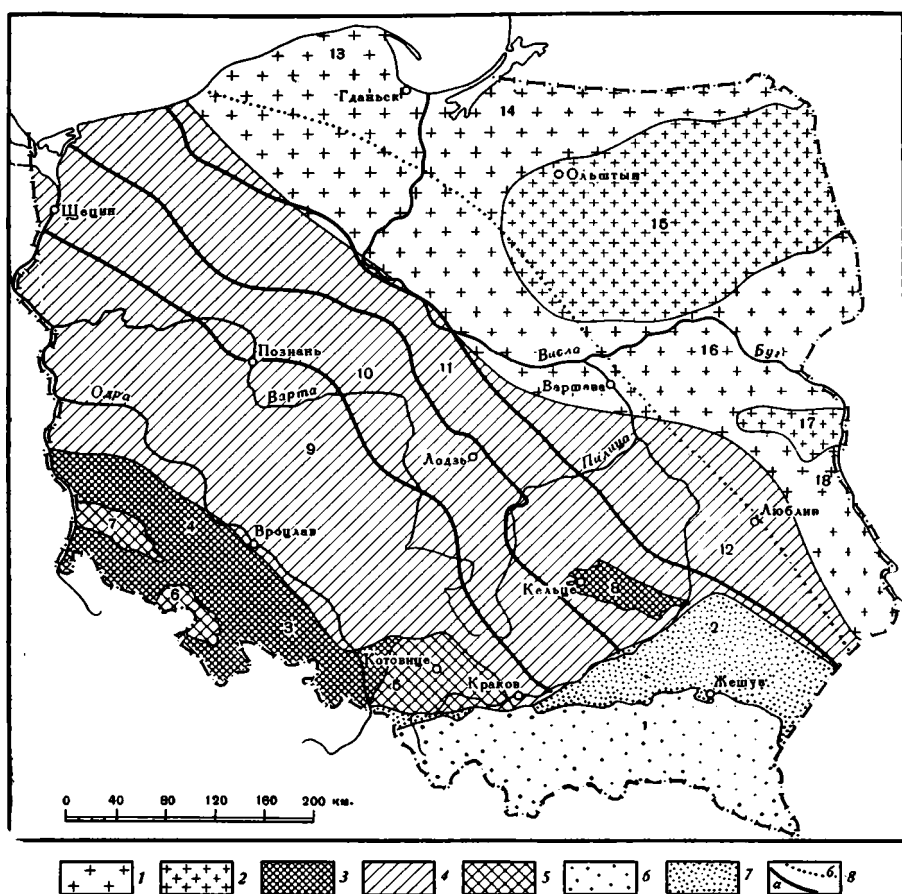


Рис. 2. Тектонические элементы Польши (по Геологическому Атласу Польши 1 : 2 000 000, 1968)

1—2 — Докембрийская платформа: 1 — пониженные части кристаллического фундамента с мощным осадочным чехлом, 2 — приподнятые части кристаллического фундамента с маломощным осадочным чехлом; 3—5 — области палеозойской складчатости: 3 — палеозонды (каледониды и варисциды) на поверхности или под очень тонким осадочным чехлом, 4 — эпипалеозойская платформа, 5 — варисцийские орогенные впадины; 6—7 — области альпийской складчатости (альпиды): 6 — Карпаты, 7 — предгорный прогиб, 8 — границы тектонических элементов: а) достоверные, б) условные.

Цифры на схеме обозначают: 1 — Карпаты (Татры, Пеннины, флишевые Карпаты), 2 — Предкарпатский прогиб, 3 — Восточные Судеты (Моравско-Силезская зона), 4 — Западные Судеты и Предсудетская глыба, 5 — Силезско-Краковская впадина (Верхнесилезский угольный бассейн), 6 — Южносудетская впадина (Валбжихский угольный бассейн), 7 — Северосудетская впадина, 8 — Свентокшиские горы, 9 — Предсудетская и Силезско-Краковская монокираль, 10 — Щецинская, Могиленско-Лодзинская и Меховская мульды, 11 — Среднепольский вал, 12 — краевая мульда, 13 — поднятие Лэбы, 14 — Балтийское понижение (мульда, синеклиза), 15 — Мазурско-Сувальское поднятие (антеклиза), 16 — Подлясская впадина, 17 — поднятие (горст) Славатычей, 18 — Прибугтский прогиб (мульда, синеклиза)

девонем вскрыты древнепалеозойские филлиты (Czermiński, 1967), можно полагать, что и там с докембрийской платформой сочленяется область с каледонским фундаментом. В раннем палеозое зона глубинных разломов многократно омолаживалась, но активность ее постепенно затухала в процессе формирования осадочного чехла, общего уже для обеих платформ — докембрийской и палеозойской.

Предполагается, что все границы тектоно-морфологических единиц докембрийской платформы в Польше имеют сбросовый характер, что обуславливает горстово-грабеновый характер жесткого основания. С раз-

рывными нарушениями в фундаменте генетически связаны нарушения осадочного чехла, особенно его нижнего, а отчасти и верхнего структурного комплекса.

Граница докембрийской платформы в Польше определяется тектоническими нарушениями послекарельского и девонского заложения. Вероятнее всего, границы платформы сложились в процессе готского раздробления древних платформ.

ЭВОЛЮЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Кристаллические породы фундамента представлены различными стратиграфическими комплексами докембрия (рис. 3, таблица). Они прошли сложную эволюцию, так как древние образования испытали регенерацию в ходе более молодых орогенных циклов. Сравнительно мало пригодными для стратиграфии оказались, как отмечалось выше, результаты радиометрических определений минералов и пород, указывающие на их средне- и верхнепротерозойский возраст. Это было время молодой переработки горных пород кристаллического фундамента, которая привела к омоложению их возраста.

Самый древний комплекс образуют курпёвские гранитоиды, выделенные вместе с гранитоидами пултуской интрузии в качестве мазовецкого комплекса. На карте магнитных аномалий он характеризуется ослабленным магнитным полем и малококонтрастными аномалиями мозаичного типа, что подчеркивает его контаминированный характер.

Другими подобными комплексами, представляющими собой массивы гранитоидов, являются добжинский и поморский комплексы. Гранитоидные массивы образуют купола, которые, очевидно, оказали влияние на простирающиеся обрамляющие их свекофенно-карельских структур.

Свекофенно-карельские образования¹ супракрустального происхождения прослеживаются в виде ориентированных структур, огибающих центральные массивы гранитоидов. Отображением уходящих на большие глубины свекофенно-карельских структур, сложенных мигматитами и гнейсами, являются полосовые магнитные и гравитационные аномалии, характеризующиеся различной напряженностью. Участки глубоко срезуемых мигматитово-гнейсовых структур, в геофизической картине отображаются положительными изометрическими аномалиями мозаично и мозаично-линейного типа. Структуры, распространенные в этих зонах, Рыка (Ryka, 1964) выделил в качестве подлясского, цехановского и кашубского метаморфических супракрустальных комплексов.

В подлясском комплексе выделяются гнейсы и мигматиты, а также синорогенные (приморогенные) свекофенно-карельские, часто катаклазированные и милонитизированные гранитоиды. Мигматиты окаймляют гнейсы и приурочены к зоне контакта гнейсов с метаморфизованными гранитоидами.

Гнейсы и кристаллические сланцы участвуют в строении синклинорных интраструктур, проявляющихся в геофизической картине полосовыми магнитными аномалиями положительного знака, сочетающимися часто с полосовыми положительными аномалиями силы тяжести. Интраструктуры, характеризующиеся спокойным магнитным полем пониженной напряженности, сложены метаморфизованными гранитоидами, которые включают в себя реликтовые сегрегации гнейсов и мигматитов.

Как правило, в строении подлясского комплекса отмечается присутствие мигматитов в переходной зоне между гнейсами и гранитоидами. Эту закономерность выяснил Б. В. Бондаренко (1970), который отметил их в кристаллическом фундаменте Белоруссии. Он установил, что контакты гнейсов с гранитоидами являются тектоническими зонами

¹ Не исключено, что в большинстве случаев это раннесвекофенно-карельские образования.

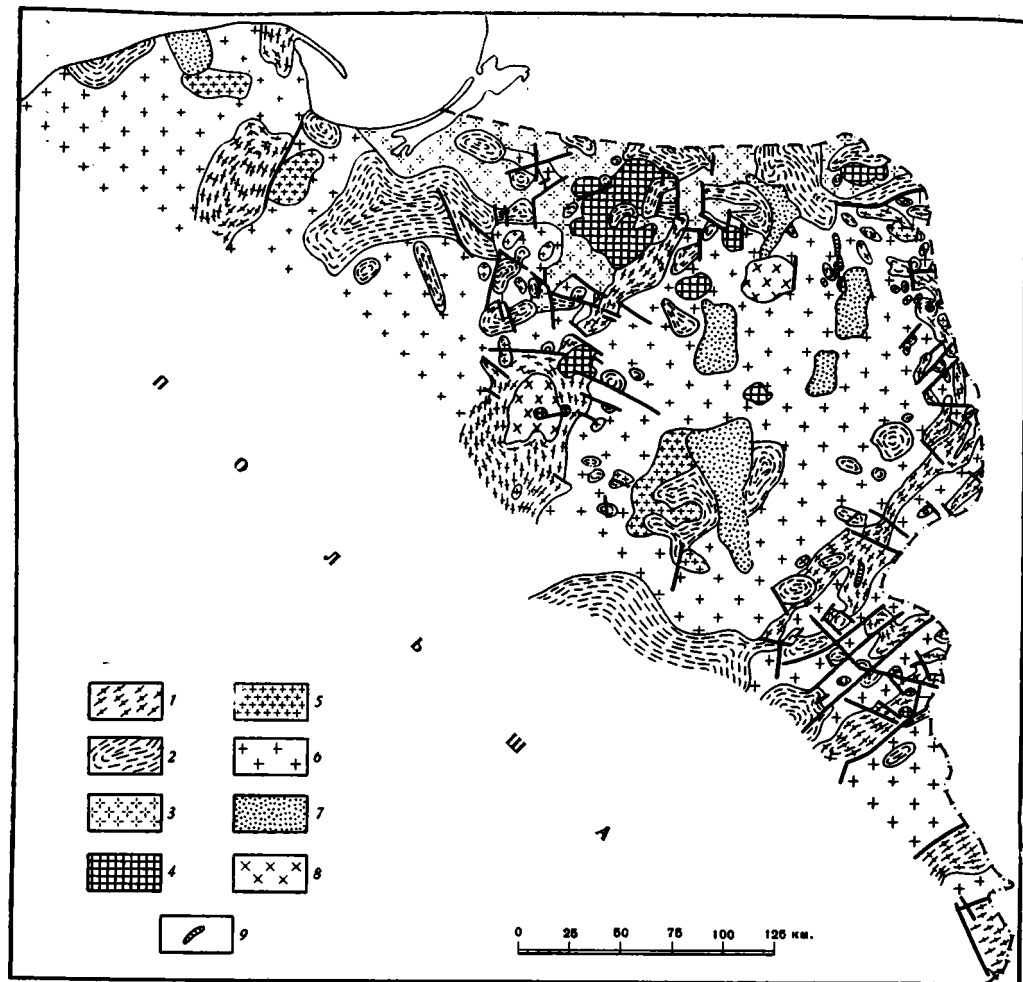


Рис. 3. Петрологическая карта кристаллического фундамента докембрийской платформы в Польше. По К. Карачуну, С. Кубицкому, В. Рыке

1 — мигматиты, гнейсы, гранулиты; 2 — гнейсы, метаморфические сланцы; 3 — порфирировидные гранитоиды; 4 — габбро, нориты, анортозиты; 5 — магматические граниты; 6 — метасоматические гранитоиды; 7 — кварцитовидные сланцы, кварциты; 8 — сиениты; 9 — диабазы

с обильными милонитами и катаклазитами. Продукты динамометаморфизма в зонах тектонических нарушений сравнительно легко подвергались перестройке в течение готской региональной гранитизации и мигматизации. Дифференцированная подвижность отдельных элементов подлясского комплекса усилила пенеппенизацию свекофенно-карельских горных сооружений и содействовала интенсивному развитию дизъюнктивных нарушений и дезинтеграции горных пород вдоль тектонических линий.

Стратиграфия полиметаморфических супракрустальных образований основана на результатах петрографических исследований (Рука, 1964, 1967). Выделены следующие этапы метаморфизма пород: в условиях гранулитовой фации; в условиях полного диапазона амфиболитовой фации; в неглубоких ступенях амфиболитовой фации; самый молодой этап преобразований, который происходил в условиях типичных для высших ступеней фации зеленых сланцев и, кроме того, характеризовался гранитизацией и мигматизацией гнейсов, а также метаморфическим сланцев.

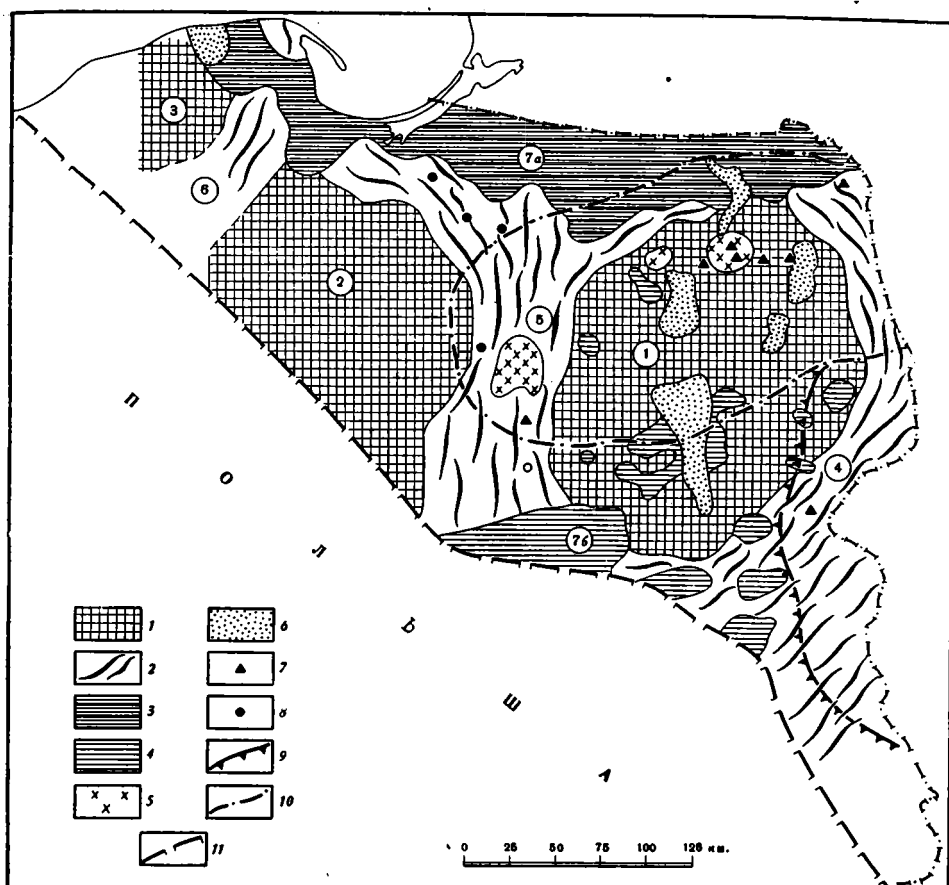


Рис. 4. Тектоническая карта кристаллического фундамента докембрийской платформы в Польше.

1 — досвекофенно-карельские комплексы; 2 — свекофенно-карельские комплексы; 3 — готские интрузивные комплексы; 4 — готские комплексы — метаморфические сланцы на более древнем фундаменте; 5 — субиотийские анорогенные интрузии: щелочно-габбродные, щелочно-ультраосновные и щелочные; 6 — иотийские кварциты и кварцитовидные сланцы; 7 — иотийские жильные породы — порфиры и диабазы; 8 — раннепалеозойские жильные породы; 9 — граница распространения волынской вулканогенной формации венда; 10 — граница области, в которой отсутствует нижний комплекс осадочного чехла; 11 — предполагаемая граница Восточно-Европейской платформы. Цифры в кружках на схеме обозначают: досвекофенно-карельские гранитоидные массивы: 1 — Мазовецкий, 2 — Добжинский, 3 — Поморский; свекофенно-карельские складчатые системы: 4 — Подлясская, 5 — Цехановская; 6 — Кашубская; готские комплексы, 7a — Мазурский интрузивный, 7b — Кампиновский метаморфический

На основании разной степени изменения горных пород, вызванного этими процессами, выделены метаморфические серии, которые затем объединены в структурные комплексы (Рука, 1964; Juskowiak, 1970; Рука, 1970). Эти серии различаются минеральным составом, структурами и текстурами, а также относительной ролью и интенсивностью отдельных этапов метаморфизма, а также степенью гранитизации и мигматизации. На этом основании в подляском комплексе выделены следующие серии метаморфических пород: черноганьчанская, августовская, райгородская, нижняя, войновская, крынковская, наревковская, беловежская, немировская, кшнанская и ганнанская. В цехановском комплексе свекофенно-карелид выделена мронговская серия. Кашубской комплекс пока не расчленен. Перечисленные серии сложены биотитовыми кордие-

Комплексы	Состав комплексов
$Pt_3^2 - Pz_1$ — нижний структурный комплекс осадочного чехла	Нижнепалеозойские дайки порфиров и диабазов Осадочный покров, начиная с венда и кембрия, в Прибугской впадине — с рифея (в центральной части Мазурско-Сувалкского поднятия нижний структурный комплекс осадочного чехла отсутствует) Вендский базальтовый вулканизм на южном склоне Мазурско-Сувалкского поднятия, в Подлясской и Прибугской впадинах и на горсте Славатычей
Pt_3^1 — субиотнийско-иотнийский комплекс	Порфиры и диабазы; кварциты и кварцитовые слюдястые сланцы; анорогенные интрузии: щелочно-габброидные, щелочно-ультраосновные и щелочные
Pt_2 — готский комплекс	Посторогенные жильные гранитоиды и пегматиты, региональная гранитизация, мигматизация и метасоматоз древних серий Регенерация центральных гранитоидных массивов, палингенные реоморфные и анатектические гранитоиды Анортозитово-норитовые интрузии Рапакивиподобные гранитоиды мазурского комплекса Метаморфические сланцы фации зеленых сланцев и низших ступеней амфиболитовой фации кампиносского комплекса: ядовская и заблудовская серии на перекристаллизованном древнем фундаменте, а также верхняя войновская и луковская серии на свекофенно-карельском фундаменте
Pt_1 — свекофенно-карельские комплексы	Синорогенные метаморфические гранитоиды Полиметаморфические серии гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации, а также реликты гранулитовой и роговиковой фации; в подлясском комплексе серии: чарноганьчанская, агустовская, райгородская, нижняя войновская, крынковская, наревковская, беловежская, кшнанская, ганнанская; в цехановском комплексе мронговская серия; кашубский комплекс
A_2 — досвекофенно-карельские комплексы	Полностью регенерированный субстрат гранитоидных массивов, фундамента свекофенно-карелид и готид, представленный комплексами: мазовецким, добжинским и поморским

рит-силлиманит-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, амфиболовыми и пироксеновыми породами, мигматитами и гранито-гнейсами и местами эндербитами, пироксеновыми гранулитами, гранулитами и чарнокитами. Эти породы характеризуются интенсивным смятием в складки с крутыми углами падения на крыльях и интенсивным катаклазом, выраженным милонитизацией и брекчированием.

В подлясском комплексе образования гранулитовой фации сохранились только в районе Мельника—Беловежи и в районе Сейн—Краснополя. В каждом случае совместного залегания образований гранулитовой и роговиковых фаций и образований амфиболитовой фации отмечается совпадение линейных магнитных аномалий и положительных полосовых гравитационных аномалий, которые свидетельствуют о распространении метаморфических структур на большие глубины. Пироксеновые гранулиты, габбро-амфиболиты, лейкогаббро-анортозиты и им подобные породы можно рассматривать как метаморфизованные продукты инициального магматизма. В фундаменте свекофенно-карельских мигматитово-гнейсовых образований, вероятно, находятся рекристаллизованные древние гранитоидные массивы.

Из вышеприведенного следует, что кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы в Польше практически лишен древ-

нейшего докембрия, так как архейский субстрат почти целиком был переработан в свекофенно-карельском и готском циклах.

Готские супракрустальные образования¹, выделенные в качестве кампиносского комплекса, сохранились в виде небольших реликтов на юго-западном склоне Мазурско-Сувалкского поднятия, в Подлясской впадине и на северо-западном склоне горста Славатычей. Их план соответствует простиранию мазурской зоны готид, сложенной порфиروبластовыми гранито-гнейсами и рапакивиподобными гранитоидами, т. е. имеет широтную и субширотную ориентировку, и, следовательно, несогласен с простиранием свекофенно-карельских структур.

Готские супракрустальные комплексы залегают несогласно на более древнем перекристаллизованном основании. Эти породы образовались в ходе одного метаморфического цикла. Они представлены амфиболовыми, биотитовыми и хлоритовыми метаморфическими сланцами фации зеленых сланцев, кварц-альбито-мусковито-биотито-хлоритовой и кварц-андалузит-хлоритовой субфации, а также гнейсами и амфиболитами низших ступеней амфиболитовой фации — андалузит-кордиерито-мусковитовой субфации. Углы падения сланцев и гнейсов, подчеркнутые слоистостью, листоватостью, линейностью и гнейсоватостью, изменяются в пределах от 0 до 90°, но обычно составляют 40—70°. Складки, вероятно, не осложнены дополнительной складчатостью. Степень гранитизации разнообразна — от слабой фельдшпатизации до мигматизации. Распространение готских образований до иотнийской денудации должно быть значительно большим.

Комплекс готских гранитоидов, с которыми связаны сувалкская и кентшинская норитово-анортозитовая макроструктуры, распространен главным образом в фундаменте Балтийской синеклизы. Группа этих пород названа В. Рыкой мазурским комплексом (Рыка, 1964). На геофизических картах, особенно на картах магнитных аномалий, этот комплекс отображается контрастным полем с аномалиями мозаичного типа. Роговообманково-биотитовые венгожевские гранитоиды (граниты и монциты) представляют собой породы крупно- и весьма крупнозернистые, порфировидные, напоминающие граниты рапакиви. Буровыми скважинами здесь вскрыты главным образом гранитоиды беспорядочной текстуры или же гранито-гнейсы, что указывает на то, что ранний метаморфический субстрат, представленный первоначально гнейсами и метаморфическими сланцами, был полностью или почти полностью гомогенизирован в процессе гранитизации. Гранитоиды эти, вероятнее всего, готского возраста, считаются реоморфическими.

С этими гранитоидами ассоциируют две магматические макроструктуры, сложенные породами анортозито-норитового ряда и прорванные жилами посторогенных гранитов и пегматитов.

В кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы ассоциации анортозитов с гранитами рапакиви, или же с рапакивиподобными гранитоидами, представляют закономерное явление и, следовательно, мазурский узел не составляет исключения. Комплексы пород этих узлов считаются готскими, т. е. среднепротерозойскими.

Гранитоидные массивы включают в себя разнообразной формы макроструктуры локально мобилизованных реоморфических гранитоидов, а также анатектические и палингенные гранитоиды. О. Юсковяк считает, что некоторые из них близки житковичским гранитам Белоруссии, а также пержанским, коростенским и осницким волинским гранитам Украины (Juskowiak, 1971). Распространенные в мазовецком комплексе реоморфические, анатектические и палингенные гранитоиды, вероятнее всего, представляют готский магматизм.

Процессы готской гранитизации охватили главным образом породы мазурского комплекса, т. е. рапакивиподобные гранитоиды. В гранитоид-

¹ Возможно, включающие также и позднесвекофенно-карельские образования.

ных массивах эта деятельность проявилась гранитизацией и мигматизацией древнейшего субстрата, но прежде всего перекристаллизацией и регенерацией, а также локальной мобилизацией реоморфических гранитоидов и интрузиями палингенных гранитов, которые локализируются обычно в периферических зонах гранитоидных массивов.

Результаты радиометрических определений свидетельствуют о готской кратонизации, которая затухала более древние структуры. Преобразования, происходившие после готской кратонизации, явились причиной того, что определения абсолютного возраста доюрских горных пород многозначны.

Самыми молодыми продуктами кратонизации являются жильные гранитоиды, пегматиты и микроклиновые аплиты, микрограниты и микрогранодиориты, среди которых О. Юсковяк выделил по крайней мере две возрастные генерации, причем более молодая генерация обнаруживает возраст около 1300 млн. лет (Juskowiak, 1966). Они прорывают все породы супракrustальных комплексов, а также анортозиты, но не затрагивают иотнийские образования.

Иотнийский магматизм был заключительным этапом доюрской тектонической и магматической активизации. Он проявился в виде анорогенных, щелочно-габброидных (Снярдвская сиенитово-габброидная интрузия), щелочно-ультраосновных (Тайновская пироксенитовая интрузия с жилами шонкинитов, фойяитов и карбонатитов) и щелочных интрузий (Элкская и Млавская сиенитовые интрузии). Щелочные интрузии, которые считаются моложе щелочно-габброидных и щелочно-ультраосновных, занимают наибольшие площади среди анорогенных интрузий. Площадь Элкского интрузива в пределах эрозионного среза составляет около 400 км², а Млавского почти 800 км².

Все анорогенные интрузии обнаруживают пространственную связь с эрозионными останцами иотнийских песчаников. Если эти последние осаждались в тектонических грабенах, то связь субиотнийского магматизма с теми же глубинными тектоническими разломами тем более очевидна. Только Млавский сиенит не обнаруживает связи с иотнийскими кварцитами. Однако он прерывает свекофенно-карельские комплексы, рядом с которыми, по-видимому, на жестком фундаменте досвекофенно-карельских комплексов образовались готские тектонические депрессии. Свекофенно-карельские сооружения по сравнению с досвекофенно-карельскими структурами были расположены на более приподнятых участках, что являлось препятствием для накопления в зоне их развития иотнийских кварцитов.

Анорогенную интрузивную деятельность от иотнийского осадконакопления отделяет некоторый отрезок времени, подобно тому как на Балтийском щите анорогенные граниты рапакиви отделены от песчанико-алевролитовых групп Сатакунта и Мухос (Simonen, 1960). Это подтверждается тем, что иотнийские кварциты залегают на пенепленизированной поверхности как анорогенных интрузивов, так и других древнейших комплексов. Гораздо больший интервал времени отделяет эти интрузии от готской региональной гранитизации и мигматизации. Имеющиеся данные указывают на то, что анорогенные габбро, пироксениты и сиениты не затронуты гранитизацией и мигматизацией, а также не прорываются жилами посторогенных готских гранитоидов.

Иотнийский осадочный материал представляет собой молассовую формацию гото-карелид, которая заполнила тектонические грабены и морфологические депрессии. Практически она представляет хорошо сохранившийся самый древний супракrustальный комплекс чехла на гранитизированном фундаменте. Иотнийские породы распространены в виде обособленных полос, а мощность их пока не определена. Они представлены слабометаморфизованными кварцитами, кварцитовидными сланцами и пироксилитово-кварцевыми сланцами.

Констатированные *in situ* участки иотнийских пород, а также присутствие на значительной площади иотнийского кластического материала, позволяет предполагать, что распространение иотнийского комплекса было обширным. Размещение иотнийской молассы не могло быть равномерным, так как она формировалась главным образом в грабенах и депрессиях. В процессе формирования грабенов использовались готские тектонические направления. Готский фундамент был подвергнут весьма интенсивному раздроблению, с чем была связана упомянутая выше субиотнийская анорогенная магматическая деятельность. Раздробленный на горсты и грабены фундамент создал особенно благоприятные условия для накопления иотнийской молассы в депрессиях и тектонических грабенах. Представляется, что преобладающим направлением разломов в готском фундаменте было меридиональное, о чем свидетельствуют контуры эрозионных останцов кварцитов и слюдистых сланцев иотния.

Можно полагать, что и на территории Польши иотнийским субвулканитам должна была сопутствовать оживленная экструзивно-эффузивная деятельность, продукты которой распространены в Скандинавии, например, порфиры Дала, Трисил и Смоланд и их туфы. В Польше они почти полностью срезаны эрозией и сохранились только на северном крыле Балтийской синеклизы в окрестностях Лэбы. Овручские кварциты на Украине, а также песчаники и алевролиты групп Мухос и Сатакунта в Финляндии, вероятно, более древние, чем того же типа моласса группы Даларна и Вёттерн в Швеции и Норвегии. Поэтому и туфы окрестностей Лэбы могут быть моложе кварцитов и кварцитовидных сланцев на Мазурско-Сувалкском поднятии.

До сих пор, однако, нигде не встречены вместе диабазовые и порфировые субвулканиты и осадочные породы иотния, что в значительной степени препятствует установлению точного стратиграфического положения этой формации (Juskowiakowa, Juskowiak, Ryka, 1967). На основании петрохимического сходства с иотнийскими субвулканитами Балтийского щита упомянутые субвулканиты северо-востока Польши считаются иотнийскими. Кроме того, обломки этого материала встречаются вместе с обломками иотнийских кварцитов в отложениях венда. В Скандинавии иотнийские магматические образования также не прорывают осадочных образований верхов докембрия (формации спарагмитовая, Висингсё, варажская, Нексё).

С дизъюнктивной тектоникой гранитизированного фундамента связана дислоцированность иотнийских кварцитов и кварцитовидных слюдистых сланцев. Из упомянутых выше фактов следует, что и в иотнии отмечается очередное оживление тектонической и магматической деятельности.

В итоге, характеризуя роль тектонно-магматической активизации в истории формирования кристаллического фундамента, можно выделить: 1) довендскую активизацию, т. е. субиотнийскую и иотнийскую; 2) вендскую активизацию, представленную продуктами базальтового вулканизма на южном склоне Мазурско-Сувалкского поднятия, в Подляской впадине, на горсте Славатычей и в Прибугской впадине; 3) раннепалеозойскую активизацию, магматизм которой представлен щелочными и основными субвулканитами, которые в виде даек и силлов отмечаются на склонах Мазурско-Сувалкского поднятия и в Балтийской синеклизе.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА

Гранитоидные массивы — Мазовецкий, Добжинский и Поморский по занимаемой площади являются самыми крупными тектоническими единицами кристаллического фундамента (рис. 4). Вокруг них располагаются структуры свекофенно-карельской системы. Субстратом гранитоидных массивов были более древние докембрийские комплексы. В свекофенно-карельской геосинклинали они, вероятнее всего, выполняли роль

центральных массивов, а их краевые части были деформированы. В готском цикле они подвергались регенерации, которая выразилась в гранитизации и мигматизации более древнего субстрата, а также локальной мобилизации реоморфических и анатектических гранитоидов. На этих гранитоидах отложились готские образования, которые затем были метаморфизованы, а в дальнейшем так глубоко срезаны эрозией, что сохранились только в виде изолированных участков.

Вследствие активизации, выразившейся в дизъюнктивной тектонике, на массивах образовались грабены и депрессии, в которых формировалась иотнийская моласса. Зоны разломов использовались субиотнийскими анорогенными щелочно-габбронными, щелочно-ультраосновными и щелочными интрузиями, а также иотнийскими, вендскими и нижнепалеозойскими субвулканитами и вулканитами. Дифференцированная вертикальная подвижность фундамента была также причиной деформаций осадочного чехла большого радиуса.

Свекофенно-карельские метаморфические комплексы. Четко ориентированными структурами кристаллического фундамента являются расположенные между гранитными массивами свекофенно-карельские ветви. Они представлены подляским, цехановским и кашубским комплексами.

В синклинорных структурах свекофенно-карельские комплексы представлены гнейсами и мигматитами, а в антиклинальных (или антиклинорных) структурах — раннеорогенными метаморфическими гранитоидами, которым местами сопутствуют готские палингенные гранитоиды. На сильно выравненных участках гнейсы не прослеживаются на большие глубины и представлены в виде пятен в гранитоидах, что в геофизической картине отражается мозаичным характером аномалий. Свекофенно-карельские комплексы иногда характеризуются обилием палингенных гранитоидов, посторогенных жильных гранитоидов и пегматитов.

Глубокие корни свекофенно-карельского горного сооружения обнаруживаются в центральной части подляского комплекса, который в геофизической картине отображается полосовыми положительными гравитационными аномалиями, иногда со значительными градиентами. Им соответствуют линейные системы магнитных аномалий, среди которых наблюдается отчетливое чередование узких полос сравнительно интенсивных положительных аномалий с зонами ослабленного магнитного поля. Рассматриваемая область подляского комплекса характеризуется наличием нескольких синклинориев низшего порядка, среди которых можно выделить: беловежский, наревковский и крынковский. Они разделяются положительными структурами, периферические зоны которых часто нарушены глубинными разломами, а направление подчиняется общему структурному плану свекофенно-карелид на Подлясье. Эти зоны сложены обычно милонитизированными гранитоидами.

Из петрографического анализа следует, что наревковская и беловежская синклинорные интраструктуры и разделяющая их положительная скуповская структура сложены образованиями глубоких, почти осевых, геосинклинальных зон. Об этом свидетельствует значительное количество таких пород, как пироксеновые гранулиты, эндербиты, чарнокиты, габбро-амфиболиты, лейкогаббро-анортозиты. Они слагают глубоко метаморфизованные доинверсионные вулканогенно-осадочные формации. Всяма характерным является линейное, асимметричное расположение локальных, почти изометричных геофизических аномалий, приуроченных к зонам глубинных разломов, которые, вероятно, являются отображением доорогенных магматических пород.

Эти серии можно считать аналогами метабазитовой серии КМА и Кривого Рога. Они представляют собой базальную формацию метаморфического комплекса (Znosko, 1959). Следы кремнисто-железистой продуктивной формации представлены кварцево-магнетитовыми сланцами,

отмеченными в основании верхней войновской серии в окрестностях Сокулки Крынковский синклинирий почти лишен проявлений доорогенного магматизма. Породы этой зоны, вероятно, образовались в краевой части геосинклинали.

Второй подобным же образом выравненной зоной подлясского комплекса является структура Сейн-Августова. Как это следует из соотношения магнитных и гравитационных аномалий, она разбита серией разломов, по которым ее северная часть опущена и почти полностью скрыта под готской макроструктурой. В фундаменте готских порфиروبластовых биотито-рогообманковых гранито-гнейсов, а равным образом и биотитосиллиманитовых гнейсов чарноганычанской и августовской серий следует ожидать наличие пироксеновых гранулитов и эндербитов.

Третья аналогичная зона свекофенно-карелид подлясского комплекса отмечается в фундаменте горста Славатычей, где констатировано наличие сильно гранитизированных продуктов доорогенного вулканизма.

Породы свекофенно-карельской системы характеризуются интенсивной складчатостью. Исключительная анизотропность структур, сложное смятие и крутые углы падения ($70-90^\circ$) могли быть причиной обновления зон милонитизации, катаклаза и брекчирования. Эти процессы особенно легко происходили в граничных зонах между разными комплексами, а именно между изотропными структурами гранитоидных массивов и анизотропными структурами свекофенно-карельской системы, а также между гнейсовыми интраструктурами и приморогенными гранитоидами и, наконец, внутри гнейсовых структур.

В готском цикле произошло тектоническое оживление свекофенно-карельского фундамента, на котором формировались, а затем были метаморфизованы, супракрустальные образования. Эта специфическая тектоника фундамента постумно тоже содействовала вендской активизации и излиянию базальтов.

Цехановская ветвь свекофенно-карелид вскрыта лишь единичными буровыми скважинами. Значительная глубина залегания кристаллического фундамента является причиной малоотчетливой геофизической картины. По петрографическим данным можно предполагать, что строение цехановской ветви аналогично строению подлясской ветви свекофенно-карелид. Признаки менее интенсивных метаморфических преобразований могут свидетельствовать о сравнительно неглубоком срезе этого комплекса.

В последнее время в восточном Поморье бурением вскрыта кашубская ветвь свекофенно-карелид. Пока установлено, что комплексы горных пород этой ветви, сложенные пироксеновыми гранулитами, чарнокитами и пироксеновыми гнейсами, образовались в более глубокой части геосинклинали.

Готские метаморфические комплексы. В готском цикле продолжалась перестройка кристаллического фундамента, начало которой было положено в свекофенно-карельском цикле. Готские породы, залегающие в южной части Мазурско-Сувальского поднятия на досвекофенно-карельском фундаменте, а в Подлясской впадине и на горсте Славатычей — на свекофенно-карельском фундаменте, представлены метаморфическими сланцами и гнейсами.

В фундаменте Балтийской синеклизы метаморфические сланцы и гнейсы встречаются спорадически. Преобладают порфиروبластовые гранито-гнейсы, рапакивиподобные гранитоиды и анортозиты.

В гранитоидных массивах, переработанных в готском цикле, а также в краевых зонах системы свекофенно-карелид распространены палингенные и анатектические гранитоиды, окаймленные метасоматическими гранитоидами и мигматитами.

Супракрустальные готские образования сформировались в течение одного метаморфического цикла. Они смяты в более простые и более по-

логие складки, чем полиметаморфические образования свекофенно-карелид. В породах, залегающих на свекофенно-карельском фундаменте, сильнее проявились гранитизация, мигматизация, а также милонитизация и брекчирование.

Зона сочленения мазурского комплекса готид и системы свекофенно-карелид, а также центральных гранитоидных массивов на протяжении субиотния и иотния являлась областью тектонической и магматической деятельности. С ней связаны анорогенные щелочно-габброидные, щелочно-ультраосновные и щелочные интрузии. Геодезические наблюдения показали, что и в настоящее время эта зона сравнительно подвижна (Wyzykowski, 1967).

Карело-готский цикл завершается накоплением моласс в грабенах и в депрессиях, сопровождавшимся щелочным магматизмом и вулканизмом. Иотнийские породы распространены в виде изолированных участков, вытянутых в меридиональном направлении и связанных с системой готских дислокаций. Иотнийские кварциты, пробуренные скважинами Острв Мазовецка и Пиш, залегают горизонтально или почти горизонтально, а кварцитовидные сланцы, вскрытые буровыми скважинами Моньки и Забеле наклонены под углом 40—70°. Эти деформации можно объяснить влиянием разломов в более подвижных краевых зонах гранитоидных массивов.

Анализ взаимоотношений фаций и мощностей, а также формационного развития структурных комплексов осадочного чехла свидетельствует о дифференцированных вертикальных движениях кристаллического фундамента докембрийской платформы на протяжении от позднего декабря до настоящего времени (Ryka, 1970; Znosko, 1966, 1970).

Литература

- Бондаренко Б. В. Структурно-вещественные комплексы докембрия Белорусского массива.— Докл. АН БССР, 1970, т. 14, № 8, стр. 746—749.
- Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы восточной Европы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1964, т. 39, № 3, стр. 19—34.
- Czerwiński J. Metamorphic Basement of Devonian at Gościno near Kołobrzeg (West Pomerania).— Kwart. geol., 1967, t. 11, No. 3, p. 693—696.
- Juskowiak O. Utwory żyłowe w podłożu krystalicznym północno-wschodniej Polski.— Kwart. geol., 1966, t. 10, No. 4, p. 1103—1104.
- Juskowiak O. Plutonic rocks of north-eastern Poland.— Biul. Inst. geol., 1971, t. 245, p. 7—163.
- Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Jotnian in north-eastern Poland.— Biul. Inst. geol., 1967, t. 197, p. 23—66.
- Juskowiak O. Występowanie metamorficznych utworów prekambryjskich — Platforma wschodnio-europejska; in Geologia i surowce mineralne Polski.— Biul. Inst. geol., 1970, t. 251, p. 158—167.
- Małoszewski S. Głębokie podłoże północno-wschodniej Polski w świetle geofizyki.— Geol. i geoefis. naft., 1965, No. 8—9, 261—276.
- Ryka W. On structure and stratigraphy of crystalline basement in North-Eastern Poland.— Kwart. geol. 1964, t. 8, No. 1, p. 42—59.
- Ryka W. The structure and petrographical composition of the crystalline basement in the region of Białowieża-Białystok.— Biul. Inst. geol., 1967, t. 207, p. 7—65.
- Ryka W. Development of the crystalline basement of North-Eastern Poland. Selected problems of Upper Mantle investigations in Poland.— Materiały i Prace, 1970, t. 34, p. 97—106.
- Simonen A. Pre-Quaternary rocks in Finland.— Bull. Commiss. geol. Finlande, 1960, No. 191.
- Wyzykowski T. Geodetical elaboration of a map of recent vertical movements of the surface of the Earth, a Crust on the area of Poland. Selected problems of Upper Mantle investigations in Poland.— Materiały i Prace, 1967, t. 14, p. 67—75.
- Znosko J. Some remarks on geological structure and on iron ore deposits of Krivoy Rog and the Kursk magnetic anomaly.— Przegl. geol., 1959, t. 7, No. 3, p. 105—111.
- Znosko J. Opinions sur l'étendue des Caledonides en Europe.— Kwart. geol., 1964, t. 8, No. 4, p. 697—720.
- Znosko J. The problems of Caledonides and the border of Pre-Cambrian platform in Poland.— Biul. Inst. geol., 1965, t. 188, p. 5—72.
- Znosko J. Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe.— Kwart. geol., 1966, t. 10, No. 3, 646—665.
- Znosko J. Geologia Kujaw i Wschodniej Wielkopolski — Inst. Geol. Przewodnik XLI Zjazdu PTG — Konin, 1969, p. 5—48.
- Znosko J. Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy; in Geologia i surowce mineralne Polski.— Biul. Inst. geol., 1970, t. 252, p. 45—70.

УДК 551.242.5+551.72(477+470.2)

Н. П. СЕМЕНЕНКО

СОПОСТАВЛЕНИЕ ДОКЕМБРИЯ ФУНДАМЕНТА УКРАИНЫ И БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В истории развития докембрия фундамента Украины выделяется пять мегациклов стабилизации платформ и заложения геосинклинальных складчатых систем. Днепровская платформа сложена складчатыми системами докембрия I возрастом 2700—3500 млн. лет (аналог кольской серии). На Украине к 2000 млн. лет были сформированы две платформы. Со структурными ярусами докембрия II Украины (2000—2700 млн. лет) сопоставимы структурные ярусы, сложенные лопием Карельской зоны и сериями беломорид возрастом до 2600 млн. лет. Украинский и Балтийский щиты стабилизируются в основном к 1700—1650 млн. лет, завершающими являются складчатые серии возрастом 1650—2000 млн. лет. Ингулецко-Криворожская складчатость Украинского щита сопоставляется с свекофенидами Швеции, сумием и ятулием Карельской зоны. Овручско-Волинская складчатость сопоставлена с готидами Балтийского щита. Они сформированы в отрезке времени 1200—1700 млн. лет и завершают стабилизацию Восточно-Европейской платформы. Галицийская складчатость окаймляет Украинский щит. Выделяется черноморский цикл возрастом 700—1200 млн. лет, который сопоставляется с дальсландием Балтийского щита, и раховский цикл возрастом 550—700 млн. лет.

В результате геологических экскурсий, дискуссий и интересных докладов преставителей различных школ нам представилась возможность сопоставить в свете новых уточненных данных историю формирования структурных ярусов докембрия Украины и Балтийского щита.

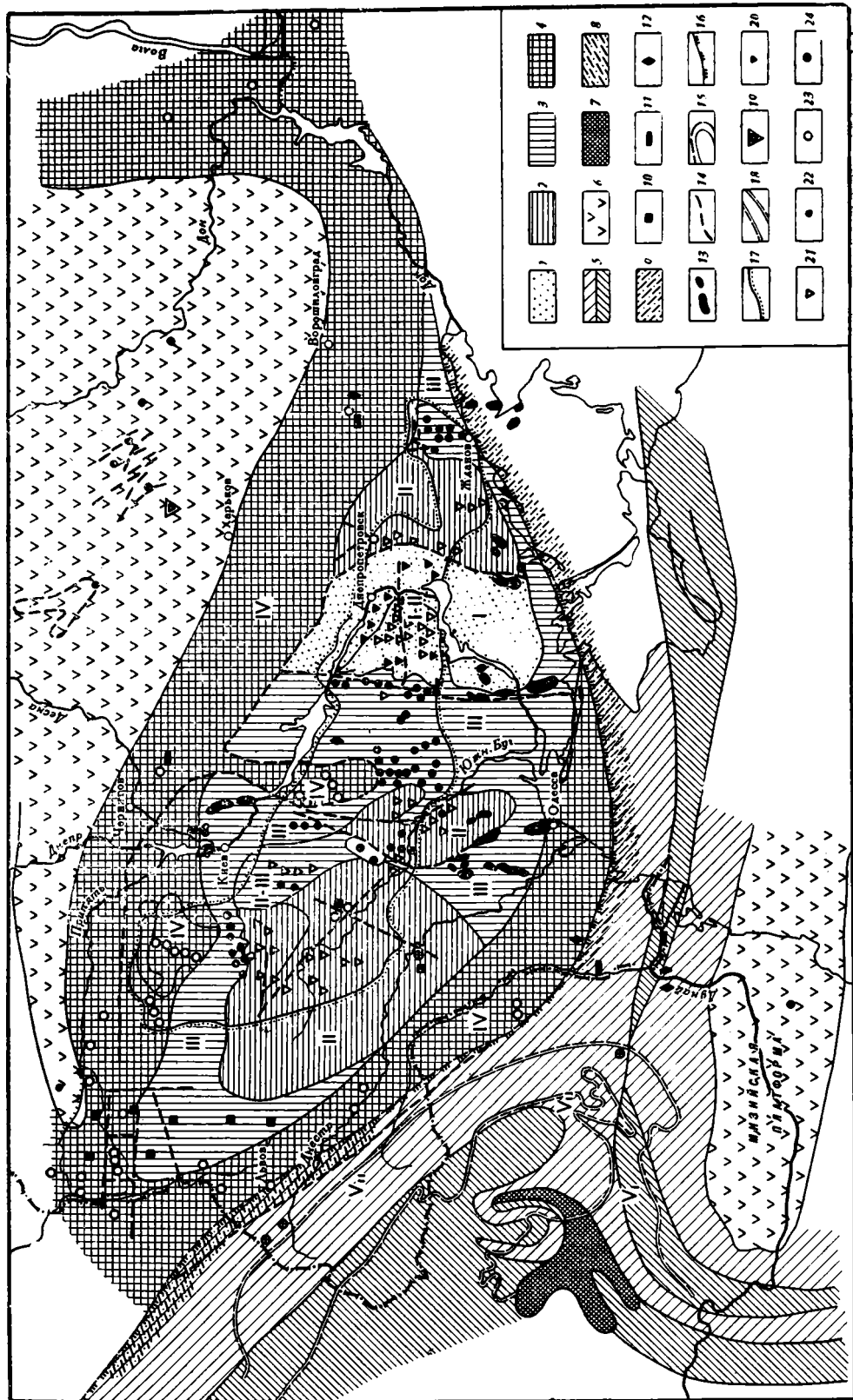
В составе фундамента территории Украины выделяется древнейшая Днепровская платформа, которая стабилизировалась к 2700 млн. лет. Она сложена структурными складчатыми ярусами, сформированными в течение докембрия I, в отрезке времени 2700—3500 млн. лет (рисунки).

В составе этих древних структурных ярусов выделяются конкская, белозерская и аульская серии метаморфических осадочно-вулканогенных формаций. Они сложены типичными геосинклинальными образованиями, представленными основными, ультраосновными и кислыми эффузивными толщами, терригенными глинисто-песчано-туфовыми отложениями и хемогенными железисто-кремнистыми образованиями.

В пределах необращенного Конкско-Белозерского синклиория они сохраняются в виде метаморфических сланцев и роговиков, только по краям зоны перерабатываются гранитами и переходят в гнейсовые ступени метаморфизма.

Древнейшие возрасты этих образований обоснованы обширными определениями свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами по роговым обманкам.

Эти структурные ярусы имели более широкое развитие и за пределами выделяемой платформы, где они были переработаны более молодыми подвижными зонами, и выступают в виде блоков среди более молодых образований, как например, блок Демуринского антиклинория и Стульневская зона возрастом 3000—2850 млн. лет.



1 — докембрий — I, 2 — докембрий — II; 3 — докембрий — III; 4 — докембрий — IV, 5 — докембрий — V; 6 — нерасчлененный докембрий древнее 1700 млн. лет; 7 — герциниды; 8 — каледонский метаморфизм; 9 — герцинский метаморфизм; 10 — рифейско-нижнепалеозойский вулканизм; 11 — герцинский метаморфизм, наложенный на докембрий V 3200—2300 млн. лет; 12 — мезозойский вулканизм; 13 — интенсивные магнитные аномалии, вызванные глубокозалегающими железистыми породами; 14 — тектонические разрывные нарушения; 15 — структурные линии района курской серии; 16 — граница Восточно-Европейской платформы; 17 — граница выходов пород Украинского щита; 18 — контуры карпатско-альпийской складчатости Горного Крыма; 19 — обоянская серия. Точки определения абсолютного возраста; 20 — 2500—2700 млн. лет; 21 — 2700—2000 млн. лет; 22 — 2000—1700 млн. лет; 23 — 1700—1200 млн. лет; 24 — 1200—550: V_I — 1200—70 млн. лет, V_{II} — 700—550 млн. лет

Следует отметить, что на всей территории Восточно-Европейской платформы пока нигде еще не встречены столь древние структурные ярусы докембрия I, кроме Кольского полуострова, где они представлены кольской серией возрастом до 3000—3400 млн. лет. А. А. Полкановым выделялся катархей и саамиды как древнейшие образования Кольского полуострова и выше, как более молодые структурные этажи выделялись беломориды, а еще выше — карелиды.

В последние годы, как видно из докладов на этом совещании кольская серия, саамиды и беломориды сопоставляются в один нижний структурный ярус возрастом древнее 2700 млн. лет.

Как видно из доклада С. Лобач-Жученко на этой дискуссии по самым последним данным для собственно беломорид не имеется геохронологических определений древнее 2600 млн. лет.

Поэтому докембрий I Украины можно уверенно сопоставлять только с кольской серии Балтийского щита.

На территории Украины во времени 2000 млн. лет стабилизируются две крупные платформы — Западная Бужско-Подольская и Днепровско-Западно-Приазовская.

Бужско-Подольская платформа сложена структурными ярусами, сформированными в докембрии II в отрезке времени 2000—2700 млн. лет, Днепровско-Западно-Приазовская платформа сложена структурными ярусами докембрия I и докембрия II возрастом от 2000 до 3500 млн. лет и образована за счет причленения к Днепровской платформе стабилизирующихся структурных ярусов, сформированных в докембрии II, а именно: Базавлукского синклиория с запада и Орехово-Павлоградского и Корсакского синклиориев с востока.

Структурные ярусы докембрия II Украины возрастом 2000—2700 млн. лет сопоставимы со структурными ярусами, сложенными лопием Карельской зоны, для которых установлены возрасты в пределах 2000—2350 млн. лет, и связанными с репелским орогенезом, и сопоставимы с той частью беломорид, которая сформировалась в отрезке времени 2000—2700 млн. лет. Эти переработанные ярусы беломорид, вероятно, выступают и в фундаменте зон карелид.

К концу докембрия III (1700 млн. лет) стабилизируется основная часть Украинского щита. В отрезке времени 1700—2000 млн. лет между платформами, сложенными докембрием I и II, формируются складчатые ярусы Ингулецко-Криворожского складчатого пояса, сложенные ингулецкой и криворожской сериями, к западу от него проходит формирование Ананьевско-Тикичко-Трахтомировской складчатой зоны, которая раздробляет и отчленяет блок Ташлыкского синклиория, и перерабатывает структурные ярусы докембрия II Бужско-Подольского пояса.

С севера Бужско-Подольская платформа окаймляется Тетерово-Случской складчатой зоной, сформированной в отрезке времени 1700—2000 млн. лет и сложенной тетеревской, кочеровской и городницкой

сериями метаморфических пород и интрузиями, житомирских и коростышевских гранитов.

На востоке, в Приазовской части Украины, формируется складчатый пояс докембрия III.

Структурные ярусы докембрия III Украины сопоставимы с свекофенидами на территории Швеции и Финляндии и сумием, сариолием и ятулием на территории Карелии, сформированными в отрезке времени 1650—2000 млн. лет.

Ю. П. Лазарев сопоставляет сумий Карельской зоны с свекофенидами Финляндии и Швеции и связывает формирование этого структурного яруса с селецким орогенезом.

Таким образом, Балтийский и Украинский щит на основной территории стабилизируются по времени 1700—1650 млн. лет.

Карельская складчатая зона в Балтийском щите выступает как промежуточная зона между свекофенидами, развитыми на территории Швеции и Финляндии, и беломоридами, переработанными в фундаменте зоны карелид. Поэтому ятулий здесь, очевидно, выступает в подвижной складчатой зоне промежуточной тектонической активности, лишенной интенсивной переработки гранитами, которые, однако, широко развиты в зонах, простирающихся на территорию Финляндии.

Нам представляется, что нет оснований для ликвидации на Балтийском щите возрастной границы докембрия III (2000 млн. лет) и выделения единых карелид в отрезке времени 1650—2700 млн. лет. Исследователями Балтийского щита совершенно четко устанавливается, что складчатые структурные ярусы, сложенные сумием, сопоставляются ими со свекофенидами, сформированными селецким орогенезом возрастом 1900—2000 млн. лет и отделенными несогласием от нижних структурных ярусов, представленных лопием и сформированных в складчатую систему более древним репельским орогенезом в отрезке времени 2000—2350 млн. лет.

В северо-западной части Украинского щита на поверхность выступают структурные ярусы Овручско-Волынской складчатости, сформированные в отрезке времени 1200—1700 (1650) млн. лет и сложенные осницкой, пугачевской, сушанской, збраньковской и овручской осадочными вулканогенными сериями и осницкими, коростенскими и пержанскими гранитами, мигматитами и массивами габбро. Этот складчатый пояс прослеживается в субширотном направлении под Днепровско-Донецкой впадиной и выходит на Волгу, залегая между Украинским и Воронежским щитами и окаймляя складчатой зоной, сложенной воронцовской серией, с северо-востока Воронежский щит. Для воронцовской серии нами по роговой обманке и гидрослюдам из метаморфических сланцев установлен возраст 1300—1600 млн. лет. По северному краю Украинского щита выступают в краевой части зоны Корсунь-Новомиргородский, Терсянский, Екатериновский и Октябрьский интрузивы возрастом 1600—1700 млн. лет. Эта же складчатая зона окаймляет Украинский щит и с юго-запада по краю платформы. Образования возрастом 1200—1650 млн. лет широко развиты на территории Белоруссии и в Прибалтике (Калининград, Брест и др.), а на территории Польши, по данным Зноско, смыкаются с готидами юго-запада Балтийского щита в Швеции возрастом 1300—1650 млн. лет.

Считая, что верхней возрастной границей свекофенид и карелид должен быть принят рубеж 1650 млн. лет, порфиры, установленные в районы Кируны (данные Бэриксона) и имеющие возраст 1500 млн. лет, должны сопоставляться уже с докембрием IV — готидами. Нам кажется правильным выделение готской складчатости (готиды I и II), сопоставляемой с овручско-волынской складчатостью. Еще в 1960 г., впервые в АН УССР, был определен возраст готских образований Швеции 1300—1400 млн. лет.

На территории Восточно-Европейской платформы, на Русской плите, эти образования овручско-волынское времени представляют, по данным геохронологических исследований, обширные минерализованные складчатые пояса, окаймляющие Балтийский, Воронежский, Приволжский и Приуральский щиты, стабилизировавшиеся в возрасте 1700 млн. лет. В целом же Восточно-Европейская платформа стабилизировалась ко времени 1200 млн. лет.

На карте Восточно-Европейской платформы, представленной Р. Гафаром, вопреки обширным геохронологическим данным, эти пояса с возрастом минерализации 1200—1700 млн. лет показаны как карельские, местами и наиболее древние образования. Кроме того, на этой карте показаны обширные области развития беломорид возрастом древнее 2700 млн. лет. Между тем на всей закрытой территории Восточно-Европейской платформы пока еще не установлены нигде породы древнее 2500 млн. лет.

Образования докембрия II возрастом 2000—2500 млн. лет пользуются незначительным территориальным развитием. К ним на Воронежском щите относится обоянская серия.

Складчатые системы докембрия V возрастом 550—1200 млн. лет окаймляют Украинский щит с запада и юго-запада, выступая в фундаменте Карпат и Крыма. Они представлены галицийской складчатостью, где выделяются черноморский (раннегалицийский цикл) возрастом 700—1200 млн. лет и раховский (позднегалицийский цикл) возрастом 550—700 млн. лет. На карте развития этих поясов складчатости на территории Румынии показаны по данным международной карты метаморфитов (Джушка и др., 1968).

Черноморский цикл сопоставим с дальсландием юго-западной окраины Швеции.

В платформенном чехле, залегающем на кристаллическом фундаменте Украины, установлены вулканогенные образования возрастом до 900 млн. лет в основании полесской серии. Выявлены также синхронные по возрасту раховскому циклу излияния платформенных базальтов возрастом 630—700 млн. лет. На Русской плите, в Пачелмской впадине, установлены базальты возрастом 1150 млн. лет.

Эти движения платформенных этапов унаследуют направления структур завершающей овручско-волынской складчатости; по ним формируются разломы и авлакогены — Днепровско-Донецкой, Пачелмской и других впадин.

Вулканические излияния, их аппараты и синхронные им расколы установлены на Украине возрастом 500 млн. лет в кембрии, 380 млн. лет в силуре, 300 млн. лет в девоне, 230 млн. лет в пермо-триасе и 170—190 млн. лет в юре. Эти проявления вулканической активности на платформе отражают движения, проходившие в складчатых подвижных зонах фанерозоя, формировавшихся на зонах галицийской складчатости, породы которой залегают в их основании по периферии Восточно-Европейской платформы.

Румынские геологи (Джушко и др., 1969) считают, что край Восточно-Европейской платформы был границей развития континентальной коры до 1200 млн. лет, и формирование ярусов галицийской складчатости проходило на океанической коре. Этим, в известной мере, и объясняется также тонкая кора на территории Венгрии.

Мы не можем безоговорочно присоединиться к этой точке зрения, так как в Мизийской платформе и в Шотландии наблюдаются более древние структурные ярусы докембрия.

Предлагаемая схема сопоставления истории развития докембрия фундамента Украины на протяжении пяти мегациклов, близкая к схеме А. Полканова и Н. Магнусона для Балтийского щита, может оказаться полезной для понимания сложности проблем, стоящих перед

исследователями Восточно-Европейской платформы, и для преодоления принципиальных различий во взглядах на докембрийскую историю земной коры. К таким принципиальным вопросам относится проблема овручско-волынско-готского времени (1200—1700 млн. лет), так как многие исследователи считают, что в этот период на всей территории платформы отсутствовали и подвижные геосинклинальные зоны. Вторым крупным вопросом является глобальная возрастная граница — 2000 млн. лет и выделение докембрия III возрастом 1700—2000 млн. лет.

Литература

- Путеводитель геологической экскурсии по Карелии. К международной конференции по тектонике докембрия восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1971.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология докембрия Балтийского щита. XXI сес. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Гафаров Р. Л. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 1.
- Джужика Д. и др. Sequence of tectonomagnetic Pre-Alpine cycles on the territory of Romania.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung., t. 13, 1969. (9-th congress of the Carpatho-Balkan Geol. Assoc., t. 1.—Relationship between metamorphism and tectonics in the CBD area).

Институт геохимии и
физики минералов АН УССР

Статья поступила
14 октября 1971 г.

УДК 551.242.31 (574 + 575)

Ю. А. ЗАЙЦЕВ

ОБ ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СОДЕРЖАНИИ «ПЕРЕХОДНОГО» ЭТАПА НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Предпринята попытка раскрыть историко-геологическую сущность «переходного» («промежуточного») структурного этажа, занимающего положение между собственно геосинклинальными складчатыми комплексами и горизонтально лежащим платформенным чехлом. К «переходному» структурному этажу в разных регионах относят образования орогенной или заключительной стадии геосинклинального этапа, квазиплатформенного эпикаледонского этапа, варисийских многогеосинклиналей, возникших в связи с глыбовой переработкой каледонского складчатого фундамента, и, наконец, начальной (юной) стадии развития эпипалеозойских платформ. Автор предлагает отказаться от этого термина вследствие его неопределенности и эклектичности.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Рассматривая строение молодых эпипалеозойских платформ Казахстана и Средней Азии, приходится обособлять структурный этаж, занимающий положение между типичным складчатым фундаментом, сформировавшимся в течение собственно геосинклинального этапа в развитии палеозойд, и эпипалеозойским платформенным чехлом. В историко-геологическом аспекте времени формирования «переходного» или «промежуточного» этажа, как считает ряд геологов, соответствует определенная стадия или самостоятельный этап в развитии фундамента молодых платформ.

Термины «переходный» (Крылов, Дитмар, Летавин, 1964) или «промежуточный» этап (Борисов, 1967, и др.) получили в последнее время весьма широкое распространение, особенно у геофизиков и геологов-нефтяников («Геологическое строение и нефтегазоносность...», 1970, и др.). В построениях геофизиков «промежуточный» или «переходный» структурный этап отвечает комплексам, находящимся между собственно складчатым геосинклинальным структурным этажом и горизонтально лежащим платформенным чехлом.

На необходимость обособления самостоятельного этапа развития палеозойд, отличающегося как от собственно геосинклинального, так и платформенного, на примерах Казахстана, Средней Азии и Урала неоднократно указывалось ранее. Этот этап именовали по-разному: полу-платформенным (Сапожников, 1948), остаточного-геосинклинальным (Пейве, Сеницын, 1950), парагеосинклинальным (Белоусов, 1954), орогенным (Богданов, 1954, 1959; Херасков, 1963; Моссаковский, 1965) и квазиплатформенным (Зайцев, Кабанов, 1966). Во всех случаях в качестве наиболее ясного тектонотипа рассматривался Центральный Казахстан и близкие ему по развитию регионы в течение варисийской тектонической эпохи.

Понятия «промежуточный» и «переходный» этапы, как можно судить по приводимым примерам в известных публикациях (Крылов, Дитмар, Летавин, 1964; «Геологическое строение и нефтегазоносность...», 1970,

и др.), являются значительно более широкими и менее определенными. Они включают не только поздние этапы развития палеозойд, но также начальные стадии формирования платформенного чехла. На современной стадии изучения рассматриваемой проблемы, как представляется, совершенно недостаточно констатировать существование «промежуточного» структурного этажа и соответствующего ему этапа развития. Необходимо установление его историко-геологической сущности. Заметим, кстати, что предложенные термины — «переходный», «промежуточный» этапы, с нашей точки зрения являются неудачными, так как не несут определенного историко-геологического содержания.

В пределах эпипалеозойских молодых платформ Казахстана и Средней Азии, как к настоящему времени установлено работами многих геологов, могут быть выделены области варисцийской и каледонской складчатостей. Наиболее последовательно представления о разделении Урало-Алтайских палеозойд на области варисцийской и каледонской складчатостей на примерах Центрального Казахстана и Тянь-Шаня, где фундамент молодых платформ выведен на дневную поверхность, развивались А. Д. Архангельским (1947), А. А. Богдановым (1954, 1959, 1965), Е. Д. Шлыгиным (1949, 1957) и некоторыми другими геологами, выделившими обширный Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив.

Области каледонской складчатости включают древние докембрийские ядра, выступающие в осевых частях наиболее крупных антиклинорий (например, Кокчетавского и Улутаувского в Центральном Казахстане), а также отдельные крупные массивы, являвшиеся в течение каледонской эпохи устойчивыми геоантиклинальными зонами. Подобные массивы устанавливаются по геофизическим и палеотектоническим данным (например, Тургайско-Сырдаринский). В варисцийской эпохе эти массивы вместе с обрамляющими их собственно каледонскими складчатыми поясами представляли собой единое целое и должны рассматриваться в составе фундамента эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива.

Таким образом, в фундаменте молодых платформ в северной части Туранской плиты, Тургайской синеклизы, в пределах Казахстанского щита, также прилежащих частей Западно-Сибирской плиты целесообразно выделять области варисцийской и каледонской складчатостей. В отдельных частях Казахстанско-Тяньшаньских палеозойд, если основываться лишь на структурных признаках (проявление складчатостей), такое разделение будет неоднозначным вследствие интенсивной варисцийской складчатой переработки каледонид. Если же опираться на сумму историко-геологических и историко-тектонических признаков (формационный анализ, наличие каледонского несогласия, анализ интенсивности вертикальных движений, их градиентов и планов), а также структурных данных разделение палеозойд на варисцийские и каледонские области возможно в пределах всей Урало-Алтайской складчатой области.

Возвращаясь к рассмотрению историко-геологического содержания так называемого «переходного» этапа, следует прежде всего подчеркнуть его принципиально различный смысл в областях каледонской и варисцийской складчатостей. Можно утверждать, что в большинстве случаев к «переходному этажу» относятся совершенно разные в историко-геологическом отношении комплексы.

ОБЛАСТИ КАЛЕДОНСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Как известно, в каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня четко обособляется структурный этаж, сложенный толщами среднего и верхнего палеозоя. Он залегает резко несогласно на типичных геосинклинальных комплексах, слагающих складчатый фундамент каледонид, и

перекрывается мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом. По представлениям Н. А. Крылова, В. И. Дитмара и А. И. Летавина (1964) и др., этот структурный этаж сформировался в течение «переходного» этапа развития каледонид.

Рассматриваемый структурный этаж состоит из трех частей. Его нижняя часть обычно сложена терригенными и вулканогенно-терригенными толщами среднего и чаще верхнего девона, средняя часть — карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями фаменского яруса и нижнего карбона, верхняя — образована красноцветными пестроцветными, отчасти соленосными молассами верхнего палеозоя.

Типичными структурными элементами варисцийского этажа в пределах области каледонской складчатости Казахстана и Тянь-Шаня являются позднепалеозойские внутренние впадины с сокращенным разрезом среднего палеозоя и сопряженные с ними обширные поднятия (например, Кокчетавское).

Варисцийская складчатость в пределах Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского массива органически не связана с его предшествующим варисцийским развитием. Она сечет различные структурно-фациальные зоны среднего и позднего палеозоя (прогибы и поднятия), иногда даже поперек их простирания (Зайцев, 1961). Будучи резко наложенной, она является отголоском движений, охвативших соседние варисцийские геосинклинальные области. Таким образом, проявление складчатости само по себе еще не является признаком геосинклинального состояния, хотя для геосинклиналей в момент их замыкания и орогенеза складчатость обязательна.

Как отмечалось нами ранее (Зайцев, Кабанов, 1966), в пределах внутренних впадин и отдельных поднятий внутри эпикаледонского массива разрез среднего палеозоя редуцирован за счет выпадения или значительного сокращения мощности красноцветных девонских отложений. Незначительной мощностью также обладает карбонатная формация, несмотря на то, что она слагает здесь большую часть разреза среднего палеозоя.

Карбонатная и сопутствующие ей формации чрезвычайно широко распространены — от Северного Казахстана до Срединного Тянь-Шаня (рис. 1). Она известна в пределах всего эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива — под платформенным чехлом Тургайского прогиба к востоку от Центрально-Тургайского глубинного разлома, выстилает днище Тенизской и Джезказганской впадин, устанавливается по данным бурения по окраинам Сырдарьинского массива. Карбонатная формация уходит далеко за пределы эпикаледонского массива в окраинные части смежных варисцийских геосинклиналей или же областей развития, близкого к геосинклинальному (рис. 1). Распространена она в пределах варисцийской геосинклинали Урала, Южного Тянь-Шаня и продолжения его в Кызылкумы (Пятков и др., 1967). Известна карбонатная формация в окраинных частях варисцид в Центральном Казахстане — Западно-Балхашском синклинории, Актау-Моинтинском и Чингизском антиклинориях. Названные зоны, по Е. Д. и А. Е. Шлыгиным (1964), принадлежат «области неустойчивой каледонской консолидации», по А. А. Богданову (1959, 1965), первая из них относится к краевому вулканическому поясу, являющемуся окраинной зоной варисцид. Значительными мощностями карбонатная формация обладает в пределах варисцийских прогибов Сарысу-Тенизского водораздела и Большого Каратау. Особенности ее строения внутри варисцийских геосинклиналей и близких им по своему развитию зон будут рассмотрены несколько позже.

Возрастной диапазон карбонатной формации — от фаменского до намюрского века включительно. В своих верхах (в различных регионах на разных уровнях — от верхней половины нижнего визе до верхов намюра) она насыщается обломочными породами — песчаниками, алевро-

литами и часто замещается по латерали известняково-терригенной формацией. Последняя в свою очередь вверх по разрезу сменяется в большинстве районов постепенно пестроцветной позднепалеозойской молассой.



Рис. 1. Схема распространения карбонатной формации позднедевонского — раннекаменноугольного возраста.

1 — карбонатная формация малой мощности (600—1000 м), характерная для Казахстанско-Тяньшаньского срединного эпикаледонского массива, частично девонского вулканического краевого пояса и геосинклинальных зон варисцид; 2 — карбонатная формация значительных (до 3500—4000 м) мощностей и больших градиентов последних; 3 — относительно глубоководные кремнисто-глинистые образования в фаменском и турнейском ярусах; 4 — одновозрастная красноцветная континентальная формация, распространенная на эпикаледонском срединном массиве; 5 — одновозрастные вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации в Джунгаро-Балхашской и Иртышско-Зайсанской геосинклиналях; 6 — ограничения Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива.

На схеме индексами указан возрастной диапазон карбонатной формации. Многосинклинальные структурно-фациальные зоны: С.-Т. — Сарысу-Тенизская; Б. К. — Большого Каратау

Также не остается на одном стратиграфическом уровне и нижняя граница карбонатной формации. Местами в наиболее полных разрезах она отвечает низам фаменского яруса (Сарысу-Тенизский водораздел, Большой Каратау). В сокращенных разрезах мощностью в 800—900 м, ее основание соответствует различным горизонтам турнейского яруса. При этом карбонатная формация частично (на уровне фаменского яруса и низов турне) по латерали замещается доломитовой соленосной и красноцветной терригенной (Зайцев, Кабанов, 1966; Зайцев и др., 1967).

Как было показано нами ранее, типичная карбонатная формация

в пределах каледонид обладает наименьшими мощностями при максимальной длительности накопления (в Тенизской и Джезказганской внутренних впадинах, а также в непосредственно окружающих впадины поднятиях — Кокчетавском, Карсакпайском, Чуйском, Малокаратауском и др.). Если следовать в оценке историко-геологического значения эпохи накопления карбонатной формации широко принятому подходу, суммированному в совместной работе А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. Е. Хайна (1964), то следует признать карбонатную формацию в пределах перечисленных регионов платформенным образованием. На обширных пространствах внутренних впадин¹ и прилежащих к ним поднятий для карбонатной формации характерны: 1) чрезвычайное литологическое однообразие при значительной роли органогенных мелководных известняков; 2) выдержанные мощности (650—1000 м), малые градиенты последних; 3) отсутствие линейных планов в распределении вертикальных движений во время накопления формации; 4) обычное трансгрессивное залегание на каледонском фундаменте и более древних комплексах; лишь в отдельных местах (преимущественно при приближении к варисцийским геосинклинальным областям) карбонатная формация подстилается красноцветными и пестроцветной толщами, местами вулканогенными, имеющими молассовый облик; 5) отсутствие вулканических проявлений.

Общая тектоническая обстановка накопления известняковой формации во внутренних впадинах, как нам представляется, тождественна тектоническому режиму в пределах плит платформ.

Как известно, карбонатная формация в своих верхах замещается карбонатно-терригенной, принадлежащей верхней половине визе и намюру. Это замещение сопровождается одновременным увеличением мощности соответствующих толщ. Анализируя пространственные соотношения карбонатной и карбонатно-терригенной формаций, можно установить, что отмеченное замещение происходит при приближении к областям соседних варисцид. При этом источником обломочного материала являлись поднятия в варисцийских областях. Кстати сказать, первый ощутимый привнос обломочного материала отмечается во второй половине раннего — в среднем визе (эпоху накопления ишимского и яговкинского горизонтов). Именно на это время в Джунгаро-Балхашской варисцийской геосинклинали приходятся саурские складчатые движения (Афоничев, 1960). Таким образом, обломочный материал в карбонатно-песчанниковой формации для зоны типичных каледонид является аллохтонным, подобно тому как это имеет место для позднепалеозойских моласс.

Как уже подчеркивалось выше, для большей части каледонид карбонатная формация обладает всеми чертами платформенного накопления. Учитывая эти особенности, нами (Зайцев, Кабанов, 1966) предлагалось рассматривать варисцийское состояние каледонид как квазиплатформенный этап развития (подобный платформенному). Позднварисцийская складчатость и, как показано ниже, позднепалеозойские молассы были порождены орогенезом, охватившим соседние варисцийские геосинклинали. Молассы перекрыли карбонатную и карбонатно-терригенные формации на большей части Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива, распространяясь на соседние площади каледонид, подобно тому как они перемещались и к западу на тело докембрийской Восточно-Европейской платформы.

Следуя этому подходу, в каледонской зоне карбонатную и карбонатно-терригенную формации логично рассматривать вместе с позднепале-

¹ Наше предположение (Зайцев, Кабанов, 1966) о малых мощностях карбонатной формации в центральных и южных частях Джезказганской впадины было подтверждено в последние годы глубоким бурением — известняки нижнего карбона, имеющие в основании маломощный горизонт (50—100 м) красноцветных песчаников, залегают на метаморфических толщах докембрия и имеют мощность в 650—800 м.

озойскими молассами в составе квазиплатформенного чехла. Следует подчеркнуть, что квазиплатформенный этап в пределах каледонид является самостоятельным противопоставляемым предшествующему геосинклинальному и последующему платформенному. Этим квазиплатформенный этап отличается от орогенной стадии варисцид, обусловленной и тесно связанной с предшествующим геосинклинальным развитием.

ОБЛАСТИ ТИПИЧНОЙ ВАРИСЦИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВАРИСЦИЙСКИХ МОЛАСС

В варисцидах «переходный» структурный этаж сложен практически повсеместно позднепалеозойскими молассами. Это преимущественно красноцветные и пестроцветные обломочные толщи позднего палеозоя (отчасти триаса) Предуральского краевого прогиба, Мангышлака, восточноуральских тектонических зон и центральных частей Тургайского прогиба. Их можно предполагать на значительных площадях северных частей Туранской плиты под платформенным чехлом. Они известны в Кызылкумах (Пятков и др., 1967), во многих пунктах вскрыты скважинами. Этот комплекс смят в складки, в большинстве своем наследующие простираения варисцид. Его возникновение причинно связано с развитием варисцийских геосинклиналей и рассматривается нами, как это традиционно и делается, в качестве заключительной или орогенной стадии геосинклинального этапа. При этом следует подчеркнуть, что данная стадия — часть геосинклинального этапа. Именно в таком смысле и соподчинении заключительная стадия понимается М. В. Муратовым (1964). Таким образом, выделение «переходного» этапа развития в варисцидах не оправдано.

Кратко, в той мере, как это позволяет сделать данная статья, следует охарактеризовать распространение варисцийских моласс, так как некоторыми геологами молассовые накопления верхнего палеозоя в отдельных регионах связывались с поздними стадиями орогенного этапа собственно каледонских зон (Мазарович, 1967; Моссаковский, 1965, и др.).

Не вызывает сомнений, что позднепалеозойские молассы распространяются далеко за пределы варисцийской складчатой области и могут залегать на различном по возрасту и характеру структуры основании. Красноцветные пермско-триасовые молассы выполняют краевой Предуральский прогиб и распространяются далеко на запад в пределы Русской плиты. Здесь они представляют собой типичные аллохтонные формации, залегают горизонтально или близкого горизонтально на заведомо платформенных сериях осадков и входят в состав платформенного чехла плиты.

Таким же образом варисцийские молассы распространяются и в область каледонид. Варисцийские молассы, аналогичные молассам восточного склона Урала и Тургайского прогиба, сохранившиеся в относительно небольших синклинальных складках, известны в каледонской складчатой области к востоку от Центрально-Тургайского — Восточно-Уральского глубинного разлома. Эпизодически встречающиеся здесь молассы сменяются сплошными полями их развития восточнее в Тенизской и Джезказганской наложенных внутренних впадинах. Они отвечают среднему-верхнему отделам каменноугольной системы и перми. Моласса здесь отчасти соленосна (Джезказганская впадина), включает медистые песчаники. Мощность ее варьирует от 1000 до 2500—3000 м.

Как было показано ранее (Зайцев, Кабанов, 1966), в пределах эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского массива позднепалеозойские молассы являются типичными аллохтонными формациями. Питание позднепалеозойских прогибов, находившихся на месте Тенизской и

Джезказганской впадин, происходило из соседних орогенных областей, возникших на месте Уральской и Джунгаро-Балхашской варисцийских геосинклиналей. Снос обломочного материала с запада — из области Тургайского прогиба — для эпохи накопления позднепалеозойских моласс в пределах западных частей Центрального Казахстана установлен Т. Н. Голубовской (1970), изучившей петрографический состав обломочных пород из разрезов верхнего палеозоя Тенизской впадины и Приишимья. Питающие области для позднепалеозойских моласс Тенизской и Джезказганской впадин отчетливо устанавливаются также на востоке по периферии Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Кумпан и др., 1969). Максимальная дальность переноса обломочного материала при этом не превосходила 200—300 км и была вполне соизмерима с дальностью переноса при формировании пермских красноцветных моласс в Предуральском краевом прогибе (400—500 км) и в прилежащих частях Русской плиты (Саркисян, 1949).

Таким образом, как в окраинных частях Восточно-Европейской платформы, так и в каледонидах накопились аллохтонные молассы, возникновение которых причинно не связано ни с развитием платформы, ни с развитием Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива.

ВАРИСЦИЙСКИЕ НАЛОЖЕННЫЕ МНОГЕОСИНКЛИНАЛИ

Рассматривая строение варисцийского комплекса в Центральном и Южном Казахстане, нельзя не отметить своеобразие Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок и прогиба Большого Каратау. Нами и Ю. Ф. Кабановым ранее подчеркивались отличительные историко-геологические особенности Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок (Зайцев, Кабанов, 1966). При этом Сарысу-Тенизская зона рассматривалась как некое исключение среди каледонид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Средне-позднепалеозойский этап развития Сарысу-Тенизской зоны вместе с обрамляющими ее областями типичных каледонид отдельные геологи рассматривали как орогенный, другие считали возможным считать его переходным (Дитмар, 1966).

Прежде чем пытаться раскрыть историко-геологическую сущность рассматриваемых варисцийских структурно-фациальных зон следует подчеркнуть некоторые общие особенности их строения и истории развития. Это тем более важно сделать, так как Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок после работ А. А. Богданова (1954, 1959) стала рассматриваться подавляющим большинством геологов как принадлежащая каледонидам Центрального Казахстана, а Большой Каратау традиционно относился к варисцидам. Тождественность стратиграфических разрезов этих двух зон, близкий характер складчатости (глыбовая и осложняющая дисгармоничная складчатость течения), близкая геологическая история не позволяли считать подобное противопоставление обоснованным, А. А. Богданов (1965) пришел к выводу о историко-геологической близости структурно-фациальных зон Сарысу-Тенизского водораздела и Большого Каратау, включив последнюю в область каледонид.

Основными особенностями строения и развития структурно-фациальных зон Сарысу-Тенизского водораздела и Большого Каратау, заставляющими противопоставить их смежным эпикаледонским областям квазиplatformенного типа, являются следующие.

Строение варисцийского комплекса. Вулканогенно-терригенная пестроцветная формация среднего-верхнего девона в прогибах западных частей Сарысу-Тенизской зоны и Улутау, а также в пределах Большого Каратау начинает разрез среднего палеозоя.

Вулканогенно-терригенная пестроцветная формация залегает резко несогласно на различных структурных элементах каледонского фундамента. Несогласие в ее основании имеет характер складчатого. Пестро-

цветные толщи залегают на выровненной пенепленизированной поверхности каледонского фундамента безотносительно к его внутренней структуре, а местами даже поперек простираний древних складчатых сооружений (например, в складчатой системе Улутау и в пределах Сарысу-Тенизской структурно-фациальной зоны)¹. Вулканогенно-терригенная формация тесно связана с перекрывающей ее известняковой формацией (последовательные литологические переходы, общность палеотектонического плана во время их накопления).

Вполне определенно и территориальное положение вулканогенно-терригенной формации. Она широко распространена, но максимальные мощности до 4—5 км имеет лишь в пределах Сарысу-Тенизской структурно-фациальной зоны и Улутау, а также по периферии эпикаледонского Центрально-Казахстанского срединного массива (Олентинско-Шидертинская впадина, прогибы Восточной Бетпакдалы). Также большими мощностями красноватые и пестроцветные толщи среднего-верхнего девона обладают в прогибе Большого Каратау. В областях каледонид — во внутренних впадинах и соседних поднятиях, как отмечалось выше, известняковая формация лежит трансгрессивно на каледонском фундаменте. Терригенные и вулканогенные толщи среднего-верхнего девона здесь встречаются эпизодически, обладают сравнительно небольшими мощностями (сотни метров) и приурочены к плоским впадинам или приразломным прогибам. Подобные впадины и прогибы известны под известняковыми толщами в отдельных частях Тенизской впадины и в обрамлении Кокчетавского поднятия. Их присутствие, по геофизическим данным, предполагается и под каменноугольными толщами в восточной половине Джекказганской впадины.

Девонским прогибам Сарысу-Тенизской зоны свойственны тектонические ограничения, резко расчлененный рельеф в областях сноса, континентальная обстановка осадконакопления. Вулканические проявления, преимущественно андезито-базальтового и базальтового состава, связаны с расколами, ограничивавшими прогибы (Зайцев, Голубовский и др., 1967).

В восточных частях Сарысу-Тенизской зоны вулканогенно-терригенная формация замещается вулканитами кислого состава, типичными для разрезов краевого девонского вулканического пояса (Богданов, 1959). Порфировая формация нижнего-среднего девона в пределах Сарысу-Тенизской структурно-фациальной зоны А. А. Богдановым рассматривается как принадлежащая девонскому вулканическому поясу.

Карбонатная формация позднедевонско-раннекаменноугольного возраста резко отличается от одновозрастных образований соседних зон Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского массива. В пределах Сарысу-Тенизской зоны и Большого Каратау для нее характерны значительные мощности (соответственно более 3,5 км и 4 км) и их большие градиенты. Вкрест простираения прогибов мощности меняются быстро, иногда отдельные горизонты известняковых толщ полностью выклиниваются, характерны линейные планы вертикальных тектонических движений (рис. 2). Особенностью карбонатной формации в пределах Сарысу-Тенизской зоны и прогиба Большого Каратау является присутствие в разрезе фаменского и турнейского ярусов мощных горизонтов осадочных известняковых брекчий, появление в разрезе известняковых толщ Сарысу-Тенизской зоны железо-марганцевых горизонтов и незначительных проявлений основного вулканизма (главным образом, в пределах Атасуй-

¹ Отсутствие каких-либо структурных связей вулканогенно-терригенной формации с каледонскими структурными зонами, длительный перерыв перед ее накоплением, отвечающий часто всему силурийскому периоду, не позволяют рассматривать данную формацию в качестве каледонской молассы вопреки существующему и весьма широко распространенному мнению.

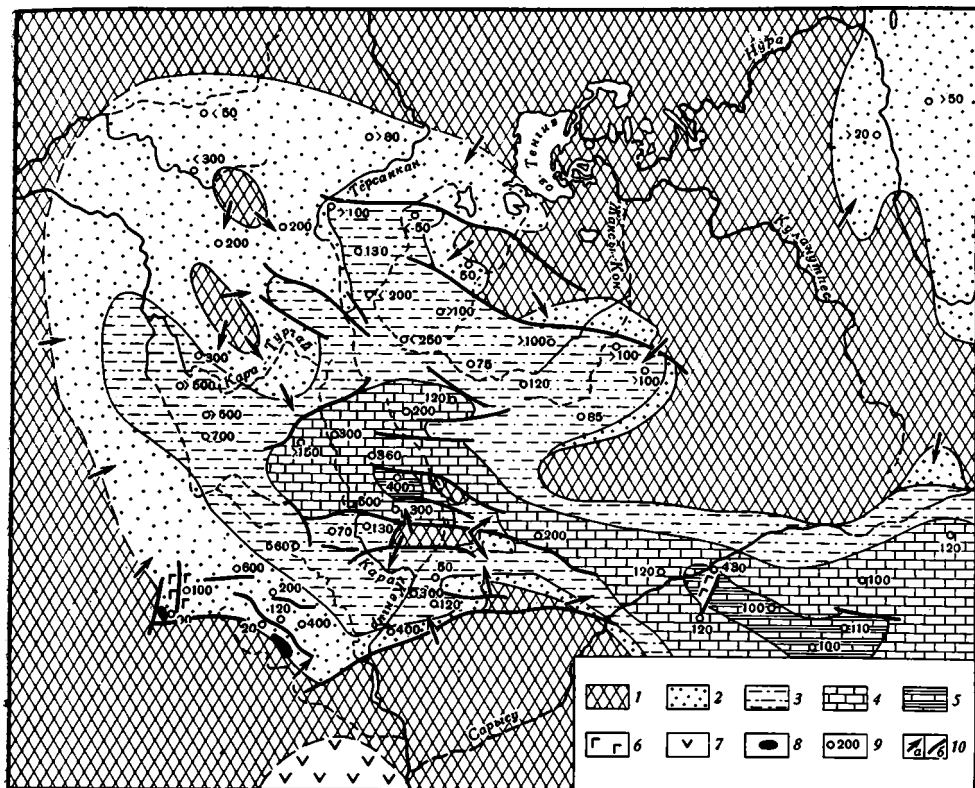


Рис. 2. Схема литофаций и мощностей низов фаменского яруса в пределах Сарысу-Тенизской структурно-фациальной зоны, характеризующая начало фаменско-турнейской трансгрессии (составлена М. В. Мартыновой, дополнена Ю. А. Зайцевым, 1968 г.)

1 — области размыва; 2 — континентальные красноцветные песчаники, гравелиты; 3 — алевролиты с прослоями мергелей и известняков; 4 — известняки, известковистые песчаники и алевролиты; 5 — глинистые известняки; мергели, аргиллиты, алевролиты; 6 — эффузивы основного состава и их туфы; 7 — соленосные отложения; 8 — железо-марганцевое оруденение джездинского типа; 9 — мощность в метрах; 10a — направление сноса обломочного материала; 10б — разрывы, влиявшие на осадконакопление

ского района в восточной части Сарысу-Тенизского девонско-раннекаменноугольного прогиба).

Перечисленные выше особенности варисцийского комплекса Сарысу-Тенизской зоны и Большого Каратау в девонском периоде и раннекаменноугольной эпохе заставляют их противопоставлять областям соседних каледонид (см. рис. 1).

Структурные и историко-геологические связи с варисцидами. Следует обратить внимание на тесную связь структурно-фациальных зон Большого Каратау и Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок с соседними варисцидскими геосинклинальными областями.

Наиболее отчетливо выявляются и прежде всего обращают на себя внимание структурные связи. Наиболее крупные разрывы, принадлежащие скорее всего к категории глубинных пограничных швов, прослеживаются из рассматриваемых структурно-фациальных зон в области соседних геосинклиналей, где разделяют варисцийские геосинклинали и области каледонской складчатости. Так, Главный Каратауский разлом является прямым продолжением линии Николаева, а оба эти разлома разделяют, как это признается многими геологами, области каледонской и варисцийской складчатостей (Николаев, 1930; Пейве, 1937, и др.).

На непосредственную связь между Сарысу-Тенизскими разломами и разрывами, отделяющими области варисцийской складчатости от Казастанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива, обращал внимание автор данной статьи неоднократно ранее (Зайцев, 1961; Зайцев, Кабанов, 1966). Система разломов северных частей Сарысу-Тенизской зоны находит прямое продолжение в глубинных расколах земной коры, ограничивающих с юга Карагандинский синклиниорий (Спасский глубинный разлом). Разломы южных частей Сарысу-Тенизской зоны связываются с глубинными разломами северо-западных направлений, разделяющими каледониды и варисциды в Восточной Бетпакдале (Джалаиро-Найманские разломы).

Выражением этих структурных связей в девоне является возникновение краевого вулканического пояса, развившегося, по А. А. Богданову (1959, 1965), над крупными тектоническими швами глубинного характера. В конце среднего и в позднем палеозое эти связи выразились в существовании общего южного ограничения Карагандинского и Кипшацкого прогибов, имевшего скорее всего тектонический характер и совпадавшего с Кирейским разломом (Зайцев, 1961) и Спасской зоной (Четверикова, 1970).

Структурные связи между рассматриваемыми структурно-фациальными зонами и соседними геосинклиналями обнаруживаются и при анализе распространенных в их пределах складчатых и разрывных дислокаций. Так, складчатые структуры Чаткало-Нарынской зоны и зоны Большого Каратау тождественны или весьма близки. Также тождественны глыбовые складки Сарысу-Тенизской зоны, Атасуйского района и Актау-Моинтинского антиклинория внутри варисцид. Обладая общими простираниями, глыбовые складки прослеживаются как единая структурная зона с юго-востока на северо-запад из области варисцид в пределы Сарысу-Тенизского водораздела.

Не менее важно подчеркнуть и имевшие место историко-геологические связи. Относительно общности тектонического режима Сарысу-Тенизской и Большекаратауской структурно-фациальных зон с соседними геосинклиналями в течение девонского периода и раннекаменноугольной эпохи указывалось выше при характеристике вулканогенно-терригенной и карбонатной формаций. Осадконакопление, а следовательно, и общий тектонический режим в эти отрезки геологического времени в пределах названных областей были близкими или тождественными.

Закономерно близкими были также общие тенденции в развитии тектонических движений в этих областях (таблица). Заложение широтных прогибов Сарысу-Тенизской зоны и Улутау, а также прогиба Большого Каратау происходит в раннем-среднем девоне одновременно с обособлением соседних геосинклиналей (Джунгаро-Балхашской, геосинклинали Срединного Тянь-Шаня). Как рассматриваемые структурно-фациальные зоны среди каледонид, так и соседние варисцийские геосинклинали, начиная отчасти с раннего, а главным образом в среднем девоне испытали интенсивное погружение. Морская трансгрессия позднего девона — раннекаменноугольной эпохи также подчеркнула тесные историко-геологические связи между названными зонами и смежными геосинклиналями. Фаменское море из геосинклиналей трансгрессировало только в прогибы Сарысу-Тенизской зоны и Большого Каратау, и лишь в турнейском веке морская трансгрессия распространилась на более широкие пространства.

Общность тектонических движений устанавливается и для последующих отрезков геологической истории (раннекаменноугольная эпоха, поздний палеозой) Сарысу-Тенизской зоны и Джунгаро-Балхашских варисцид. Начиная с эпохи саурской складчатости, проявившейся на рубеже раннего и среднего визе, Джунгаро-Балхашская геосинклиналь, во всяком случае ее окраинные зоны, испытывает общее относительное

поднятия. Области размыва, отчасти локального наземного вулканизма, существовали в пределах Тектурмасского антиклинория, Атасу-Моинтинского водораздела. Отголоски этих движений западнее сказались только в пределах Сарысу-Тенизского водораздела. Перерыв и несогласие в основании среднего визе, соответствующие саурскому несогласию, установлены Ю. Ф. Кабановым в северных частях Сарысу-Тенизского водораздела — в Кирейской горст-антиклинали. Значительное несогласие и перерыв в основании владимировской свиты отражают восходящие глыбовые движения, имевшие место во второй половине среднего или на рубеже среднего и позднего карбона.

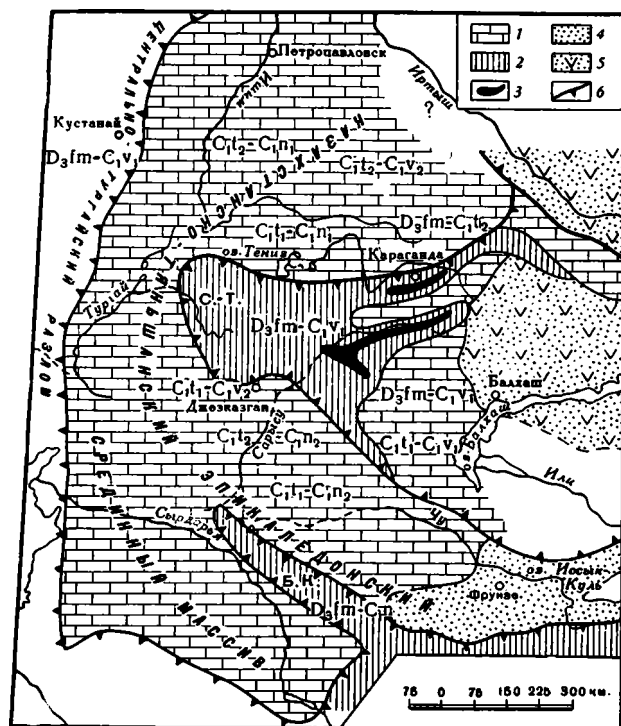


Рис. 3. Схема основных структурных элементов палеозоя Казахстана. Каледонское несогласие проявлено повсеместно, за исключением областей, отмеченных знаком (1).

1 — области, где каледонское несогласие отсутствует; 2 — эпикаледонский срединный массив; 3 — наложенные внутренние впадины; 4 — собственно геосинклинальные; 5 — краевой вулканический пояс по А. А. Богданову; 6 — наложенные многогеосинклинальные зоны: Б. К. — Большого Каратау, С.-Т. — Сарысу-Тенизская

Общим со второй половины раннекаменноугольной эпохи и в позднем палеозое для Джунгаро-Балхашской вариссийской геосинклинальной области и Сарысу-Тенизской зоны были устойчивые тенденции к поднятию, сопровождаемые интенсивным, в значительной части наземным вулканизмом, несогласиями и перерывами в осадконакоплении. Это время для Джунгаро-Балхашской геосинклинали с полным основанием может рассматриваться как заключительная или орогенная стадия развития с присущим ей субсеквентным магматизмом (Беспалов, 1954; Богданов, 1965; Кумпан и др., 1969).

Для поднятий Сарысу-Тенизской зоны также выражено общее воздымание примерно на рубеже раннего и среднего карбона. Существование области размыва достоверно можно полагать на месте Кирейской горст-антиклинали, а также и в более восточных частях Сарысу-Тенизского поднятия в поздневизейское время, намюрский век и в позднем палеозое. В отдельных прогибах Сарысу-Тенизской зоны в это же время происходило интенсивное погружение (Шубаркульском, возможно, Каракингирском), подобно тому как это имело место в соседних внутренних впадинах в пределах каледонид (см. таблицу).

Таким образом, рассмотрение структурных связей, особенностей тектоники Сарысу-Тенизской и Большекаратауской зон, сравнение истории

их развития и истории тектонических движений как с соседними геосинклинальными областями, так и с областями, находившимися в квази-платформенном состоянии, заставляет нас придти к выводу о большей близости рассматриваемых зон к варисцийским геосинклинальным областям. Представляется, что рассматриваемые структурно-фациальные зоны — Сарысу-Тенизская и Большого Каратау — должны быть противопоставлены типичным квазиплатформенным зонам варисцийского этапа, развившимся на каледонском складчатом основании. Как известно, каледонская складчатость и отчетливо выраженное каледонское несогласие устанавливаются и в фундаменте Сарысу-Тенизской и Большекаратауской варисцийских структурно-фациальных зон. Это обстоятельство казалось бы роднит названные зоны с окружающими их квазиплатформенными участками. В остальном же (внутреннем строении слагающих их формаций, структуре, истории развития, планах вертикальных движений) отличий больше, нежели сходства.

Следует заметить, что признак присутствия каледонского несогласия не может рассматриваться как безусловное доказательство родства Сарысу-Тенизской и Большекаратауской структурно-фациальных зон и эпикаледонских квазиплатформенных областей. Если обратиться к примерам Джунгаро-Балхашской варисцийской области, то следует отметить, что в ее окраинных частях каледонское несогласие отмечается повсеместно (рис. 3). Именно эти территории обособляются Е. Д. и А. Е. Шлыгиными (1964) в «область неустойчивой каледонской стабилизации». По А. А. Богданову (1959, 1965) и представлениям ряда других геологов, такие участки или находятся внутри девонского краевого вулканического пояса, или представляют собой внутренние зоны варисцид.

Если, следуя изложенным выше, подходу и системе доказательств, принять противопоставление Сарысу-Тенизской и Большекаратауской структурно-фациальных зон смежным эпикаледонским квазиплатформенным областям, то возникает естественный вопрос о историко-геологической принадлежности этих зон в течение варисцийской тектонической эпохи. По своим характеристикам рассматриваемые зоны наиболее близки миогеосинклиналям. Как и миогеосинклинали, они обладают главным образом терригенно-карбонатным разрезом, отсутствием четких структурных и палеотектонических разграничений со смежными платформенными (в нашем случае квазиплатформенными) областями, краевым по отношению к ним положением. Некоторые их особенности строения и развития в то же время весьма специфичны. Для них характерно: 1) явно вторичное образование и поперечное положение к структурам консолидированного каледонского фундамента, связанное с его раздроблением; 2) распространение главным образом глыбовой складчатости, связанной с вертикальными движениями блоков фундамента; 3) постепенное затухание по простирацию рассматриваемых зон, выражающееся в исчезновении типичных глыбовых складок, плавном сокращении мощностей отложений и переходе их в квазиплатформенный чехол, обычный для соседних квазиплатформенных областей.

* * *

В данной статье не анализировалась историко-геологическая позиция комплекса триасово-юрских вулканогенно-обломочных и угленосных терригенных толщ, распространенных в равной мере как в пределах варисцид, так и каледонид Казахстана, а также смежных областей, приуроченных к тектоническим депрессиям и грабенам. В их распространении не обнаруживается никакой связи с предшествующим палеозойским развитием и, наоборот, устанавливается закономерное положение вдоль крупных разломов и в пограничных частях эпипалеозойских плит (например, пояс юрских грабенов в восточном обрамлении Тургай-

ского прогиба — от р. Ишим до Большого Каратау). Отнесение данных комплексов к «переходному» этапу (Крылов, Летавин, 1966, и др.) подчеркивает лишь эклектичность последнего. Нигде в пределах палеозойид Казахстана и Урала (особенно каледонид) не удастся доказать их связи с истинными (позднепалеозойскими и пермско-триасовыми) молассовыми комплексами. С нашей точки зрения, правильное связывать формирование угленосных юрских грабен с начальными — «предчехольными»¹ по В. Н. Соболевской (1962) — стадиями развития молодых платформ.

ВЫВОДЫ

1. Термин «переходный» («промежуточный») этап используемый для обозначения любого состояния между типичными геосинклинальными и платформенными, устанавливаемого в пределах палеозойид, равно как и термин «орогенный этап», применяемый в широком смысле для обозначения постгеосинклинального состояния областей, где проявилась каледонская складчатость, являются весьма общими и неопределенными понятиями. Первые термины («переходный», «промежуточный» этап) должны быть оставлены вследствие своей эклектичности и историко-геологической неопределенности. Термин «орогенный этап» также не только не отражает историко-геологическое содержание, но скорее противоречит тем палеогеографическим и палеотектоническим характеристикам, которые следовало бы дать развитию эпикаледонских квазиплатформенных областей в течение варисцийской эпохи.

2. Для обозначения варисцийского развития каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня предлагается использовать термин «квазиплатформенный этап». Подобно платформенному состоянию квазиплатформа характеризуется стабильным тектоническим режимом, отсутствием линейных планов вертикальных движений. Типичной формацией, точнее группой формаций, является карбонатная, ограниченно распространена формация типа древнего красного песчаника. Позднепалеозойские аллохтонные молассовые формации, подобно позднепермско-триасовым молассам Русской плиты, входят в состав квазиплатформенного чехла. Складчатость, захватившая квазиплатформенный чехол в конце палеозоя, причинно связана с энергичными движениями в соседних геосинклинальных областях.

Термин «квазиплатформенный этап» применительно к обозначению варисцийского развития каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня был предложен нами в 1965 г. (Зайцев, Кабанов, 1966).

3. Применительно к позднегеосинклинальному доплатформенному состоянию варисцид — эпохе формирования молассовых комплексов позднего палеозоя — с нашей точки зрения наиболее удачными являются наименования орогенная стадия (Богданов, 1947; Херасков, 1963) или заключительная стадия (Муратов, 1964) геосинклинального этапа.

4. Самостоятельными структурными и историко-геологическими элементами в пределах областей каледонской складчатости являются Сарысу-Тенизская структурно-фациальная зона и зона Большого Каратау. Они противопоставляются смежным квазиплатформенным варисцийским областям и по ряду общих черт и тенденций историко-геологического характера (линейные планы вертикальных движений, линейные глыбовые складки, значительные мощности, синхронность движений с движениями в геосинклиналях — общие поднятия и опускания, наличие общей инверсии в проявлении вертикальных тектонических движений) сближаются с соседними геосинклиналями.

Варисцийские структурно-фациальные зоны — Большого Каратау, и Сарысу-Тенизскую — предлагается рассматривать как миогеосинклина-

¹ Этот термин нельзя признать удачным.

ли. Они возникли на каледонском складчатом фундаменте вследствие его раздробления. В одном случае они унаследовали древние — каледонские простирания складчатых зон (Большой Каратау), в другом — наложившись резко дискордантно, образовав глыбово-складчатую зону, в которой варисцийские глыбовые складки поперек (вплоть до прямых углов) секут каледонские и более древние складчатые сооружения (Сарысу-Тенизская зона).

Обе рассматриваемые миогеосинклинали располагаются по соседству с истинными варисцийскими геосинклиналями и представляют собой в плане сравнительно малопротяженные (до 300—400 км) тупо заканчивающиеся апендиксы последних. Их расположение при варисцийских геосинклиналях имеет не только пространственное, но и генетическое значение.

5. Формирование юрских грабенов в пределах палеозойид, отражающее значительную подвижность молодых платформ, логично связывать с жизнью последних и рассматривать как начальную — юную — стадию их развития (Шатский, 1951).

Пользуясь случаем автор приносит глубокую благодарность А. А. Богданову, М. В. Муратову и В. П. Колчанову, ознакомившимся с рукописью статьи и сделавшими ряд критических замечаний, способствовавших ее улучшению.

Литература

- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, Госгеолиздат, М.—Л., 1947.
- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и пограничной Джунгарии.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
- Бахтеев М. К., Михайлов А. Е., Положихина А. И., Попов В. С., Щербакова М. Н., Успенский Е. П., Ушатинская Г. Т. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья.— В сб.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. Матер. по геол. Центрального Казахстана, т. X, изд-во МГУ, 1971.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
- Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В сб.: Вопросы геологии Азии, т. I, Изд-во АН СССР, М., 1954.
- Богданов А. А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы.— В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. Сб. 4. Изд-во МГРИ, 1947.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 1954, № 41.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1959, № 1.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5, 6.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хайн В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, № 3.
- Борисов А. А. Глубинное строение территории СССР по геофизическим данным. «Недра», М., 1967.
- Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. «Наука», М., 1970.
- Голубовская Т. Н. Петрографические провинции в среднем и верхнем карбоне северо-запада Центрального Казахстана.— В сб.: V научная отчетная конференция геологического факультета (тез. докл.), ротапринт Геол. ф-та МГУ, М., 1970.
- Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысульской и смежных депрессий Казахстана. «Наука», М., 1966.
- Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-тау.— Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. III. Изд-во Моск. ун-та, М., 1961.
- Зайцев Ю. А., Кабанов Ю. Ф. О варисцийском развитии Джезказганской и Тенизской внутренних впадин (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 2.
- Зайцев Ю. А., Голубовский В. А., Марьенко Ю. И., Петренко А. З. Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района (Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 2.
- Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— В кн.: Проблемы палеовулканологии, вып. 6, Алма-Ата, 1963.

- Крылов И. Н., Дитмар В. И., Летагин А. И. Переходные комплексы зон герцинской и каледонской консолидации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5.
- Крылов И. А., Летагин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития палеозойского (по поводу статьи А. А. Моссаковского).— Геотектоника, 1966, № 2.
- Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, т. 163.
- Мазарович О. А. Формации варисийского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Деформация пород и тектоника, МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, «Наука», М., 1964.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— Тр. III съезда геологов, 1930, вып. 1.
- Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1937, № 3.
- Пейве А. В., Синицын Н. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Пятков К. К., Пяновская И. Н., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент «ФАН», 1967.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: Тектоника СССР. т. I, Изд-во АН СССР, 1948.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1949.
- В. Н. Соболевская. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. Тезисы докл. на совещании по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисид в Центральном Казахстане.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1970, № 6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ).— В сб.: Памяти академика А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Шлыгин Е. Д. Некоторые вопросы, связанные с изучением геологии Северного Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1949, № 11.
- Шлыгин Е. Д. Основные черты геологии Северного Тянь-Шаня.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1957, № 3.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии, «Наука», М., 1964.

Московский государственный университет

Статья поступила
15 декабря 1971 г.

УДК 551.242.3+551.72(574)

Л. И. ФИЛАТОВА

**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

На примере района Улутау, где известен наиболее полный разрез раннего и среднего протерозоя (средний протерозой датирован радиологически), разбираются особенности развития геосинклинали, заложившейся в раннем протерозое на кристаллическом фундаменте. Рассмотрена история ранней стадии развития геосинклинали, отложения которой представлены формациями — базальной кварцито-филлитовой, дацито-кератофиро-лептитовой и джеспилитоносной зеленосланцевой спилитовой.

Многолетние работы по докембрию Центрального Казахстана и особенно детальные исследования в его западной части — Улутау, где докембрийские образования имеют наиболее полный разрез, позволили создать представление о тектоническом развитии этого региона в докембрии. В свете современных данных оно представляется достаточно сложным. Пророческим оказалось утверждение А. А. Богданова, который считал, что в Центральном Казахстане «в структуре древних метаморфических серий мы должны видеть не только складчатые сооружения, созданные байкальской складчатостью, но и значительно более древние образования, являющиеся по меньшей мере аналогами карелид и аналогичных им складчатых комплексов» (Богданов и др., 1963, стр. 10). Заметим, что сторонников мнения о исключительно рифейском возрасте метаморфических толщ докембрия в то время было большинство.

В Центральном Казахстане, согласно разработанной Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой схеме тектонического развития, в докембрии намечается ряд этапов, отвечающих нескольким геосинклинальным циклам, охватывающим интервал времени от конца архея (?) по средней протерозой — начало позднего протерозоя. За ними, по Ю. А. Зайцеву, следовал платформенный этап развития; а в позднем рифее был регенерирован геосинклинальный режим. Возрастная привязка проведена по радиогеохронологическим определениям с учетом общих историко-геологических данных (Зайцев и др., 1972).

Предметом рассмотрения настоящей работы являются особенности развития протерозойской геосинклинали, именно ее ранней стадии, отвечающей раннему протерозою. Раннегеосинклинальные образования этого возраста в Центральном Казахстане в разрезе Улутау образуют единую непрерывную последовательность толщ мощностью в 11 тыс. м, имеют естественную нижнюю границу. С некоторой условностью выделяется их верхняя граница — по смене раннегеосинклинальных образований образованиями зрелой стадии развития геосинклинали. В стратиграфической схеме расчленения докембрия они отвечают аралбайской и карсакпайской сериям (Филатова, 1956, 1970; Зайцев, Розанов, 1971; Зайцев, Филатова, 1971). Слагающие разрез формации, частью джеспилитоносные, достаточно типичны для раннего протерозоя в целом. Имея в виду это, а также полноту разреза, несомненно большую, чем в других районах развития подобных формаций, таких, как Балтийский и Украинский щиты, предполагается, что материалы по истории тектонического разви-

- Крылов И. Н., Дитмар В. И., Летагин А. И. Переходные комплексы зон герцинской и каледонской консолидации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5.
- Крылов Н. А., Летагин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития палеозонид (по поводу статьи А. А. Моссаковского).— Геотектоника, 1966, № 2.
- Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1969, т. 163.
- Мазарович О. А. Формации варисийского комплекса каледонид Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел).— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1967, № 5.
- Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
- Муратов М. В. Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей.— В кн.: Деформация пород и тектоника, МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, «Наука», М., 1964.
- Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— Тр. III съезда геологов, 1930, вып. 1.
- Пейве А. В. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1937, № 3.
- Пейве А. В., Синицын Н. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4.
- Пятков К. К., Пяновская И. Н., Бухарин А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент «ФАН», 1967.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны.— В кн.: Тектоника СССР. т. I, Изд-во АН СССР, 1948.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд-во АН СССР, М.— Л., 1949.
- В. Н. Соболевская. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. Тезисы докл. на совещании по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Четверикова Н. П. Тектоника зоны сочленения каледонид и варисцид в Центральном Казахстане.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол., 1970, № 6.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ).— В сб.: Памяти академика А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР, М., 1951.
- Шлыгин Е. Д. Некоторые вопросы, связанные с изучением геологии Северного Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1949, № 11.
- Шлыгин Е. Д. Основные черты геологии Северного Тянь-Шаня.— Бюл. Совета по сейсмологии, 1957, № 3.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн.: Складчатые области Евразии, «Наука», М., 1964.

Московский государственный университет

Статья поступила
15 декабря 1971 г.

УДК 551.242.3+551.72(574)

Л. И. ФИЛАТОВА

**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ
ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

На примере района Улутау, где известен наиболее полный разрез раннего и среднего протерозоя (средний протерозой датирован радиологически), разбираются особенности развития геосинклинали, заложившейся в раннем протерозое на кристаллическом фундаменте. Рассмотрена история ранней стадии развития геосинклинали, отложения которой представлены формациями — базальной кварцито-филлитовой, дацито-кератофиро-лептитовой и джеспилитоносной зеленосланцевой спилитовой.

Многолетние работы по докембрию Центрального Казахстана и особенно детальные исследования в его западной части — Улутау, где докембрийские образования имеют наиболее полный разрез, позволили создать представление о тектоническом развитии этого региона в докембрии. В свете современных данных оно представляется достаточно сложным. Пророческим оказалось утверждение А. А. Богданова, который считал, что в Центральном Казахстане «в структуре древних метаморфических серий мы должны видеть не только складчатые сооружения, созданные байкальской складчатостью, но и значительно более древние образования, являющиеся по меньшей мере аналогами карелид и аналогичных им складчатых комплексов» (Богданов и др., 1963, стр. 10). Заметим, что сторонников мнения о исключительно рифейском возрасте метаморфических толщ докембрия в то время было большинство.

В Центральном Казахстане, согласно разработанной Ю. А. Зайцевым и Л. И. Филатовой схеме тектонического развития, в докембрии намечается ряд этапов, отвечающих нескольким геосинклинальным циклам, охватывающим интервал времени от конца архея (?) по средней протерозой — начало позднего протерозоя. За ними, по Ю. А. Зайцеву, следовал платформенный этап развития, а в позднем рифее был регенерирован геосинклинальный режим. Возрастная привязка проведена по радиогеохронологическим определениям с учетом общих историко-геологических данных (Зайцев и др., 1972).

Предметом рассмотрения настоящей работы являются особенности развития протерозойской геосинклинали, именно ее ранней стадии, отвечающей раннему протерозою. Раннегеосинклинальные образования этого возраста в Центральном Казахстане в разрезе Улутау образуют единую непрерывную последовательность толщ мощностью в 11 тыс. м, имеют естественную нижнюю границу. С некоторой условностью выделяется их верхняя граница — по смене раннегеосинклинальных образований образованиями зрелой стадии развития геосинклинали. В стратиграфической схеме расчленения докембрия они отвечают аралбайской и карсакпайской сериям (Филатова, 1956, 1970; Зайцев, Розанов, 1971; Зайцев, Филатова, 1971). Слагающие разрез формации, частью джеспилитоносные, достаточно типичны для раннего протерозоя в целом. Имея в виду это, а также полноту разреза, несомненно большую, чем в других районах развития подобных формаций, таких, как Балтийский и Украинский щиты, предполагается, что материалы по истории тектонического разви-

тия Центрального Казахстана в раннем протерозое могут представлять определенный интерес для общего тектонического анализа раннего протерозоя.

Протерозойская геосинклиналь (геосинклинальная система?) в Центральном Казахстане заложилась на фундаменте, сложенном комплексом кристаллических сланцев. Главными из известных в поверхностных выходах в этом комплексе являются формации слюдяных сланцев, амфиболитовая, в том числе вулканогенных амфиболитов, которые устанавливаются в разных местах Центрального Казахстана (Улутау, бассейн р. Селеты, юго-восточная Бетпак-Дала, Чу-Илийские горы), в Южном Казахстане (р. Суганды и др.). Возраст их условно — поздний архей, может быть, нижний протерозой (бектурганская серия и ее аналоги). Своеобразные формации кристаллических сланцев, более древние, свойственны Кокчетавскому массиву (формация силлиманитовых сланцев и другие зерендинской серии). Вероятно, следует предполагать еще большую неоднородность фундамента кристаллических сланцев, на что указывает присутствие в продуктах перемыва в составе пород протерозойских толщ цирконов с возрастом 2230 млн. лет, 3270 млн. лет (урано-свинцово-ториевый метод, определения С. И. Зыкова и Н. И. Ступниковой). Эти древнейшие образования отделены от образований рассматриваемого этапа геосинклинального развития рубежом метаморфизма (скачок метаморфизма от амфиболитовой фации в комплексе кристаллических сланцев к фации зеленых сланцев в толщах последующего этапа развития), а также длительным перерывом.

Протерозойская геосинклиналь, вероятно, заложилась по плану, в какой-то мере зависящему от особенностей строения кристаллического фундамента. Скорее всего этот план следовал системе более поздних из комплекса кристаллических сланцев складок, сложенных формациями слюдяных сланцев и вулканогенных амфиболитов (бектурганская серия). В двух из известных районов относительно полного развития раннепротерозойских геосинклинальных образований они территориально сопряжены именно с этими формациями кристаллических сланцев (Улутау, Бетпак-Дала). Более древние образования, возможно, слагали в раннем протерозое стабилизированные массивы, служившие областями размыва. Один из массивов находился к западу от Улутау. Активно он проявил себя в среднем протерозое в зрелую стадию развития геосинклинали, поставляя обильную гальку альбитизированных гранитов, но такие же продукты перемыва известны в раннепротерозойских толщах — в карсакпайской серии (Филатова, Япаскерт, 1971). Другой массив мог располагаться восточнее и северо-восточнее Улутау. Ему, возможно, принадлежал район севера Сарысу-Тенизского водораздела, где в среднепротерозойских толщах известны обломочные цирконы с возрастом 3270 млн. лет. Возможно, эти массивы также в определенной мере были унаследованы от архея. Показательно, что цирконы, поставлявшиеся западной областью сноса при накоплении терригенных толщ протерозоя, и те, которые присутствуют в древнейшей формации слюдяных сланцев, однотипны (данные А. А. Краснобаева и Н. И. Гвоздик). По-видимому, комплекс кристаллических сланцев был неоднороден не только в возрастном отношении, но и в тектоническом, и это определенным образом отразилось на плане заложения рассматриваемой геосинклинальной системы. Косвенно о наследовании ею более древнего тектонического плана конца архея (?), когда сформировался складчатый комплекс, включивший в себя бектурганскую серию, свидетельствует отсутствие продуктов перемыва этой серии, в частности ее метаморфогенного циркона, в раннепротерозойских породах. Вероятно, области развития бектурганской серии оказались главным образом погруженными при заложении протерозойского геосинклинального прогиба.

Геосинклинальные образования рассматриваемого цикла, его ранней стадии, представлены кварцито-филлитовой формацией, за которой следуют дацито-кератофиры-лептитовая и джеспилитоносная зелено-сланцевая спилитовая формации. Стратиграфически две первые отвечают аралбайской серии, а последняя карсакпайской серии. Эти три формации находятся в единой последовательности, отражают непрерывно сменяющие друг друга тектонические эпохи ранней стадии развития геосинклинали.

Все три формации наиболее полно, с непосредственными контактами представлены в Улутау, где они простираются на 300 км, но фрагментарно распространены также в других районах Центрального Казахстана.

Начальная эпоха — время заложения геосинклинального прогиба характеризовалась накоплением осадков, составивших кварцито-филлитовую формацию. Это были высокостарые терригенные образования — чисто сортированные песчаные кварцевые и глинистые, гидрослюдистые (кентексайская свита кварцитов и серицитовых филлитов). Их характер свидетельствует о спокойной тектонической обстановке в области размытия. Вероятно, она находилась в состоянии глубокого пенеплена, подвергалась лишь слабым тектоническим движениям колебательного характера, отразившимся в ритмичности разреза формации.

Вначале геосинклинальный прогиб, вероятно, был слабо выражен морфологически, состоял из отдельных ячеек. По-видимому, уже тогда ячеек приобрели долготную ориентировку, более полно выразившуюся позднее, на что указывают фациальные изменения в разрезах кварцито-филлитовой формации, в смене в широтном направлении — в Южном Улутау с запада на восток — существенно филлитовых (первично глинистых) толщ кварцито-филлитовыми с заметной ролью первично песчаных кварцевых пород.

Прогибание, вероятно, было медленным, возникали условия мелководья, на что указывает присутствие в разрезе органических остатков типа онколитовых водорослей. Возрастание вверх по разрезу в ритмично построенной толще роли первично глинистых пород свидетельствует об усилении прогибания бассейна во времени. Мощность толщ, отвечающих этому времени развития геосинклинали, составляет 800 м. Такая обстановка существовала, вероятно, длительно. В конце данной тектонической эпохи скорость погружения прогиба резко возросла, что способствовало возникновению глубоководной обстановки с сероводородным заражением, в которой шло накопление осадков, отвечающих верхней трети кентексайской свиты, сложенной филлитами, графитистыми филлитами, сверху сильно пиритизированными (мощность 200 м). Тогда же, по-видимому, палеогеографическая обстановка оказалась относительно выравненной на большой площади, однако продолжала существовать некоторая неоднородность, сохранившаяся и в последующей тектонической эпохе.

Состояние глубокого погружения, некомпенсированности прогиба, ознаменовавшее конец первой тектонической эпохи, вероятно, сыграло определяющую роль в ходе последующей истории геосинклинали. В момент достижения соответствующей глубины погружения в фундаменте, сложенном кристаллическими сланцами, развилась гранитизация. Натриевая геохимическая специализация глубинных зон области развития прогиба, предопределенная, по-видимому, особым состоянием подкорового слоя, обусловила плагиогранитный характер гранитизации. В фундаменте развились плагиоклазовые, большей частью альбитовые порфиробластовые гнейсы, в зонах ультраметаморфизма возникли плагиогранито-гнейсы типа массива района гор Эскулы (Филатова, 1964; Филатова, Филиппович, 1969). Это же явление способствовало возникновению очагов кислой магмы (Розанов, Филатова, 1972). Породами, ока-

завшимися в зоне зарождения кислой магмы, могли быть, как показывает петрохимическое сравнение, обычные кристаллические сланцы бектурганской серии. Натриевая геохимическая специализация зоны гранитизации обусловила натриевый, кератофировый характер кислой магмы, хотя последнее в какой-то мере могло быть связано и с собственно вулканическими явлениями, по-видимому, при том же исходном источнике натриевых флюидов.

Продукты извержения кислого вулканизма составили основу следующей дацито-кератофиро-лептитовой формации, образовавшейся в следующую **вторую тектоническую эпоху** ранней стадии развития геосинклинального прогиба. При накоплении дацито-кератофиро-лептитовой формации прогиб продолжал интенсивно развиваться. Погружением были охвачены значительно большие территории (частично эта формация залегает непосредственно на бектурганской серии). Нисходящие движения были интенсивными, общая мощность накопившихся вулканогенно-осадочных отложений — 7000 м и более. Развитие прогиба было неравномерным, разной была и интенсивность вулканической деятельности.

Северный Улутау принадлежал главной вулканической области, здесь развит вулканогенный тип разреза. Южный Улутау и прилегающая к нему с востока территория Сарысу-Тенизского водораздела относились к периферии этой области, разрез формации на этой площади имеет вулканогенно-осадочный характер. Возможно, синхронная самостоятельная вулканическая область имела еще восточнее, о чем свидетельствует существенно вулканогенный характер стратиграфических аналогов этой части разреза на территории юго-восточной Бетпак-Далы (кшикрынская свита В. М. Буренина, С. Г. Токмачевой и др.).

Материалы по строению дацито-кератофиро-лептитовой формации в районе Улутау наиболее представительны и могут характеризовать особенности развития геосинклинального прогиба в это время. Для всего района Улутау, несмотря на различия в отдельных его частях, общей оказывается направленность тектонических движений, проявление в начале времени образования формации погружения, а позднее — возникновение переменного режима движений со все возрастающей тенденцией к воздыманию. Время перелома в характере тектонических движений совпадает с достижением максимума вулканической деятельности.

В разрезе формации в Северном Улутау эта направленность выражается в смене толщ перемежающихся порфириидов по кристаллокластическим туфам и альбитовых сланцев — первично пелитовых туфов и туффитов (балгинская свита, нижняя часть коскульской свиты) на толщи порфириидов, часто литокристаллокластических, сопровождаемых метаморфизованными псаммитовыми туффитами и вулканомиктовыми конгломератами (коскульская свита и нижняя часть канымской свиты). На периферии вулканической области, в Южном Улутау, толщи альбитовых сланцев по вулканогенно-осадочным породам с вулканическим материалом отдаленных источников извержения, чередующиеся с первично глинистыми толщами (ишанская, кужарминская свиты), сменяются местными вулканидами, сопровождаемыми, как и на севере, продуктами их частичного или полного перемыва (унгуршатская свита).

Однако были и существенные различия в тектоническом режиме региона в это время.

В периферических частях вулканической области в начале образования формации существовали условия, определившиеся еще в первую тектоническую эпоху — во время накопления осадков кварцито-филлитовой формации. Проявляется преемственность в отношении таких членов формации, как филлиты (первично глинистые породы), велика примесная роль первично глинистого материала в смешанных вулканогенно-осадочных породах.

Главная вулканическая область, по крайней мере в начале образования формации, была резко дифференцированной. Участки интенсивного погружения (горы Жаксы-Арганаты и их окрестности, разрез мощностью более 7000 м) сочетались с менее подвижными, где вулканическая деятельность была частью наземной (район р. Ащи-Тасты). Стабильность последнего участка в это время подчеркивается щелочным, трахитовым характером вулканитов. Трахитовый состав вулканитов отмечен здесь также И. Ф. Трусовой и И. И. Вишневской (1969). Впоследствии общая тектоническая обстановка этих районов несколько выравнялась, сблизился состав вулканитов до дацито-кварцево-дацитового, но все же участку в районе р. Ащи-Тасты остались свойственны слабое погружение, частое возникновение наземных условий (разрез содержит скрытые и явные перерывы, сокращен в мощности).

Сравнение главной вулканической области и ее периферии показывает более ускоренный темп развития первой. При возникновении движений переменного знака здесь раньше, чем на периферии вулканической области, выявилась тенденция к воздыманию, благодаря которой возникло состояние, близкое к компенсации прогиба, хотя оно впоследствии было нарушено новыми нисходящими движениями.

В возобновлении нисходящих движений определяющую роль, по-видимому, играли глубинные разломы. Они же способствовали выводу на поверхность базальтовой магмы, сопровождаемой железисто-кремнистыми фумарольными образованиями (железистые кварциты). В разрезах Северного Улутау как раз на рубеже смены положительных движений отрицательными в дацито-кератофиро-лептитовой формации проявлена базальтовая железисто-кремнистая ассоциация (канымская свита). Вероятно, этому механизму обязана особенностью развития периферийная часть вулканической области, в которой дольше, чем в Северном Улутау, сохранялась нисходящая направленность тектонических движений. Именно в разрезе Южного Улутау базальтовые вулканиты — порфиритоиды и зеленые сланцы — известны на нескольких стратиграфических уровнях. Соответственно неоднократным, вероятно, было и оживление движений отрицательного знака. Разным характером проявления базальтового вулканизма в этих районах также подчеркиваются различия их тектонического режима, причина которого находится, по-видимому, в особенностях строения глубинных зон этих районов, в разной степени проницаемости земной коры, разной активности очагов базальтовой магмы.

В конце времени образования дацито-кератофиро-лептитовой формации регион испытал воздымание. Ранее отложившиеся продукты вулканической деятельности подверглись перемыву (вероятно, в подводных условиях). В Южном Улутау образовались толщи blastopсаммитовых вулканомиктовых олигомиктовых сланцев за счет размыта кристаллокластических вулканитов (верхняя часть унгуршатской свиты). В Северном Улутау, возможно, накапливались существенно кварцевые толщи (верхняя часть восточно-жаксынской свиты).

Третья тектоническая эпоха в ранней стадии развития протерозойской геосинклинали отвечает времени образования джеспилитоносной зеленосланцевой спилитовой формации, описанной в последнее время С. Б. Розановым (1970, 1971), а ранее изучавшейся М. С. Марковым (1962), Ю. Ир. Половинкиной (1948, 1952).

Как и более ранние малые импульсы базальтового вулканизма его интенсивное проявление было сопряжено с возобновлением нисходящих движений. Оживлению в развитии геосинклинального прогиба способствовали глубинные разломы. По данным С. Б. Розанова и Ю. А. Зайцева, в Южном Улутау в это время имели место четыре мощных проявления базальтового вулканизма (мощность каждой из порфиритоидных толщ разреза от 500 до 1000 м). В перерывах вулканической деятельно-

ети шло накопление глинистых и хемогенных кремнистых, железисто-кремнистых осадков (филлиты, микрокварциты, железистые кварциты пачек, разделяющих зеленосланцево-порфиритоидные пачки). По С. Б. Розанову, режим устойчивого прогибания к середине времени накопления формации (граница болбраунской и шагырлинской свит) нарушился, верхняя половина разреза несет признаки образования некоторых пород в обстановке мелководья и частью наземной; базальтовый вулканизм уступил место кислому. Прогиб при этом распался на несколько ячеек, в пределах которых черты компенсированности проявились неодновременно, в северной части Южного Улутау раньше, чем в южной.

Особенности строения вулканогенных формаций — дацито-кератофиро-лептитовой и джеспилитоносной зеленосланцевой спилитовой — свидетельствуют о том, что в условиях развития геосинклинального прогиба при образовании каждой из этих формаций имелись два момента — ранний, когда преобладали нисходящие движения и прогиб интенсивно развивался, и поздний, когда погружение замедлялось, временами становилась заметной роль положительных движений, и прогиб в большей или меньшей степени приобретал черты компенсированности. Тектонический режим при последовательном образовании этих двух формаций не имел преемственности в развитии, а переходил через рубеж оживления нисходящих движений посредством возникновения глубинных разломов. В другом масштабе такая же особенность проявилась при развитии прогиба в ходе накопления дацито-кератофиро-лептитовой формации. В целом это может быть оценено, с нашей точки зрения, как определенная вялость тектонической жизни рассматриваемой геосинклинали. Ведущую роль в развитии прогиба играла не столько общая мобильность данного участка земной коры, сколько разрывная тектоника, глубинные разломы. Возможно, это связано с тем, что гранитный слой коры к этому времени здесь был уже достаточно мощен, весь регион к началу заложения геосинклинали испытал консолидацию.

На особую тектоническую обстановку развития геосинклинального прогиба указывает также характер терригенных образований, возникавших в начальные моменты каждой из двух тектонических эпох, соответствующих времени осадконакопления вулканогенно-осадочных серий. Они были представлены однообразными, близкого типа по всему разрезу, хорошо переработанными глинистыми (существенно гидрослюдистыми) — богатыми калием — осадками, происходящими из явно пенепленизированных областей сноса, сложенных лейкократовыми породами. Специфичность таких терригенных пород наиболее заметна в зеленосланцевой спилитовой формации, где пачки базальтовых порфиритов сочетаются непосредственно с пачками филлитов при четкой резкой границе. По-видимому, особенность тектонической обстановки, наметившаяся при образовании кварцито-филлитовой формации, — малая активность движений в сопредельных с геосинклинальным прогибом областях размыва, сохранилась в течение всей истории развития рассматриваемой стадии геосинклинального прогиба. Возможно, в этом следует видеть закономерность, отмеченную М. С. Марковым (Марков, 1962; Павловский, Марков, 1963) для докембрийских геосинклиналей — образование геосинклинальных прогибов без сопряжения их со сколько-нибудь соизмеримыми положительными тектоническими элементами, хотя эта закономерность устанавливалась для более ранней геологической истории.

Своеобразен сам ряд геологических формаций этих древних ранне-протерозойских геосинклинальных образований. Вулканогенным формациям предшествует терригенная формация. Необычно также по сравнению с палеозойскими формационными рядами соотношение кератофировой и спилитовой формаций, их обособленность и последовательность

от кератофировой к спилитовой, обратная известной в ряду палеозойских формаций (Филатова, 1972; Розанов, Филатова, 1972).

Присутствие базальной терригенной кварцито-филлитовой формации, предворающей вулканогенные формации, вероятно, обусловлено малой тектонической активностью начальной эпохи развития прогиба; это вызвало задержку магматической деятельности, создало своеобразную палеогеографическую обстановку осадконакопления с условиями мелководья и длительного перемыва. Вероятно, малую тектоническую активность самого начала заложения геосинклинального прогиба следует связывать с предшествующей историей региона, с существованием перед этим условий стабилизации, когда комплекс кристаллических сланцев в результате позднеархейской складчатости был консолидирован, выведен на поверхность и подвергнулся размыву до состояния пенеплена.

Своеобразная последовательность в ряду раннегеосинклинальных вулканических формаций раннего протерозоя, обособленность кератофировой и спилитовой формаций также обусловлены, вероятно, особым тектоническим режимом, когда высокая способность к генерации кислой магмы проявлялась уже на раннем этапе развития геосинклинали. Определенную роль сыграло, несомненно, наличие мощной сиалической коры в данном регионе к этому времени. С другой стороны, образованию внутрикоровых очагов способствовало развитие плагиигранитизации. Первопричину последней вероятно, определило особое состояние глубоких подкоровых участков данного региона, которое обусловило поток натрийсодержащих флюидов, благоприятствовало гранитизации и явлениям расплавления. По-видимому, эта особенность присуща раннему протерозою вообще. Проявление раннегеосинклинального вулканизма кератофирового состава, предшествующее спилитовому базальтовому вулканизму, установлено для раннего протерозоя Украины, Карелии, Швеции. Следует заметить, однако, что собственно спилитовая формация докембрия Центрального Казахстана сопровождается в конце времени ее проявления кислым вулканизмом, частью с кератофировым уклоном, подобно тому, как это имеет место в палеозойских спилито-кератофировых формациях. Однако это явление на ранг ниже описываемого, к образованию дацито-кератофиро-лептитовой формации прямого отношения не имеет, отвечает иным тектоническим условиям по сравнению с условиями образования дацито-кератофиро-лептитовой формации.

Литература

- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестн. Моск. ун-та, 1963, № 5.
- Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Траянова М. В., Филатова Л. И., Филиппович И. З. О радиологическом датировании докембрийских пород Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
- Зайцев Ю. А., Розанов С. Б. Строение зеленокаменных и железорудных серий протерозоя Карсакпайского синклиория в Южном Улутау. Матер. по геологии Центрального Казахстана. т. X, Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И. Новые данные о строении докембрия Улутау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. X, Изд-во Моск. ун-та, 1971.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклиория. Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 72, Изд-во АН СССР.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1962, вып. 5, Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (необратимость развития земной коры). «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, «Наука».
- Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая в связи с проблемой генезиса железистых кварцитов. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1952.

- Половинкина Ю. Ир. Основные черты геологии месторождений железистых кварцитов. Сб. ВСЕГЕИ, 1948.
- Розанов С. Б. Особенности строения зеленосланцевых железорудных толщ Карсакпайского синклинория. Автореф. канд. дис., МГУ, 1971.
- Розанов С. Б. Эволюция вулканизма и закономерности в локализации джеспилитов на примере карсакпайской серии. V научная конференция геологического факультета (тезисы докладов). Ротапринт МГУ, 1970.
- Розанов С. Б., Филатова Л. И. Особенности вулканизма начальных этапов развития протерозойской геосинклинали западной части Центрального Казахстана. Вестн. Моск. ун-та. Геол. сер., 1972, № 2.
- Трусова И. Ф., Вишневская И. И. Новые данные по стратиграфии докембрия Северного Улутау. Изв. вузов, Геология и разведка, 1969, № 3.
- Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улутау). Сов. геология, 1956, № 52.
- Филатова Л. И. Комплекс гнейсов окрестностей гор Эскулы (Центральный Казахстан). В сб.: Вопросы региональной геологии СССР. Изд-во МГУ, 1964.
- Филатова Л. И. Стратиграфия метаморфических толщ Центрального Казахстана (в связи с разработкой корреляционной схемы докембрия). Вестн. Моск. ун-та. Отд. геол., 1970, № 2.
- Филатова Л. И. Стратиграфическое положение и формационные особенности железорудных толщ Центрального Казахстана. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. «Наукова думка». Киев, 1972.
- Филатова Л. И., Филиппович И. З. Гранито-гнейсовые формации, условия их образования. Тр. IV Всес. петрографического совещания, Баку, 1969.
- Филатова Л. И., Япаскерт О. В. О протерозойских конгломератах. Улутау. Матер. по геологии Центрального Казахстана, т. X, Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Московский государственный университет

Статья поступила
17 апреля 1972 г.

УДК 551.243.8 (574)

О. Е. БЕЛЯЕВ, Ю. В. ЮНАКОВСКАЯ
НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ О МОРФОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОГО РАЗЛОМА

Центрально-Казахстанский разлом, прослеживающийся на значительном расстоянии в виде единой непрерывной линии, имеет различное строение сместителя на глубине на разных участках.

Центрально-Казахстанский разлом прослеживается от северного побережья оз. Балхаш в долготном направлении на несколько сот километров и является одним из крупнейших и важнейших тектонических элементов, определяющих рисунок современного тектонического строения Центрального Казахстана. Название «Центрально-Казахстанский разлом» впервые было предложено В. Ф. Беспаловым в докладе на Всесоюзном тектоническом совещании в 1963 г.

Часть Центрально-Казахстанского разлома от $48^{\circ}40'$ до $49^{\circ}40'$ с. ш. в работе «О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья», опубликованной в 1965 г. коллективом авторов (Асатуллаев и др., 1965), была названа Карадон-Темиршинским разломом. При этом была показана его определяющая роль в разграничении Токрауской впадины на западе от Акбастауского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория на востоке, а также было отмечено, что зона этого глубинного, по мнению авторов, разлома «представляет собой сложную систему разрывов» с общей амплитудой опускания западного блока, измеряемой первыми километрами.

Другая группа авторов (Андреев и др., 1965) называет этот разлом Токрауским, и относя его также к категории глубинных разломов (южнее Кувского гранитного массива), считает, что он имеет вертикальную амплитуду до 5—6 км и достигает поверхности мантии. Геофизические данные, по их мнению, указывают на то, что плоскость разлома наклонена к западу под углом $65-75^{\circ}$.

В более поздних работах (Кошкин, 1969) Центрально-Казахстанский разлом рассматривается как крупный поздне триасовый правосторонний сдвиг с горизонтальной амплитудой в 65—120 км, на севере переходящий в субширотные надвиги и покровы Спасской надвиговой зоны, возникшей также в конце триаса. В то же время А. И. Суворов и С. Г. Самыгин (1969) считают, что наибольшая амплитуда горизонтального перемещения вдоль зоны Центрально-Казахстанского разлома не превышает 10—15 км, а главная роль здесь принадлежит нормальным сбросам, в северном направлении кулисообразно смещающимся к востоку. Таким образом, в настоящее время существует большое разнообразие во взглядах на природу разлома, его морфологию, амплитуду смещений и время проявления.

В настоящей статье описывается участок Центрально-Казахстанского разлома примерно от $49^{\circ}15'$ до $50^{\circ}25'$ с. ш., протягивающийся с юга на север на расстояние до 120 км; причем более подробно будет освещена морфология разлома в северной половине этой территории, изученной нами в процессе специально организованных детальных геолого-съёмочных и геофизических работ (как площадных, так и по отдельным профилям), проведенных в составе коллектива геологов Ащисуйской группы

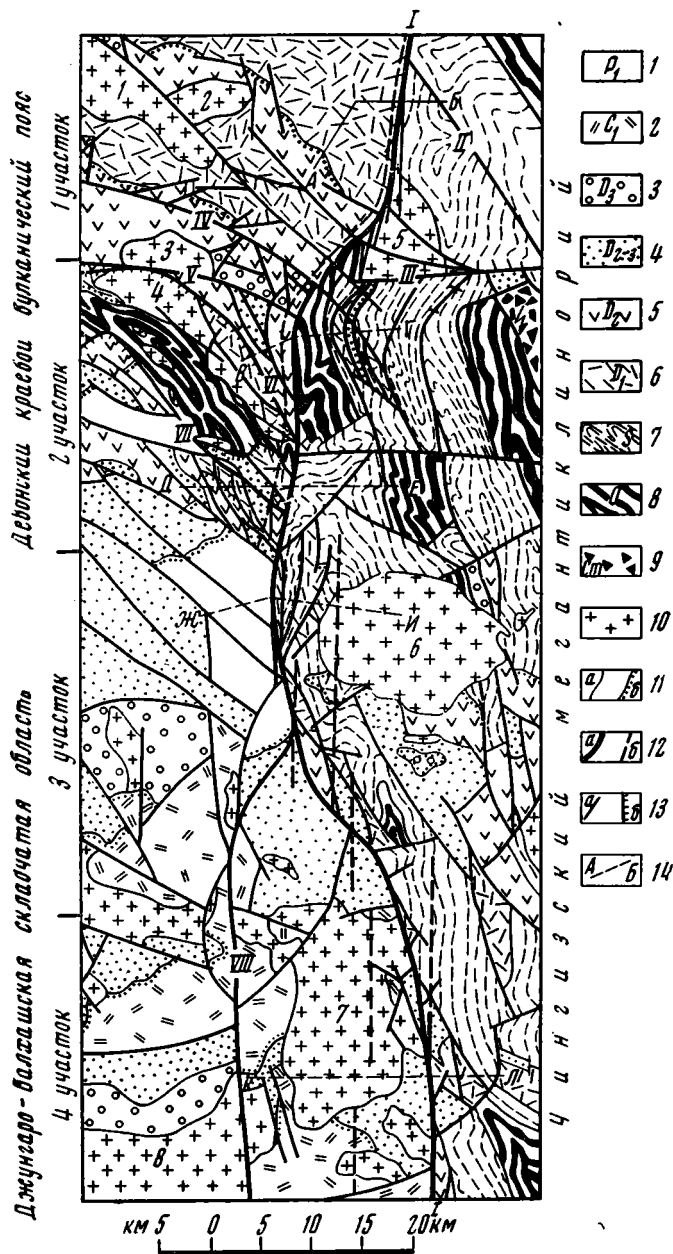


Рис. 1. Геолого-структурная схема Центрально-Казахстанского разлома (составлена по материалам экспедиций МГУ, МГРИ, ЦКГУ) 1 — нижнепермские вулкано-генные образования; 2 — нижнекаменноугольные вулкано-генные образования; 3 — верхнедевонские (франские и фаменские) морские отложения; 4 — живетско-франские вулкано-генно-осадочные образования; 5 — среднедевонские вулкано-генные образования; 6 — нижнедевонские вулкано-генные образования; 7 — силурийские отложения; 8 — ордовикские отложения; 9 — кембрийские отложения; 10 — гранитоиды; 11 — геологические границы: а — согласного залегания и интрузивного контакта, б — несогласного залегания; 12 — Центрально-Казахстанский разлом: а — на современном эрозионном срезе, б — на глубине (по геофизическим данным); 13 — прочие тектонические нарушения: а — преимущественно сбросы; б — взбросы и надвиги; 14 — линии профилей

Римские цифры на схеме обозначают крупные разломы: I — Центрально-Казахстанский, II — Аксорский, III — Кызылсорский, IV — Жельтауский, V — Узекский, VI — Жалтаасский, VII — Теректинский, VIII — Казангапский.

Арабские цифры на схеме обозначают: гранитные массивы: 1 — Центрально-Кызылтауский, 2 — Аулисский, 3 — Койтаасский, 4 — Коктасджапский, 5 — Кызылсорский, 6 — Кувский, 7 — Бохтинский, 8 — Кентский

партий Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ в 1965—1967 гг. ¹

Центрально-Казахстанский разлом протягивается в пределах описываемой территории (рис. 1) в меридиональном направлении и разграничивает, с одной стороны, структуры преимущественно северо-западного простирания, расположенные на востоке и относящиеся к Чингизскому мегантиклинорию, а с другой — субширотные структуры северной части Джунгаро-Балхашской области и девонского краевого

¹ В изучении геологического строения северной части описываемой территории помимо авторов статьи принимали участие Н. П. Четверикова, Б. Я. Журавлев, Н. И. Зардиашвили, А. М. Курчавов, С. А. Мигдисов, И. А. Пославская, Л. Т. Протасевич, Т. О. Федоров, Л. А. Щеголева и др.

вулканического пояса. На всем этом промежутке, в отличие от более южных районов Прибалхашья, зона разлома достаточно хорошо обнажена и линия его выхода на поверхность всюду очень четко прослеживается. На участке от Бохтинского до Кызылсорского гранитного массива она имеет вид дуги, слабовыпуклой к западу и разбитой на отдельные отрезки в своей северной части разрывными нарушениями северо-западного простирания. Следует отметить, что на всем остальном протяжении на данной территории разлом нигде не смещается никакими подходящими к нему тектоническими разрывами, являясь, таким образом, наиболее поздним тектоническим нарушением.

В пределах рассматриваемого района соотношения Центрально-Казахстанского разлома с основными элементами региональных гравитационного и магнитного полей неодинаковы. В северной части — там, где он разделяет область девонского краевого вулканического пояса и Чингизский мегантиклинорий, этот разлом является секущим по отношению к границам региональных гравитационных и магнитных аномалий, имеющих здесь широтные и северо-западные простирания. Присутствие разлома лишь изредка находит отражение в меридиональной ориентировке некоторых локальных аномалий. Южнее, в зоне сочленения Джунгаро-Балхашской складчатой области и Чингизского мегантиклинория, разлому соответствует меридиональная гравитационная ступень, ограничивающая с востока область пониженных гравитационных аномалий. Как будет показано далее, также существенно различным является и строение поверхности сместителя Центрально-Казахстанского разлома в северной и южной частях описываемой территории. На основании изучения данных гравиметрических и магнитных наблюдений практически на всем протяжении разлома достаточно четко фиксируется его положение на глубине, которое при этом не всегда совпадает с местом его выхода на дневную поверхность.

Ниже мы остановимся на более подробном описании морфологии и поверхностном проявлении Центрально-Казахстанского разлома на отдельных его участках в пределах изученной территории. Первый, самый северный участок прослеживается в меридиональном направлении почти на 20 км. На этом участке к структурам Чингизского мегантиклинория к западу от разлома примыкает субширотная моноклинал северной зоны девонского краевого вулканического пояса. На следующем к югу участке с чингизскими структурами контактируют структуры центральной и южной зон пояса, осложненные Коктас-Джартасской зоной смятия. Этот участок протягивается на 40—50 км от Кызылсорского гранитного массива на севере до р. Балатундык на юге. Еще южнее расположены третий и четвертый участки.

На самом севере первого участка слаботрешиноватые и почти неизмененные красноцветные силурийские породы, слагающие к востоку от разлома пологие брахиструктуры с углами наклона на крыльях 15—40°, отделены от слабоокварцованных вулканогенных пород девонского вулканического пояса, имеющих здесь юго-восточное падение под углом 40—50°, неширокой (несколько метров) зоной рассланцованных пород ордовика. Рассланцевание сопровождается серицитизацией и хлоритизацией пород. Чаше всего оно вертикально, иногда наклонено к западу под углом 80—85°. В 5—6 км южнее ширина зоны рассланцованных пород достигает уже 40—50 м, причем рассланцеванию подвергаются помимо ордовикских пород граниты слагающие узкий тектонический клин, прослеживающийся далее к югу на несколько километров. Наряду с интенсивным катаклизмом в пределах этого клина в гранитах наблюдается большое количество вертикальных белых кварцевых прожилков мощностью от нескольких миллиметров до первых дециметров, вытянутых в субмеридиональном направлении параллельно разлому. Далее к югу на протяжении 10 км ширина зоны рассланцевания верхнеордовикских по-

род постепенно увеличивается до 100—150 м. Ширина гранитного клина также возрастает до 500—700 м, а интенсивность их катаклаза и количество кварцевых прожилков уменьшается. На этом участке зона рассланцевания была вскрыта вкрест простираения протяженными канавами, в которых можно было наблюдать неоднородность ее строения. Интенсивно рассланцованные, серицитизированные и хлоритизированные породы составляют около половины ее ширины. Плоскости рассланцевания, как правило, вертикальные, но в восточной части имеют наклон к западу под углом 70—80°. В самой западной части зоны среди интенсивно рассланцованных пород встречаются блоки мало измененных девонских вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород кислого и основного состава и неширокие (не более 1—2 м) полосы тектонических брекчий, также вертикальные или круто наклоненные к западу. Западнее зоны рассланцевания следуют массивные выходы вулканогенных пород нижнего девона.

На самом юге первого участка ширина выходов рассланцованных верхнеордовикских пород достигает 1—1,5 км. Граниты Кызылсорского массива катаклазированы и рассланцованы здесь на ширину в 0,5—1 км. Рассланцевание вертикально или круто (75—85°) наклонено к западу. Положение линии Центрально-Казахстанского разлома на дневной поверхности здесь четко фиксируется зоной полностью окварцованных пород шириной до 15—25 м, западнее которых обнажаются среднедевонские вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы преимущественно основного состава, разбитые на большое количество мелких тектонических блоков (в первые сотни, иногда десятки метров), среди которых встречаются также блоки, сложенные морскими верхнедевонскими (франскими) отложениями.

Проследить поведение поверхности сместителя на глубину в пределах первого участка можно на основании детальных гравиметрических и магнитных наблюдений по профилю А — Б (рис. 2). Профиль проходит вкрест простираения складчатых структур девонского краевого вулканического пояса с юго-запада на северо-восток, а затем в широтном направлении, пересекая под прямым углом Центрально-Казахстанский разлом. Этот профиль почти на всем протяжении располагается в пределах единого регионального гравитационного минимума, на западе отвечающего полям развития кислых эффузивов и гранитов северной зоны пояса, а на востоке — крупному верхнепалеозойскому гранитному плутону (Кызылсорский массив). Совместный анализ гравитационного и магнитного полей показывает, что кровля этого массива залегает на глубинах не более 1 км (в северо-восточной его части). В юго-западной части породы массива выходят на дневную поверхность. Массив в плане имеет форму треугольника, ограниченного Центрально-Казахстанским, Аксорским (II на рис. 1) и Кызылсорским (III на рис. 1) разломами.

Описанный выше гравитационный минимум имеет четкое северо-восточное ограничение, параллельно которому севернее протягиваются выходы силурийских, а еще севернее — ордовикских отложений. По отношению к этому минимуму, как уже отмечалось, Центрально-Казахстанский разлом является секущим. На профиле А — Б, где были проведены детальные гравимагнитные наблюдения, Центрально-Казахстанскому разлому соответствует локальный резкий перепад значений Δg на фоне более плавного падения значений гравитационных аномалий, отвечающего северо-восточному ограничению регионального гравитационного минимума.

Интерпретация гравитационных аномалий (магнитные аномалии в данном случае дают возможность картировать лишь поверхностные структуры) производилась методом подбора; значения избыточных плотностей выбирались с учетом данных лабораторных определений.

Плоскость сместителя разлома прослеживается от ее выхода на поверхность до глубины порядка 2 км и круто наклонена к западу. Региональная гравитационная ступень, на фоне которой наблюдается эта локальная аномалия, обусловлена крупным разломом северо-западного простирания, разграничивающим существенно различно построенные блоки до глубин не менее 10 км. Этот разлом пересекается с Центрально-Казахстанским непосредственно к северу от описываемой площади.

Расположенный южнее второй участок отличается от первого иным строением плоскости сместителя на глубине (по геофизическим данным) и на современном эрозионном срезе. Почти на всем протяжении его выход на поверхность фиксируется зоной окварцованных пород шириной в несколько десятков метров и наличием линз известняков, зажатых в зоне разлома. Породы западного блока вблизи разлома, как правило, брекчированы и рассланцованы; рассланцевание пород в восточном блоке в отличие от первого участка практически отсутствует.

На самом севере второго участка среднедевонские вулканогенные породы западнее разлома разбиты на большое количество тектонических блоков, разделенных серией различно ориентированных небольших прямолинейных и криволинейных разрывных нарушений, иногда сопровождающихся незначительными зонами рассланцевания (шириной в несколько метров). При вскрытии канавой одного из таких мелких разломов отмечен наклон поверхности сместителя к западу под углом 65—70°. В этом же районе в среднедевонских андезито-базальтовых порфиритах и туфах кислого состава встречено несколько небольших зеркал скольжения, наклоненных к юго-юго-западу под углом 20—30° и имеющих юго-западное же направление штриховки. Здесь и южнее в зоне разлома встречены линзы светло-серых тонкокристаллических известняков, часто содержащих остатки сильно деформированных живетских кораллов. Эти линзы зажаты среди сильно рассланцованных и серицитизированных пород и имеют размеры от нескольких метров до нескольких десятков метров в ширину и нескольких сот метров в длину.

К югу от крупного, вертикального, по геофизическим данным, Жельтауского разлома (IV на рис. 1) Центрально-Казахстанский разлом прослеживается в виде единой, непрерывной субмеридиональной линии и фиксируется на поверхности на протяжении 15 км зоной сплошного окварцевания пород, достигающей местами в ширину 50—80 м, и расположенной западнее ее зоной рассланцованных пород, имеющей ширину от нескольких метров до нескольких десятков метров и содержащей линзы известняков.

В самой южной части описываемого второго участка зона сплошного окварцевания отсутствует, но зона рассланцованных пород сохраняется. В канаве, вскрывающей ее на этом отрезке, наблюдается уменьшение к западу непосредственно от плоскости сместителя угла наклона рассланцевания от 80—90° до 40—60° на расстоянии в 10 м, после чего крутизна наклона рассланцевания вновь увеличивается. Ширина зоны рассланцованных и серицитизированных вулканогенно-осадочных пород, заключающих линзы известняков с кораллами живетского возраста, составляет здесь всего лишь 20—50 м. Интересно отметить, что здесь рассланцеванию подвергаются вытянутые узкой полосой вдоль разлома среднедевонские породы, в то время как массивные, лишь слабоокварцованные вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы кислого состава нижнего девона, обнажающиеся непосредственно западнее этой полосы, не несут каких-либо следов интенсивного рассланцевания. В отличие от более северных районов здесь в 0,5—1 км к востоку от разлома параллельно ему протягивается цепочка небольших тел габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов, прорывающих силурийские отложения. Все эти тела (в том числе и не выходящие на поверхность) четко фиксируются как на картах изолиний ΔT , так и на профилях ΔZ .

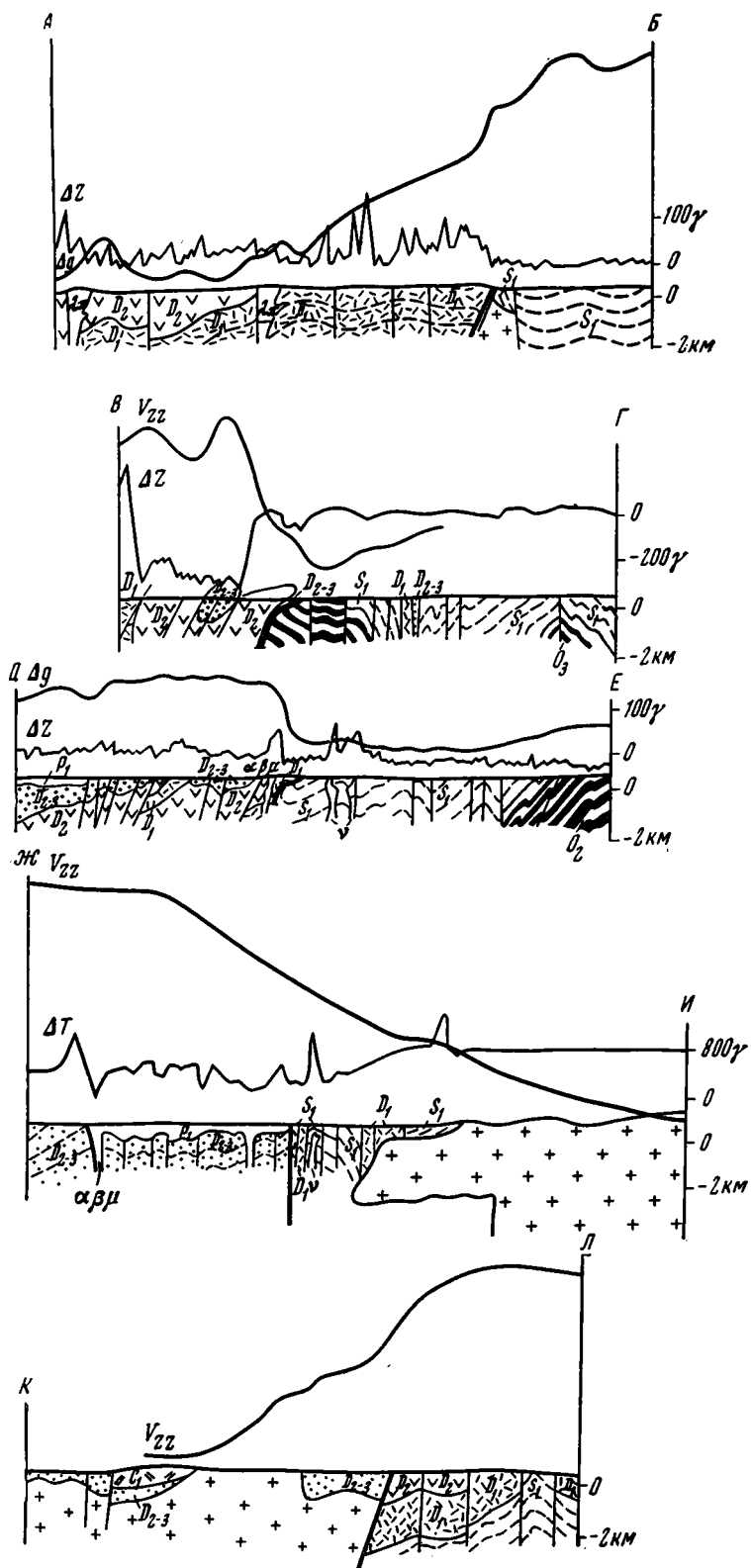


Рис. 2. Геологические и геофизические профили через Центрально-Казахстанский разлом

Характеристика поведения плоскости сместителя на протяжении второго участка на глубине дается на основании детальных площадных геофизических исследований (для его северной части) и по наблюдениям вдоль профилей $B-G$ и $D-E$ (см. рис. 2). Практически всюду на протяжении 25 км к югу от Жельтауского разлома Центрально-Казахстанский разлом четко отмечается по гравиметрическим данным на карте аномалий вертикального градиента силы тяжести (V_{zz}) в виде зон сгущения изолиний, отстоящих на 1,5—2 км к западу от линии его выхода на дневную поверхность и параллельных ей. На этой карте очень хорошо видно, что аномалии, вызываемые структурами чингизского плана строения, хорошо прослеживаются за поверхностную линию выхода Центрально-Казахстанского разлома до этих резко секущих площадок.

Таким образом, на основании геофизических данных и геологических наблюдений (наличие пологих зеркал скольжения и мелких надвигов висячем западном блоке) плоскость сместителя Центрально-Казахстанского разлома в пределах этого участка очень полого погружается к западу на глубину в первые сотни метров на протяжении 1—2 км. Далее он резко изгибается и прослеживается на глубину около 2 км в виде площадок, также наклоненных к западу, но значительно более крутых, почти вертикальных.

Для южной части второго участка характерно широтное простираание региональных гравитационных аномалий. Детальные гравиметрические наблюдения, выполненные по профилю $D-E$, выявили гравитационную ступень небольшой амплитуды, ветви которой надежно выходят на асимптоты. Расчеты показывают, что эта ступень отмечает крутопадающую границу, прослеживаемую до глубины не более 1 км. Центрально-Казахстанский разлом выходит на современном эрозионном срезе примерно в 1 км восточнее этого нарушения. Строение поверхности сместителя его здесь аналогично строению на профиле $B-G$.

Как уже отмечалось выше, на границе первого и второго участков, отличающихся друг от друга строением поверхности сместителя Центрально-Казахстанского разлома, отмечено единственное место на всем его протяжении в пределах описываемой площади, где единая непрерывная линия выхода его на современном эрозионном срезе разбита на ряд отрезков сколами северо-западного простираания¹, причем в каждом следующем к северу блоке отмечается смещение его к востоку со все меньшей амплитудой (рис. 3). Система этих сколов скорее всего является не более поздней, а одновременной движению блоков по Центрально-Казахстанскому разлому представляет сопряженную с ним систему, возникшую под влиянием напряжений, направленных с запада на восток. Эти напряжения привели к взбросовым подвижкам по Центрально-Казахстанскому разлому, к образованию вышеописанной приразломной зоны расланцевания и катаклаза пород в лежащем блоке и, наконец, к смещению в восточном направлении северных частей Кызылсорского гранитного массива и плоскости сместителя Центрально-Казахстанского разлома по системе сопряженных с ним сколов. Несомненно, что изгиб к востоку северной части грабена, выполненного девонскими отложениями, и ряда разрывов северо-западного простираания в лежащем блоке в пределах второго участка также явился результатом этих же деформаций.

На следующем, третьем участке южнее р. Балантундык и далее к югу—западнее и юго-западнее Кувского гранитного массива на протяжении около 40 км поверхностное выражение Центрально-Казахстанского разлома резко отличается от более северных участков. Здесь полностью отсутствуют расланцованные породы, изредка можно встретить брекчи-

¹ Некоторые из этих сколов возникли на месте существовавших ранее разрывных нарушений.

рование и окварцевание пород вблизи разлома. В целом же породы по разные стороны от разлома настолько близко притерты друг к другу, что местами лишь расстояние в 2—3 м разделяет практически неизменные силурийские песчаники и нижнепермские вулканиты. Как и севернее р. Балатундык, здесь, восточнее разлома наблюдается субмеридионально вытянутая цепочка небольших по размеру интрузий, аналогичных по составу описанным для юга второго участка и также прорывающих силурийские отложения. Часть их не вскрыта эрозией, но хорошо фиксируется по аэромагнитным наблюдениям. На основании этих наблюдений

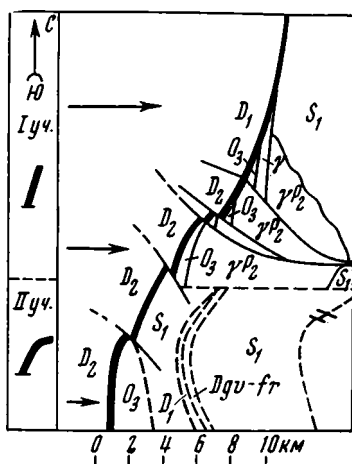


Рис. 3

Рис. 3. Система разрывных нарушений, развившихся одновременно с Центрально-Казахстанским разломом на границе I и II участков (сплошными линиями показаны разрывы, развивавшиеся одновременно с Центрально-Казахстанским разломом, пунктиром — более древние)

Рис. 4. Линзовидные сколы в блоке, расположенном к востоку от Центрально-Казахстанского разлома северозападнее Кувского гранитного массива

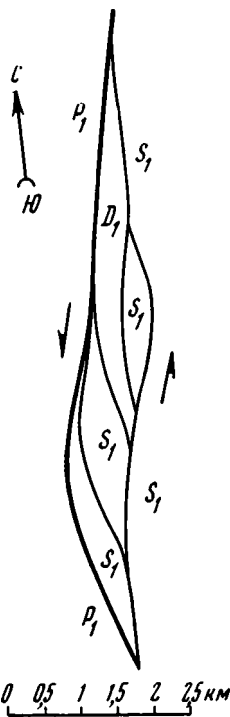


Рис. 4

также хорошо читается блоковое строение дна Балатундыкской грабен-синклинали, сложенной нижнепермскими породами и примыкающей к разлому с запада, а также подводящие каналы, заполненные породами основного состава (профиль Ж—И на рис. 2).

Для этого участка разлома наиболее характерным является наличие узких грабенов, вытянутых почти параллельно разлому к востоку от него и в плане имеющих четкую линзовидную форму (рис. 4). Участок развития этих грабенов приурочен к месту плавного изгиба Центрально-Казахстанского разлома и тянется на 30—40 км. Длина отдельных грабенов — первые километры при средней ширине от 200—300 м до 1—2 км. Амплитуда опускания их, как правило, превышает первые сотни метров и иногда достигает 1 км. Выполнены они девонскими отложениями.

Детальные геофизические наблюдения на этом участке нами не производились. Основной гравитационной структурой здесь является интенсивный минимум, соответствующий Кувскому гранитному массиву, а единственным существенным элементом меридиального простираения является западная линейная граница области самых низких значений поля в пределах кувского минимума, прослеживаемая особенно четко на расстоянии около 12 км. По-видимому, вдоль этой линии происходит

резкое возрастание мощности гранитов Кувского массива от 2—3 км на западе до 6—8 км на востоке (см. рис. 2, профиль Ж—И). Эта линия располагается восточнее поверхностной линии Центрально-Казахстанского разлома и практически не находит отражения ни в тектонических структурах, ни в различии в строении гранитоидов массива на современном эрозионном срезе и, по-видимому, является более древней, чем пермские гранитоиды Кувского массива.

Что же касается поверхностной линии Центрально-Казахстанского разлома, то в северной части этого участка, по геофизическим данным, она совпадает с его положением на глубине, т. е. разлом здесь практически вертикален. Южнее, в районе его плавного изгиба на поверхности, на глубине отмечается ряд вертикальных площадок, вытянутых в субмеридиональном направлении и при движении к югу отстоящих все далее на восток (см. рис. 1).

На самом южном участке, четвертом в пределах описываемой территории, разлом вновь прямолинеен и совпадает с довольно широкой долиной р. Тундык. Чем дальше к югу, тем все отчетливее его глубинное проявление, хорошо фиксирующееся субмеридионально вытянутыми зонами сгущения изолиний Δg . Разлом здесь прослеживается на глубину на несколько километров в виде поверхности, наклоненной к западу под углом 70—75° (см. рис. 2, проф. К—Л).

Приведенные результаты детальных наблюдений свидетельствуют о том, что не все взгляды различных авторов на природу Центрально-Казахстанского разлома находят свое подтверждение. К сожалению, сторонники правосторонних смещений по разлому никаких данных полевых наблюдений над зоной разлома (замеров на зеркалах скольжения, наличия оперяющих трещин и сколов, возникающих обычно при сдвиговых деформациях и т. п.), которые свидетельствовали бы о сдвиговых смещениях, не приводят. При правостороннем сдвиге как к востоку, так и к западу от него должны были возникнуть сопряженные трещины и разрывы скалывания северо-восточного направления. В действительности же наблюдается в обоих случаях преобладание разрывов северо-западного простирания. В то же время форма блоков в восточном крыле западнее Кувского массива (см. рис. 4) скорее может свидетельствовать о некоторых левосторонних смещениях в пределах третьего участка. Наблюдаемое на мелкомасштабных картах смещение геологических границ живецко-франских отложений, часто приводимое для подтверждения правосторонних сдвиговых смещений, может быть вполне объяснено и другими причинами: как первичной кривизной этой границы или смещением ее не по сдвигу, а по шарнирному сбросу, так и суммой этих причин. Отмечается многими исследователями уменьшение в северном направлении видимой величины горизонтального смещения также свидетельствует в пользу шарнирного сброса.

Центрально-Казахстанский разлом, являясь единым структурным элементом в пределах описываемой территории, на различных участках проявлен по-разному и имеет, вероятно, различную природу. Если на юге, в зоне сочленения Чингизского мегантиклинория и Джунгаро-Балхашской складчатой области, он прослеживается на достаточно большие глубины, то севернее в гравитационном поле он проявлен слабо. В южной части — это довольно круто наклоненный к западу сброс, переходящий к северу в сбросо-сдвиг, о чем можно судить по форме крупных, линзообразных в плане грабенов и кулисообразно расположенных крутопадающих площадок на глубине в районе третьего участка (см. рис. 1 и 4). В зоне сочленения Чингизского мегантиклинория и девонского краевого вулканического пояса Центрально-Казахстанский разлом имеет взбросо-надвиговую природу и прослеживается, по геофизическим данным, как граница существенно различных по плотности комплексов до глубины 1—2 км. На распределение более глубоких масс Централь-

но-Казахстанский разлом влияния не оказывает. Такую форму строения сместителя на этом участке разлом мог получить только под влиянием значительных напряжений, направленных здесь с запада на восток. Эти напряжения вызвали последние, завершающие движения по Центрально-Казахстанскому разлому. Несомненно, что ранее вдоль разлома опускался западный блок, причем последующие взбросовые движения¹ не компенсировали предыдущего опускания, вследствие чего в западном, воздымающемся блоке на современном эрозионном срезе развиты более молодые по сравнению с восточным блоком породы.

На всем своем протяжении на современном эрозионном срезе Центрально-Казахстанский разлом имеет единую, непрерывную, нигде не смещающуюся (с единственным исключением) линию выхода сместителя на дневную поверхность. Это свидетельствует о том, что по времени своего последнего проявления он относится к наиболее поздним тектоническим нарушениям для данной области Центрального Казахстана. О времени этого проявления имеются следующие факты: 1) разлом в районе р. Балатундык пересекает толщу вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, содержащих комплекс нижнепермских флористических остатков, 2) он ограничивает с запада Кызылсорский гранитный массив, для которого к настоящему времени сделано шесть определений абсолютного возраста, которые все отвечают поздней перми. В то же время в районе Кызылсорского массива он пересекается дугообразной дайкой кислого состава, протягивающейся на несколько километров и заполняющей скорее всего трещину отрыва, возникшую при последних подвижках по Центрально-Казахстанскому разлому. Магматический расплав, из которого образовались породы дайки, скорее всего был выжат из более глубоких, возможно, еще не застывших частей Кызылсорского массива при движениях по разлому, и тогда возраст дайки с большой долей вероятности может быть признан позднепермским. Таким образом, Центрально-Казахстанский разлом, имеющий длительную историю развития (по всей видимости, он заложился в самом начале девона, как это отмечали многие исследователи (Богданов, 1965; Четверикова, 1966 и др.), и проявлявшийся неоднократно², своими последними активными движениями обязан завершающему этапу позднегерцинских тектонических движений, происходивших в конце перми — начале триаса.

Литература

- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдли Р. А. Размещение глубинных разломов в Казахстане.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 4.
- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л., Журавлев Б. Я., Кац Я. Г., Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г., Успенский Е. П. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан).— Сов. геология, 1965, № 4.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойда Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5—6.
- Кошкин В. Я. Центрально-Казахстанский сдвиг.— Геотектоника 1969, № 2.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Четверикова Н. П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1966, № 2.

Московский государственный университет

Статья поступила
21 июня 1971 г.

¹ Подъем западного блока по взбросу в пределах I участка очень хорошо выражен в современном рельефе в виде перепада уровня поверхностей сопки к западу и востоку от него на очень коротком расстоянии более чем на 150 м.

² История развития Центрально-Казахстанского разлома и его влияния на фации и мощности накапливавшихся пород различных свит, требующая специального разбора, в данной статье не рассматривается.

ХРОНИКА

УДК 551.24

ИТОГИ ЗАСЕДАНИЯ КОМИССИИ ПО МЕЖДУНАРОДНЫМ
ТЕКТНИЧЕСКИМ КАРТАМ

(МОСКВА, 21—22 декабря 1971 г.)

21—22 декабря 1971 г. в Москве было проведено заседание Комиссии по международным тектоническим картам (КМТК) ОИГГ АН СССР, посвященное результатам работы Комиссии за 1971 г., обсуждению и утверждению первой группы листов Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 по территории СССР, передаваемых в печать.

На заседании был заслушан и обсужден ряд сообщений по общим вопросам легенды карты и по новым данным о строении ряда районов СССР. В заседании приняли участие свыше 40 членов КМТК.

Открывая заседание, А. В. Пейве предложил почтить память безвременно скончавшегося руководителя КМТК профессора А. А. Богданова.

Затем он ознакомил присутствующих с решением президиума Академии наук СССР об изменениях в руководстве КМТК и назначении ее председателем А. В. Пейве и первым заместителем председателя В. Е. Хаина.

В. Е. Хаин дал подробную информацию о работе КМТК в 1971 г. и изложил дальнейшую программу. Главной задачей является завершение составления Международной тектонической карты Европы на 20 листах (II издание), предварительный макет которой и легенда рассматривались на сессии ее Редакционного комитета в январе 1971 г.¹ Предусматривается передача в печать 6 листов карты в 1971 г. и остальных — в первом полугодии 1972 г., с изданием тиража в 1974 г. Полный красочный макет карты должен демонстрироваться на очередной сессии Подкомиссии по тектонической карте мира во время XXIV сессии Международного геологического конгресса (Канада, август 1972 г.). Обратившись к легенде карты, В. Е. Хаин подробно остановился на ее отличиях от легенды I издания карты, касающихся изображения и расчленения геосинклинальных складчатых областей, структуры дна Атлантического океана, внутренних и окраинных морей и т. д. Второй важной работой, возложенной на КМТК², является составление Международной тектонической карты мира в масштабе 1 : 15 000 000.

К настоящему времени КМТК располагает рядом тектонических карт материков, которые по ее поручению представили региональные координаторы Ф. Б. Кинг (Северная Америка), Ж. Шубер и А. Фор-Море (Африка), Э. Ш. Хиллс (Австралия) и др. Сложной проблемой при создании этих карт является изображение океанических пространств. Параллельно КМТК ведет работу над Международной геологической картой мира в том же масштабе как основой для Тектонической карты мира. Для нее уже составлены карты на территорию СССР (ВСЕГЕИ), Европы (КМТК)³, Центральной Азии, Индонезии и Индокитая (НИЛЗарубежгеология), Австралии (Геологическая служба Австралии) и др.

Дальнейшие выступления были посвящены авторским макетам карт отдельных районов СССР. В. Д. Налывкин охарактеризовал основные элементы тектоники Западно-Сибирской плиты, особо остановившись на вопросах изображения Таймыра и северо-запада Сибирской платформы в той части листа № 4, которая ранее предназначалась для титула карты. Было уделено внимание также проблемам границы фундамента и чехлы, имея в виду как разновозрастность складчатого основания Западно-

¹ Сессия Редакционного комитета Международной тектонической карты Европы. Париж, 19—30 января 1971 г. Геотектоника, 1971, № 4.

² Решения, принятые Комиссией геологической карты мира, по работам Подкомиссии тектонической карты (Нью-Дели, XXII сессия Международного геологического конгресса, декабрь, 1964 г.). Геотектоника, 1965, № 3.

³ Выход в свет отдельным изданием в 1972 г. (масштаб 1 : 10 000 000).

Сибирской плиты, так и наличие «переходного» комплекса (пермо-триас), имеющего прерывистое распространение и своеобразную тектоническую позицию.

А. А. Кр а с и л ь ш и к о в представил тектоническую карту Шпицбергена, составленную сотрудниками НИИГА и дополняющую и детализирующую авторский макет Т. Сиггеруда. Он подробно рассмотрел каледонский и платформенный этапы развития архипелага, трактуя выступ Северо-Восточной Земли как выход древнего фундамента, испытавшего каледонскую гранитизацию и являющегося частью древней гипотетической платформы Баренции.

Остров Медвежий считается им древним добайкальским массивом, испытавшим каледонскую переработку. Б. Х. Е г и а з а р о в дополнил предыдущее сообщение информацией о тектоническом районировании акваторий Баренцева и Карского морей, поддерживая предложение о показе пояса каледонид к западу от Новой Земли (от м. Норд-Кап до островов Северной Земли)¹.

Г. Б. У д и н ц е в продемонстрировал предварительный макет тектонической карты северной части Атлантического океана, который будет дополнен и уточнен по многочисленным новейшим данным. Есть, например, основания отказаться от традиционного представления и считать Исландию материковым массивом, сопоставляя ее с возвышенностью Роколл, для которой появились буровые данные. К. О. К р а т ц рассказал о тектонической карте Балтийского щита, где обширные пространства занимают области переработки древних массивов более молодыми складчатостями. Предполагается показать продолжение структур щита в пределах шельфа.

Н. П. Се м е н е н к о изложил свои представления о некоторых общих проблемах корреляции докембрийского тектогенеза в пределах Украины, южной Швеции и Балтийского щита. В. Н. Г л а д к и й доложил о тектонической карте Украинского массива. В нем выделяются днепроразломы (конско-верховцовские осадочно-эффузивные образования) с возрастом более 2600 млн. лет, бугиды (2600—2300 млн. лет), азово-волиниды и локально развитые саксаганиды (2000—1700 млн. лет). Самые молодые геосинклинальные движения имели место на северо-западе массива, сформировав ново-волиниды (1700—1500 млн. лет). Более поздней является овручская платформенная складчатость. М. В. Ч и р в и н с к а я дополнила предыдущее сообщение, рассказав о внутренней структуре перечисленных комплексов и об истории их развития.

Р. А. Г а ф а р о в продемонстрировал карту строения кристаллического фундамента Русской плиты, составленную по данным более 50 тыс. скважин, вскрывших докембрийский фундамент, и при широком использовании геофизических материалов. Основными комплексами являются древний архейский (гнейсовый) верхний ранне- и среднепротерозойский (курская железорудная серия). Данные ГСЗ подтверждают надвиговый характер многих глубинных разломов. В. С. Журавлев сообщил о карте Печорского бассейна, внутренняя структура которого отражена изогипсами по границе терригенного и карбонатного палеозоя. Пройденные в последние годы скважины позволяют уверенно говорить о байкальском возрасте фундамента и о выделении в нем областей с мио- (западная часть) и эвгеосинклинальным (восточная часть) развитием. При рассмотрении Прикаспийской впадины была отмечена появившаяся возможность выделения по данным ГСЗ «базальтового» слоя на глубине 25 км, а также возможность показа аналогичных «базальтовых окон» в Северном и Баренцевом морях, под зоной Эльбского максимума и др.

В. Г. К о ц изложил новейшие представления о строении Мезенской впадины и западного Притиманья, охарактеризовав отдельные выделяющиеся структуры. Скважины, пройденные до глубин 2,6—3 км, не вышли из венда. Однако по геофизическим данным глубина залегания фундамента больше, чем предполагалось ранее (свыше 4 км вместо 2—3 км). Структура чехла изображается по поверхности верхней перми. Ю. Т. К у з ь м е н к о рассказал о строении центральных областей Русской плиты, особо остановившись на выделении авлакогенов и особенностях их развития на ранних стадиях. Не подтверждается, в частности, представление о едином Средне-Русском авлакогене. Он распадается на три прогиба различного простирания и несколько разного возраста заложения. До настоящего времени недостаточно ясно сочленение отдельных прогибов — Солигаличского с Вожелагским и Рослятинским, Валдайского и Оршанского и др.

А. С. П е р ф и л ь е в представил новую тектоническую карту Урала, перечислив ее отличия от изображения Урала на I издании карты Европы. Так, особым цветом выделен байкальский комплекс Урала, подразделяемый на эв- и многоэосинклинальные зоны и орогенный комплекс. В отличие от остальной территории Европы варисциды Урала разделены на области с эв- и многоэосинклинальным режимом развития. Более подробно расчленены метаморфические образования. Дополнительного обсуждения требует изображение шарьяжей и снятие платформенного чехла с Кустанайской седловины. Р. Г. Г а р е ц к и й сообщил о тектонической карте Туранской плиты, отметив необходимость выделения древних массивов консолидации и зон позднепермской складчатости (Мангышлак, Туаркыр). Была подчеркнута сложность проведения границ фундамента и платформенного чехла в районах глубокого погружения фундамента (Устюрт). Поверхность фундамента — а не пермо-триаса, как это было сделано ра-

¹ Совещание рабочей группы Комиссии по международным тектоническим картам по тектонике западной части советской Арктики (Ленинград, 26—27 февраля 1970 г.).

нее — здесь возможно показать по данным сейсморазведки и разделить грабены по возрасту их заложения. Структура чехла отображается изогипсами по кровле меловых столблений. В. С. Петренко изложила историю развития представлений о юго-западном крае Европейской платформы. Четко выраженной зоной представляется линия Торнквиста (Свентокшиские горы — Скания). Вдоль нее располагается Датско-Польская борозда, которую, по-видимому, следует изображать как зону раннепалеозойской складчатости (авлакоген), вдающуюся в тело древней платформы. К востоку от нее, на территории ПНР, фундамент имеет свекофенно-карельский возраст, погружаясь к западу на глубину до 12 км.

Заслушав все намеченные сообщения, вызвавшие многочисленные вопросы аудитории, участники заседания приступили к обмену мнениями по поднятым проблемам. Были высказаны предложения о более широком показе формаций и внутренней структуры складчатого фундамента, приветствовалось выделение в Альпийской области областей более ранней складчатости (Д. П. Резвой). Обсуждался вопрос о возрасте фундамента древних платформ и позиции платформ с байкальским основанием [В. С. Жу-

равлев], В. Н. Соболевская, А. А. Красильщиков об изображении областей перикоеанической активации (А. А. Красильщиков). Рассматривались вопросы выделения и классификации авлакогенов. Были затронуты проблемы юго-западного (Н. П. Семенов) и западного края Европейской платформы, ее дробления и переработки в гошскую эпоху (Р. А. Гафаров), проблема готид в целом ([В. С. Журавлев]). М. В. Чирвинская поддержала предложение о показе Датско-Польской борозды как авлакогена, считая его аналогом Днепровско-Донецкой впадины вместе с Донецким бассейном и высказалась за проведение юго-западной границы платформы под Карпатами. Против отнесения Донецкого бассейна к платформе выступил В. Д. Наливкин. Б. Х. Егiazаров высказался за показ в Баренцевом море древнего массива, считая изображение здесь «базальтового окна» преждевременным. А. С. Перфильев поддержал выделение на Таймыре поздних варисцид (типа Мангышлака) и изображение в северной части древнего переработанного массива.

В заключение В. Е. Хаин сообщил о строении Предкавказья, отметив гетерогенность фундамента Скифской плиты (древние докембрийские выступы, байкальские глыбы с герцинской переработкой, дислоцированные блоки палеозойского возраста). Его распекают прогибы с умеренно дислоцированным пермо-триасом либо прогибы с нижне- и среднетриасовыми образованиями, близкие к геосинклинальному типу. Изображение Кавказа существенно не меняется, не считая более детального расчленения древних ядер и выделения раннеальпийских комплексов, сформировавшихся в мезозое. Затем В. Е. Хаин коснулся ряда иных рассматривавшихся проблем.

На протяжении обоих дней заседания в вечерние часы проводилась совместная работа над отдельными листами карты по согласованию авторских материалов авторами и сотрудниками КМТК.

В заключение заседания были приняты решения одобрить деятельность КМТК за 1971 г. и просить Бюро КМТК в кратчайшее время подготовить окончательную редакцию сдаваемых в печать первых шести листов карты. Участники заседания обратились с просьбой к кураторам (В. Д. Наливкин, Г. Б. Удинцев) принять меры для скорейшего завершения макетов листа № 4 и северной части Атлантического океана и ко всем авторам объяснительной записки к карте — сдать свои разделы на протяжении первого полугодия 1972 г. Было рекомендовано провести очередное заседание КМТК в мае-июне 1972 г. для рассмотрения окончательного макета Международной тектонической карты Европы, который должен быть представлен на XXIV сессии Международного геологического конгресса.

В. Л. Колчанов, С. В. Черноок

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 Т. Ф. Дашкова

Сдано в набор 6/VII-1972 г. Т-13078. Подписано к печати 1/IX-1972 г. Тираж 1805 экз.
Зак. 5108. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,9. Бум. л. 4¹/₄. Уч.-изд. листов 12,5.

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

Цена 1 р. 20 к.

Б-232
ПЕССОНИИ ПЕР 3 КВ 42
МАКАРЫЧЕВУ Г И
70228
1-12

Индекс
70228

**СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ
ИНСТИТУТ
(г. Магадан)**

ПРЕДЛАГАЕТ СЛЕДУЮЩИЕ ИЗДАНИЯ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР.
(м-б 1 : 2 500 000). М., 1966. 1 р. 40 к.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР. (Объяснитель-
ная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба
1 : 2 500 000). Магадан, 1969. 46 к.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ. (Материалы VII сессии
по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Магадан, 1971. 2 р.

Книги и карты высылаются наложенным платежом. Адрес
института: Магадан, ул. Портовая, 16.

