

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1965

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. ШЕЙМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

СОДЕРЖАНИЕ

Памяти А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского	3
А. Л. Яншин. Тектоническое строение Евразии	7
Е. В. Павловский. Новое о тектонике Пиренеев	36
В. Н. Соболевская. Основные черты тектонического развития Австралии	71
Ю. М. Пушаровский. Впечатления о тектонике Северного Вьетнама	91

**Обсуждение Международной тектонической
карты Европы масштаба 1:2 500 000**

С. В. Черноок, А. В. Долицкий. Общие итоги обсуждения Международной тектонической карты Европы	102
Е. В. Шанцер. О Международной тектонической карте Европы	114
Л. И. Красный. Международная тектоническая карта Европы	130

Хроника

О работе Тектонического комитета	136
----------------------------------	-----

CONTENTS

Memory of A. D. Archangelsky and N. S. Schatsky	3
A. L. Yanshin. The tectonic structure of the Eurasia	7
E. V. Pavlovsky. New of the tectonic of the Pyrenees	36
V. N. Sobolevskaya. General outline of the tectonic development of the Australia	71
Yu. M. Puscharovsky. Some aspects of the tectonics of the Northern Vietnam	91

**Discussion of the International Tectonic Map
of the Europe, scale 1:2 500 000**

S. V. Chernook, A. V. Dolizsky. General summary of the discussion of the International Tectonic Map of the Europe	102
E. V. Schanser. On the International Tectonic Map of the Europe	114
L. I. Krasniy. The International Tectonic Map of the Europe	130

Chronicle

Meetings of the Tectonic Committee	136
--	-----

Технический редактор Е. А. Карпова

Т-15068	Подписано к печати 27/XI—1965 г.	Тираж 2000 экз.	Зак. 5771
Формат бумаги 70×108 ^{1/16}	Печ. л. 11,9+1 вкл.	Бум. л. 4 ^{1/4}	Уч.-изд. листов 12,9

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ и Н. С. ШАТСКИЙ — ВЫДАЮЩИЕСЯ СОВЕТСКИЕ ТЕКТОНИСТЫ

Редакционная коллегия журнала «Геотектоника» посвящает этот номер памяти наших выдающихся геологов — основателей крупнейшей школы советских тектонистов — Андрея Дмитриевича Архангельского и Николая Сергеевича Шатского, отмечая этим ряд связанных с ними дат: исполняющееся в текущем году двадцатилетие со дня смерти А. Д. Архангельского и недавно прошедшее 85-летие со дня его рождения, пятилетие кончины Н. С. Шатского и 70-летие со дня рождения.

Оба они были геологами широких интересов и вместе с тем крупнейшими тектонистами, создавшими эпоху в развитии советской тектоники.

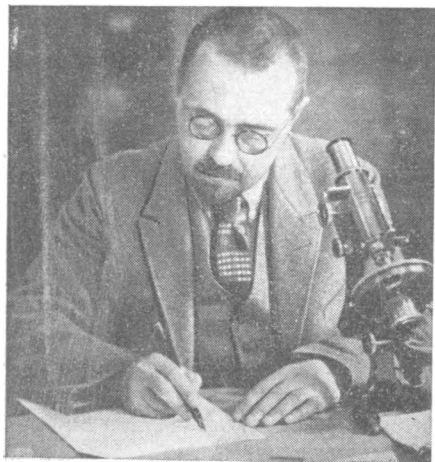
А. Д. Архангельский опубликовал свою первую работу по тектонике, касающуюся строения среднего и нижнего Поволжья еще в 1911 году. В изданном в 1923 году «Введении в изучение геологии Европейской России» он положил начало учению о платформах, дав ясное и очень точное для своего времени описание тектоники Русской плиты, впервые выделив в ее пределах главные элементы тектонической структуры платформы — впадины и выступы, поверхности ее складчатого, кристаллического фундамента.

Тогда же началась совместная работа уже зрелого ученого А. Д. Архангельского и совсем еще молодого исследователя Н. С. Шатского по изучению геологии Донецкого бассейна. Н. С. Шатский впервые применил метод анализа мощностей для установления происхождения складок и пришел к выводу о длительности процесса складкообразования в Донецком бассейне, выяснив, что складчатая структура развивалась здесь одновременно с осадконакоплением.

А. Д. Архангельский был создателем учебного курса «Геология СССР», который он читал на геологическом факультете Московской Горной Академии, в Московском Государственном Университете и Московском Геологоразведочном институте. В этом курсе был обобщен огромный материал по геологии нашей страны, позволивший Андрею Дмитриевичу сделать первые шаги в выделении главных тектонических областей на ее территории, в 20-х годах еще очень слабо изученной геологически. Позднее он привлек к чтению этого курса Н. С. Шатского, который первоначально работал над разделами, посвященными Сибири. Первым итогом их совместной работы над обобщением материала по геологии нашей страны явилась известная статья «Схема тектоники СССР», опубликованная в Бюллетене МОИП в 1933 г. В ней А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский не только выделили основные тектонические области территории Советского Союза, но сделали ряд выводов, имеющих важное общее значение. Они впервые отошли здесь от принятого тогда определения геосинклиналей как крупных прогибов земной коры и обосновали необходимость выделения «геосинклинальных областей», расчлененных на зоны поднятия и прогибания, обладающих сложным рельефом и ходом тектонических движений. Они же впервые показали, что альпийская складчатая область Европы, а также молодая складчатая зона побережья Тихого океана представляют собой современные геосинклинальные области со всеми признаками, присущими последним.

Здесь же нашло свое начало учение о краевых прогибах, развитое затем Н. С. Шатским и его учениками, а в приложенной к статье карте по существу были заложены основы методики составления тектонических карт, в дальнейшем очень широко развитой.

Венцом работ А. Д. Архангельского по тектонике являются два фундаментальных труда — коллективная монография, составленная совместно с Н. С. Шатским и рядом сотрудников и изданная к XVII сессии Международного геологического конгресса в Москве в 1937 г., — «Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР», в



котором впервые был сделан обзор тектоники Советского Союза на фоне разбора строения всей Евразии, а также сделаны некоторые обобщения и выводы по закономерностям развития земной коры. Такую же роль сыграла большая работа Андрея Дмитриевича — первый том «Геологического строения и геологической истории СССР», изданный посмертно. Эта книга является заново переработанным изданием «Геологического строения СССР» (западная часть), вышедшего в 1934 г.; однако в отличие от него Андрей Дмитриевич включил в эту книгу не только обзор всей тектоники территории нашей страны, но и кратко рассмотрел строение всех материков. Таким образом эта книга

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

явилась оригинальной сводкой по тектонике мира и включала многие выводы по общим закономерностям развития земной коры.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский отлично понимали значение геофизических исследований и обобщений для познания глубинного строения земной коры и ее развития. Андрей Дмитриевич совместно с И. М. Губкиным и П. П. Лазаревым участвовал в изучении Курской магнитной аномалии, а затем широко использовал данные по аномалиям силы тяжести для выяснения тектоники Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири и Средней Азии, опубликовав ряд работ совместно с геофизиками (В. В. Федынским, Е. Н. Люстиком, А. А. Михайловым и др.).

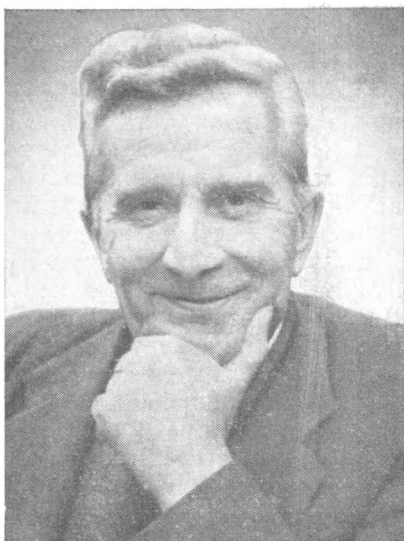
Н. С. Шатский также впервые успешно использовал данные магнитных съемок для расшифровки строения фундамента Восточно-Европейской платформы.

После смерти А. Д. Архангельского Н. С. Шатский не только продолжил многие из научных направлений Андрея Дмитриевича, но и создал совершенно новые направления в тектонике.

До конца жизни Николай Сергеевич работал над проблемами сравнительной тектоники Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской и других древних платформ и их соотношений со складчатым обрамлением, опубликовав известную серию статей, посвященных этим проблемам. В них рассмотрены не только вопросы тектонической структуры и связанной с ними терминологии, но и вопросы генезиса синеклиз, которые он рассматривал как впадины, образовавшиеся в процессе оседания земной коры, в результате уплотнения вещества мантии. Он считал, что антеклизы являются формами остаточными, сохранившимися при проседании соседних впадин. Последний доклад Николая Сергеевича в Геологическом институте Академии наук СССР — 21 мая 1960 г. был посвящен выделению в свете новых данных особых платформенных

структур, которые он назвал авлакогенами (рожденными бороздой). Теперь мы знаем, что этого рода грабенообразные впадины играют существенную роль в структуре платформ и выявлены на большинстве из них. При изучении тектоники платформ Николая Сергеевича особенно занимал вопрос о взаимоотношении платформ со складчатыми областями, в частности о строении, роли и происхождении краевых прогибов. Им была выяснена закономерность, заключающаяся в том, что краевые прогибы возникают на границе складчатой области и платформы, в местах, где последняя погружена, а в областях, где край платформы приподнят — возникает краевой шов, отвечающий древнему разлому глубокого заложения.

Николай Сергеевич вообще придавал большое значение глубинным разломам в строении земной коры и был одним из первых, кто показал необходимость их выявления и изучения. Под руководством и редакцией Н. С. Шатского и при участии большого коллектива исполнителей были составлены два издания Тектонической карты СССР, а позднее и Международная тектоническая карта Европы, а также начато составление Тектонической карты Евразии. Принципы и методика их составления, разработанные А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, получили на этих картах дальнейшее развитие и всеобщее признание не



Н. С. ШАТСКИЙ

только у нас в стране, но и за рубежом. Свидетельством этому является Тектоническая карта Африки (Г. Шубер) и Тектоническая карта Канады (С. Х. Стоквелл), демонстрировавшиеся на XXII сессии Международного геологического конгресса в Дели, а также решение Тектонической комиссии Международного геологического конгресса о составлении первой Тектонической карты мира на принципах той же системы обозначений.

В последние годы Николай Сергеевич занимался разработкой учения о геологических формациях, которое он создал, стремясь показать генетическую связь между определенными группами и типами геологических формаций и развитием структурных элементов земной коры. Им было намечено несколько генетических рядов формаций. Вместе с тем он много высказывался и писал о направленном процессе развития земной коры, развивая представления, которые сейчас находят все большее число последователей.

Как видно, Н. С. Шатскому удалось обогатить геологическую науку многими важнейшими теоретическими выводами. Материал для своих выводов он всегда черпал в строго проверенных конкретных фактах и наблюдениях. Обладая способностью удивительно тонко подмечать взаимосвязь явлений и их происхождение, он умел находить в цепи казалось бы совершенно разноречивых фактов то звено, которое приводит к правильному выводу.

Ярким, но далеко не единственным примером этому служит сделанный им в 1931 г. вывод о природе Роменских гипсов и Исачковского холма на Украине. Проанализировав имевшийся тогда весьма скромный материал по тектонике Днепровско-Донецкой впадины, Н. С. Шатский сделал очень смелый по тому времени вывод, что эти образования сопровождаются соляными куполами, о существовании которых тогда на Украи-

не никто не подозревал. Вывод этот блестяще подтвердился при бурении и привел затем к открытию богатейших нефтяных и газовых месторождений Днепровско-Донецкой впадины.

Большие успехи, достигнутые А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в правильном обобщении огромного материала и разработке теоретических вопросов, привели к заслуженному ими огромному авторитету в науке. А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский руководили большими коллективами учеников и сотрудников и сделались создателями нового развивающегося у нас направления в тектонике, для которого характерен строго исторический подход к происхождению любых тектонических структурных форм и явлений.

Труды А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского были высоко оценены при их жизни. Оба были действительными членами Академии наук СССР, директорами Геологического института Академии наук СССР, профессорами высших учебных заведений. Оба были удостоены высших научных наград. А. Д. Архангельский получил премию имени В. И. Ленина за известную работу «Условия образования нефти на Северном Кавказе», опубликованную в 1927 году. Н. С. Шатский в 1945 году получил Государственную премию за работу по тектонике юго-востока Русской платформы и Приуралья, а Ленинскую премию в 1958 году за второе издание Тектонической карты СССР.

А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский своими разносторонними работами и обобщениями завоевали себе почетное место среди крупнейших ученых мира в области науки о строении и развитии Земли. Нет сомнения, что среди исследователей, приведших к расцвету советскую тектонику и нашу геологическую науку в целом, одно из первых мест принадлежит А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому.

Журнал «Геотектоника», основанный по инициативе учеников и последователей А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, призван способствовать развитию советской тектонической науки и ее практическому использованию. Посвящая этот номер журнала их светлой памяти, редакционная коллегия считает, что долгом журнала является содействие дальнейшему расцвету всех тех направлений, которые создавались и развивались А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским.

УДК 551.24(4/5)

А. Л. ЯНШИН**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕВРАЗИИ**

В Геологическом институте АН СССР закончено составление Тектонической карты Евразии в масштабе 1:5 000 000. Эта карта в настоящее время подготавливается к печати. В статье рассказывается о принципах составления карты и об основных научных выводах, к которым пришли работавшие над нею геологи. Статья иллюстрирована уменьшенной и схематизированной цветной многокрасочной копией Тектонической карты Евразии в масштабе 1:20 000 000.

1. ВВЕДЕНИЕ

Исторически сложилось так, что геология в течение первых полутора столетий своего развития разрабатывалась преимущественно на материалах Европы и, частично, Северной Америки. Остальные материки оставались до недавнего времени очень слабо изученными, а геология и даже геоморфология морского и океанического дна вообще была неизвестной. Естественно, что геологические закономерности, установленные на территории Европы и Северной Америки, считались имеющими планетарное значение. Сравнительно скудные фактические данные по другим странам ученые пытались вложить в рамки этих закономерностей, пытались истолковать с точки зрения европейских или, точнее, европейских и северо-американских канонов. Так было во всех областях геологии: и в стратиграфии, и в тектонике, и в петрологии, и в металлогении.

Только за последние десятилетия геология начинает становиться наукой, соответствующей своему названию, наукой о всей Земле или по крайней мере о всей земной коре. За годы после Великой Отечественной войны достигнуты огромные успехи в изучении геологии Сибири и Дальнего Востока, Монголии, Китая и других стран Азии. За это время появились первые капитальные сводки по геологии различных частей Африки, Южной Америки и Австралии. Начали разгадываться тайны строения шестого континента — Антарктиды. Впервые стали поступать данные о геоморфологии и геологическом характере обширных пространств морского и океанического дна. Геология выросла в науку глобальную.

Это обстоятельство наряду с усовершенствованием методов исследований очень расширило теоретический кругозор геологов и заставляет сейчас пересматривать многие привычные представления, выработанные на материалах Европы.

В области стратиграфии, например, мы вынуждены отказаться от повторенного в сотнях учебников основного положения исторической геологии о том, что слои одинакового возраста содержат одинаковые остатки ископаемой фауны и флоры. Для ограниченных территорий это положение справедливо. Однако чем более обширную часть земной коры мы рассматриваем, тем оно становится все менее и менее верным. Теперь можно утверждать, что в удаленных местах земной поверхности одинаковые виды организмов обычно имели разную продолжительность существования, в силу чего разновозрастные слои таких мест никогда не содер-

жат вполне тождественных комплексов ископаемой фауны или флоры. Незнание этого обстоятельства до недавнего времени являлось причиной огромного количества стратиграфических ошибок.

В области тектоники также существует много положений, которые должны быть проверены, уточнены, а в ряде случаев и пересмотрены в свете анализа накопившегося за последние десятилетия материала. Конечно, этот материал не лежит зарытым в земле кладом. Он все время используется в разного рода теоретических обобщениях. Однако наши представления о всемирных эпохах складчатости и их хронологических границах, о соотношении платформенных и геосинклинальных областей, об этапах развития геосинклиналей, об общей направленности тектонического процесса развития земной коры, о характере связей магматизма и тектоники и многие другие — основаны до сих пор главным образом на старых европейских и северо-американских материалах и не учитывают в полной мере новых материалов по другим материкам и по океанам.

Поэтому работа по синтезу мирового материала продолжает оставаться сейчас одной из важнейших задач в области тектонических исследований.

С развитием глубокого бурения, различных геофизических методов исследования земной коры и детальных геологических съемок за последние десятилетия все возрастающими темпами стали накапливаться фактические данные, которые не могли получить отражения на обычных геологических картах. Для платформ, краевых прогибов и межгорных впадин — это данные о глубине залегания складчатого фундамента и различных опорных стратиграфических горизонтов, а также данные о структурах, которые существуют в глубоких частях разреза, но отсутствуют в поверхностных слоях. Для складчатых областей — это данные о времени проявления дислокаций, об их морфологии, а также о формационном характере осадочных и магматических пород, который свидетельствует о тектонических условиях их образования.

Новый фактический материал раскрывал историю развития структур земной коры, а результаты' его картографического обобщения были названы тектоническими картами. Те или иные тектонические схемы, обычно дополняющие геологические карты или иллюстрирующие текст статей и монографий, геологи начали составлять и публиковать более 125 лет назад. Долгое время на таких схемах изображалось разными условными знаками лишь расположение разного типа структур. С конца прошлого века началось составление структурных карт, на которых изолиниями изображалась глубина залегания какого-нибудь горизонта или какой-либо поверхности. Эти карты получили особенное развитие в работах по геологии нефтеносных районов. Однако только в последнее двадцатилетие в разных странах были сделаны попытки изобразить в достаточно крупном масштабе и в особой системе условных обозначений тектоническое строение и историю тектонического развития обширных пространств суши.

В Советском Союзе инициатором создания тектонических карт был академик Н. С. Шатский. Первая Тектоническая карта СССР, составленная под его руководством коллективом сотрудников Института геологических наук АН СССР в масштабе 1 : 4 000 000, была опубликована в начале 1953 г.

С тех пор прошло 12 лет. За эти 12 лет тектонические карты завоевали всеобщее признание и прочно вошли в геологию. Они оказались необходимыми для теоретических обобщений нового фактического материала и очень важными для чисто практических целей. Размещение в земной коре не только артезианских вод, залежей нефти и газа, но также большинства рудных месторождений так или иначе контролируется историей тектонического развития и возникшей в результате ее структурой. Поэтому тектонические карты оказались более подходящей основой, чем

геологические, для составления специализированных металлогенических карт и карт прогноза поисков различных видов минерального сырья.

Их начали составлять разные учреждения в разных масштабах и пользуясь в ряде случаев разными принципами и системами условных обозначений. Последнее было неизбежно и оправдано. Во-первых, принципы составления тектонических карт должны меняться в зависимости от их масштабов и охватываемой ими территории. Во-вторых, составление тектонических карт находится сейчас в той же стадии развития, в которой находилось составление геологических карт в середине прошлого века, когда не было еще не только общепринятых цветов для обозначения осадков разных систем, но не было и общепринятой системы стратиграфических подразделений.

Поиски наиболее удачных методов составления тектонических карт для разных масштабов и разных по строению территорий только еще начались и расхождения во взглядах в этой начальной стадии разработки проблемы даже полезны. Однако отрадно отметить, что основные принципы составления таких карт, предложенные Н. С. Шатским и тектониками его школы, завоевывают все более широкое международное признание.

В нашей стране после издания в 1953 г. первой Тектонической карты ее территории опубликовано более 60 тектонических или палеотектонических карт всего Советского Союза или отдельных его крупных областей. Это — вышедшее в 1956 г. второе издание тектонической карты СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000, подготовленное большим коллективом геологов разных учреждений под редакцией Н. С. Шатского, Н. А. Беляевского, А. А. Богданова и М. В. Муратова. Это — составленная на ее основе тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 10 000 000, изданная в 1961 г. А. А. Богдановым. Это — недавно опубликованная большая тектоническая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000, составленная, исходя из других принципов, коллективом геологов ВСЕГЕИ под руководством Т. Н. Спижарского. Это — тектонические карты Сибирской платформы, Западно-Сибирской низменности, Башкирии, Молдавии, Украинского кристаллического щита, Прикаспийской синеклизы, Азербайджана, равнинных областей Средней Азии и юго-западного Казахстана, Памира, северо-востока СССР и многие другие. Наконец, это палеотектонические карты Сибири и Дальнего Востока для верхнего докембрия и для мезозоя, составленные в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР Ю. А. Косыгиным и его сотрудниками.

Тектоническая карта СССР второго издания в 1956 г. демонстрировалась и докладывалась А. А. Богдановым на XX сессии Международного геологического конгресса в Мексике, после чего конгрессом было принято решение составлять по ее образцу и под руководством советских геологов Международную тектоническую карту мира. При давно существующей Комиссии по геологической карте мира была организована подкомиссия по тектонической карте мира, председателем которой был избран Н. С. Шатский, а после его смерти в 1960 г. академик Д. В. Наливкин. Первым результатом деятельности этой подкомиссии является недавно опубликованная Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000, получившая высокую оценку геологов многих стран. Успешно проводятся работы по составлению тектонических карт ряда других материков.

Работа по составлению международных тектонических карт, как и международных геологических карт, очень важна. Она позволяет использовать все новейшие материалы по обширным территориям, способствует обмену мнениями, выработке общих взглядов и представлений. Однако она имеет и свои недостатки. При проведении ее приходится иметь дело с большим количеством вполне суверенных геологических организаций,

представляющих разные страны, и ответственных за изображение строения их территории. Поэтому и при выработке принципов составления карт, и по конкретным вопросам применения этих принципов редакционной коллегии карт приходится принимать компромиссные и не всегда достаточно принципиальные решения. От недостатков такого рода не свободна и тектоническая карта Европы.

Поэтому наряду с участием в составлении международных тектонических карт советским геологам необходимо самим составлять тектонические карты не только СССР, но также зарубежных территорий и всей планеты с целью лучше познать пространственные и хронологические закономерности строения и развития земной коры. Это хорошо понимал Н. С. Шатский, по инициативе которого в Геологическом институте была составлена изданная в 1962 г. тектоническая карта Арктики в масштабе 1 : 10 000 000 (автор Ю. М. Пушаровский), серия мелкомасштабных тектонических карт всех материков и мира, опубликованная в 1964 г. в Физико-географическом атласе мира, и, наконец, подготовленная сейчас к изданию Тектоническая карта Евразии.

Детально изученная Европа представляет собой лишь сравнительно небольшой западный выступ наиболее обширного Евразийского континента нашей планеты. Строение восточных окраин его резко отличается от строения Европы. На юге он включает часть Гондваны. В его пределах развиты структуры, самые различные по размерам, морфологии, генезису и времени возникновения. Поэтому Евразия в целом является хорошим «опытным полем» для сравнительно-тектонических исследований и критической проверки правильности многих традиционных взглядов. Кроме того, она охватывает всю территорию СССР и стран народной демократии, по которой имеется наибольшее количество принципиально новых геологических материалов.

Всеми этими соображениями руководствовался Н. С. Шатский, когда включал в план работ Геологического института АН СССР составление Тектонической карты Евразии. Перед сотрудниками института была поставлена задача не только изобразить на карте известные данные о тектонике этого участка земной коры, но на основании их анализа проверить некоторые существующие представления о пространственных и хронологических закономерностях тектонических процессов.

Работой по составлению карты руководила редакционная коллегия в составе А. Л. Яншина (главный редактор), Ю. М. Пушаровского (заместитель главного редактора), Н. С. Зайцева, М. В. Муратова, А. В. Пейве, Г. Б. Удинцева и Н. П. Хераскова. Основным составителем карты был коллектив отдела региональной тектоники Геологического института АН СССР. Кроме того, в этой работе принимали участие некоторые сотрудники других отделов Геологического института, Института океанологии АН СССР, ряда институтов Сибирского отделения АН СССР, учреждений Государственного геологического комитета СССР и Министерства высшего и среднего специального образования СССР. В составлении карты принимали непосредственное участие И. В. Архипов, П. Л. Безруков, Н. А. Богданов, К. В. Боголепов, А. А. Борисов, Е. П. Брунс, Л. Б. Вонгаз, Р. Г. Гарецкий, Р. А. Гафаров, В. П. Гончаров, С. И. Грошин, Ф. Г. Гурари, А. В. Друмя, Е. М. Емельянов, В. С. Журавлев, Н. С. Зайцев, Л. К. Затонский, А. Х. Иванов, К. А. Клитин, В. А. Корнев, П. Н. Кропоткин, Н. А. Крылов, А. И. Летавин, Я. П. Маловицкий, Н. Г. Маркова, О. Н. Михайлов, М. В. Муратов, А. И. Мушенко, М. С. Нагибина, Ю. П. Непрочнов, В. А. Николзев, И. П. Палей, А. С. Перфильев, В. П. Поникаров, Е. С. Постельников, Л. Я. Проводников, Ю. М. Пушаровский, Д. П. Резвой, Н. Н. Ростовцев, Ро Су-Вон, М. В. Рудкевич, В. И. Самодуров, В. Н. Соболевская, А. И. Суворов, Н. А. Сягаев, С. М. Тильман, В. И. Тихонов, Г. Б. Удинцев, Н. П. Херасков, В. Н. Шатский, В. А. Швольман, К. Н. Шимкус, А. Е. Шлезингер, А. Л. Яншин.

Работа по составлению карты производилась с 1958 по 1964 г. Для территории СССР были учтены по возможности все новейшие материалы глубокого бурения, геофизических работ и геологических съемок.

В основу изображения тектоники Европы была положена Международная тектоническая карта этого материка в масштабе 1 : 2 500 000. Однако в нее был внесен ряд редакционных изменений. Эти изменения касаются структуры поверхности фундамента Восточно-Европейской платформы, проведения ее юго-западной границы, изображения Тимана, внутренней структуры Балтийского щита, оценки возраста складчатости Армориканского, Центрально-Французского и Чешского массивов и ряда других вопросов.

Тектоника территории КНР изображена по опубликованным на 1962 г. данным, перечень которых указан на карте.

Карта составлена в масштабе 1 : 5 000 000 на топографической основе в азимутальной равновеликой проекции Ламберта. Батиметрия морей и океанов нанесена по последним сводным работам Института океанологии АН СССР.

Издание карты финансируется Государственным геологическим комитетом СССР.

2. ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ И ЕЕ УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

В основу тектонического районирования Евразии при составлении карты был положен принцип расчленения территории по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие. Этот принцип, намеченный еще в работах М. Бертрана, Э. Зюсса и Э. Аргана, потом с успехом был развит А. Д. Архангельским и, особенно, Н. С. Шатским при составлении тектонических карт СССР и Европы.

Он не является единственно возможным принципом тектонического районирования, однако для карт мелкого масштаба, охватывающих обширные территории, он несомненно наиболее пригоден. Сейчас он даже более обоснован, чем в 1933 г., когда А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский применили его для составления первого наброска тектонической схемы СССР. За прошедшие с тех пор 32 года собрано много фактов, которые позволяют утверждать, что структура земной коры развивается направленно и характер тектонических процессов в истории Земли необратимо изменяется. Поэтому геосинклинали разных эр и складчатые сооружения, возникшие в разные эпохи, существенно отличаются друг от друга. Конечно, и разновозрастные складчатые сооружения достаточно резко различаются между собой в зависимости от истории своего развития, структурного положения и ряда других причин. Однако эти пространственные различия не мешают устанавливать общие для всей земной коры хронологические различия тектонических процессов, которые в значительной мере определяют распределение полезных ископаемых. Надо сказать, что и платформенный чехол развивается различно в зависимости от возраста складчатого основания. Поэтому, принимая принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости, мы не только придаем карте определенную историчность и сохраняем возможность изображать на ней крупные этапы формирования современной структуры земной коры, но и сразу сообщаем некоторую характеристику ее различных областей в отношении формаций, морфологии структур, магматизма и металлогении.

Соблюдение принципа районирования по времени главной складчатости оказалось для больших территорий делом довольно сложным, поскольку с увеличением размеров рассматриваемой части земной коры увеличивается асинхронность происходивших в ее пределах складкообразовательных процессов. Однако, выяснив крупные, в некоторых случаях скользящие во времени, рубежи этапов развития земной коры,

применить этот принцип оказалось возможным для всей территории Евразии.

Внутри областей складчатости определенного возраста на карте выделены выступы более древних складчатых структур или же платформенного основания геосинклиналей и различные структурные ярусы геосинклинальных формаций. Вопрос о выделении этих ярусов очень сложен и для ряда конкретных случаев спорен, потому что любые их границы, установленные по перерывам, несогласиям или смене формаций, обычно не прослеживаются в пределах целой складчатой системы, а если и прослеживаются, то никогда не бывают строго одновременными. Больше того, иногда в соседних синклиналиях резкие рубежи в истории развития соответствуют различным стратиграфическим уровням. Поэтому выделение структурных ярусов для целой области складчатости определенного возраста является решением до некоторой степени условным. Однако, используя главным образом метод формационного анализа разреза, такие ярусы, а иногда и подъярусы, выделить все-таки можно.

В областях герцинской, мезозойской и альпийской складчатости особенно отчетливо выделяется орогенный структурный ярус, выполняющий краевые прогибы и внутренние впадины, а по времени соответствующий эпохе окончания геосинклинального режима, складчатости и горообразования. Изображение на карте структурных ярусов позволяет показать стадийность в развитии геосинклинальных областей, а также размещение крупных антиклинорий и синклинорий, поднятых и опущенных блоков.

На приложенной к статье уменьшенной карточке Евразии от выделения структурных ярусов пришлось отказаться.

Сложнее всего было решить вопрос о расчленении по возрасту глубоко эродированных добайкальских складчатых сооружений, обнаженных на территории щитов и ядер антеклиз в пределах древних платформ. За последнее время появилось много работ, посвященных установлению «тектоно-магматических циклов» в глубоком докембрии, однако бесконечное разнообразие цифр абсолютного возраста, предлагаемых в качестве границ этих циклов, говорит о том, что вопрос о них далеко не является близким к разрешению. Напротив. Внимательное и объективное изучение существующих определений абсолютного возраста говорит о том, что процессы складчатости в докембрии были на разных территориях достаточно асинхронны, особенно, если сравнивать щиты, расположенные к северу и к югу от Альпийско-Гималайского складчатого пояса. На это обстоятельство впервые обратил внимание Н. А. Штрейс.

При реконструкции возраста добайкальских складчатостей необходимо учитывать два положения, достаточно определенно выясненных только работами последнего десятилетия.

Во-первых, надо признать, что степень метаморфизма пород никогда не служит показателем их древности. Это положение не является новым. С развитием широких работ по абсолютной геохронологии докембрия выяснилась масса случаев, когда высоко метаморфизованные породы имеют относительно молодой возраст, а слабо метаморфизованные породы соседних территорий оказываются гораздо более древними. Однако при составлении тектонических и геологических карт, как и при сопоставлении разрезов, это положение часто забывают, очевидно в силу сложившейся ранее традиции, связывать степень метаморфизма с относительной древностью пород. Редко допускается возрастное сопоставление толщ, существенно отличающихся по характеру и степени метаморфизма. Между тем на самом деле изограды метаморфизма определяются только структурно-тектоническими условиями (включая сюда и магматическую деятельность, которая сама является следствием тектонических процессов).

Во-вторых, следует признать ошибочной постоянную синхронизацию докембрийского гранитоидного магматизма (независимо от способа об-

разования гранитов) со складчатостью, завершающей геосинклинальное развитие данной территории. В более поздние времена в Атлантическом сегменте земной коры эти процессы, действительно, часто шли синхронно. Отсюда и сложилось убеждение, что граниты всегда сопровождают главную складчатость. Однако распространять этот вывод на глубокий докембрий неправильно. На востоке Азии хорошо известны интрузии позднемезозойских гранитоидов, расположенные в областях герцинской (Монголо-Охотский пояс), каледонской (Катазия), байкальской (Сишань), карельской (Становик) и еще более древней (Алданский щит) складчатости. Эти интрузии были связаны с оживлением тектонической деятельности и с эпохой складчатости в соседних мезозойских геосинклиналях, но формировались они на территориях, давно уже переживавших платформенный режим, и в ряде районов КНР рвут формации платформенного чехла.

Те закономерности возникновения гранитоидного магматизма, которые в позднем мезозое сохранились на востоке Азии, в более ранние времена были очень широко распространены на всей поверхности нашей планеты.

Особенно убедительные примеры этого дает материк Африки, однако достоверно установлены они и на щитах других континентов. Такая особенность древнего гранитоидного магматизма объясняется довольно легко. Чем более ранние отрезки геологической истории мы рассматриваем, тем меньше становятся размеры платформ и протоплатформ, тем они становятся неустойчивее, подвижнее, тем сильнее сказываются на них тектонические и магматические процессы, происходящие в соседних геосинклинальных зонах.

Для формирования интрузивных и палингенных гранитоидов необходимым тектоническим условием является, по-видимому, процесс поднятия. Однако они формируются не только в геосинклинальных зонах синхронно с теми поднятиями и складчатостью, которые завершают их развитие. Если образовавшаяся после этого платформенная область не погружалась, а продолжала испытывать воздымание, то гранитоиды в ее пределах могли формироваться еще сотни миллионов лет после эпохи главной складчатости. В зоне катангской складчатости Африки (700—800 млн. лет) формирование гранитоидных массивов продолжалось вплоть до ордовика, хотя никаких ни геосинклинальных, ни платформенных нижнепалеозойских осадков там нет и, следовательно, после складчатости эта зона испытывала длительное поднятие. С другой стороны, гранитоидный магматизм на платформах может после длительного перерыва возобновляться под влиянием усилившихся поднятий, связанных с заключительными этапами развития соседних геосинклинальных зон. Пример этого мы видим в позднем мезозое востока Азии.

Выделение эпох складчатости на территории щитов древних платформ производилось главным образом на основании существующих определений абсолютного возраста различных магматических и метаморфических пород, но с учетом высказанных выше положений. Расчленение дорифейских толщ контролировалось методами структурного и формационного анализа. Именно поэтому внутренняя структура Балтийского щита на карте Евразии изображена существенно иначе, чем это было сделано финскими и шведскими геологами на Тектонической карте Европы.

Несмотря на отмеченную выше асинхронность эпох главной складчатости, складчатые зоны щитов древних платформ Евразии удалось разбить на четыре возрастные группы, причем за основу их расчленения принята наилучше изученная история тектонического развития Балтийского щита.

Во-первых, выделены саамиды и другие зоны древнейших складчатостей с возрастом более 2200 млн. лет. В Индии с саамидами Балтий-

ского щита сопоставлен наиболее древний дарварский складчатый комплекс, для магматических пород которого нет цифр абсолютного возраста моложе 2500 млн. лет.

Во-вторых, выделены беломориды и близкие им по возрасту зоны складчатости, сформировавшиеся в интервале 1900—2200 млн. лет.

В-третьих, выделены карелиды и более или менее синхронные им складчатые сооружения с возрастом от 1500 до 1900 млн. лет. В некоторых местах внутри карелид можно было выделить выступы докарельского складчатого основания и два структурных яруса геосинклинального комплекса самих карелид. В Сибири с карелидами сопоставлен складчатый комплекс Станового хребта, а в Индии — Восточнотатский складчатый комплекс. Его магматические породы дают очень большой разброс цифр абсолютного возраста, вплоть до весьма древних. Однако, судя по существу геологическим данным, это объясняется тем, что в зоне Восточнотатской складчатости имеются блоки слабо переработанных более древних пород, принадлежащих дарварскому комплексу.

Отдельно пришлось выделить широтную зону сатпурской складчатости на севере Декана, возраст которой, несомненно, моложе карелид, но значительно древнее большинства байкальских складчатых сооружений. Он довольно точно определяется цифрами порядка 960—980 млн. лет. Зоны складчатости такого или близкого возраста имеются на южных материках, но отсутствуют в других частях Евразии.

Некоторыми авторами на юго-западе Балтийского щита выделяется особая субмеридиональная зона готской складчатости, возраст которой определяют по разному: от 1000 млн. лет до 1300 млн. лет. Изучение характера разрезов и истории магматизма этой зоны показывает, что для хронологического обособления ее нет достаточных оснований и что она должна рассматриваться как краевая зона области карельской складчатости. Присутствие здесь более «молодых» пород объясняется интрузиями анорогенных нижнерифейских гранитов с возрастом от 900 до 1420 млн. лет и соответствующим региональным омоложением вмещающих метаморфических толщ, которое Н. Г. Магнуссон назвал свеко-норвежской регенерацией.

Надо заметить, что отдельные сравнительно небольшие участки выхода на поверхность добайкальских складчатых сооружений имеются за пределами щитов древних платформ внутри областей более молодых складчатостей. Так, например, Охотский массив имеет тот же разрез глубокого докембрия, что Алданский щит Сибирской платформы, и, несомненно, некогда представлял собою его продолжение. Однако уже в рифее они были разделены глубоким миогеосинклинальным прогибом, наложенным по отношению к простирающему более древних структур. Еще более резкое обособление их друг от друга произошло в верхнем палеозое и мезозое в связи с развитием геосинклинальной системы мезозойского северо-востока СССР. Охотский массив стал внутренней структурой этой системы, был сильно раздроблен, в конце мезозоя подвергся гранитизации. На карте он закрашен уже не так, как Алданский щит, а особым цветом древнего основания геосинклинального комплекса мезозойского.

Выходы метаморфизованных дорифейских пород имеются, по-видимому, в ряде других более молодых складчатых систем, однако в большинстве случаев определение их возраста и, тем более, установление времени их первоначальной складчатости невозможно из-за их последующей переработки. Интересно, что относимые всеми к глубокому докембрию метаморфические толщи Шварцвальда, например, не дали ни одного определения абсолютного возраста старше 400 млн. лет. В связи с этим некоторые геологи (Н. А. Штрейс) ставят вопрос о том: имеются ли вообще в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых системах выходы пород, древнее рифейских? В некоторых сравнительно редких случаях на этот вопрос можно ответить положительно, однако

несомненно, что большинство даже высоко метаморфизованных толщ в каледонидах, герцинидах и альпидах, действительно, не древнее рифея. Лишь в байкалидах несомненны обширные участки выходов дорифейских пород.

Особым цветом на карте выделены площади развития древнейших дорифейских слабо метаморфизованных осадочно-вулканогенных формаций платформенного типа, которые развиты в пределах некоторых щитов Евразии (иотний Балтийского щита, овручская свита Украинского щита и т. п.). Отдельные авторы рассматривают эти формации как молассы древних краевых прогибов и межгорных впадин. Однако такое толкование их вряд ли правильно. Несогласное залегание на породах разновозрастных складчатых зон, отсутствие пространственной связи со складчатыми системами, синхронными времени их образования, наконец, широкое распространение в их составе моноклиновых кварцевых песчаников заставляют рассматривать иотний и аналогичные ему формации не как молассы, а именно как древнейшие породы осадочного чехла. Отличия же их от более поздних платформенных формаций естественно объясняются, с одной стороны, эволюцией условий образования этого типа формаций в истории Земли, а с другой стороны, широким развитием в них процессов эпигенеза и отчасти метаморфизма.

Вдоль северо-восточной окраины Русской платформы на пространстве от Барангер-фьорда до Тимана, на значительном протяжении периферии Сибирской платформы, в частности, в Прибайкалье, в широтной полосе территории КНР от Алтын-Тага до окрестностей Пекина, в Корее и во внутренних частях Аравии различными оттенками темно-серого цвета показаны зоны байкальской складчатости. К ним отнесены складчатые сооружения, возникшие в конце докембрия, иногда продолжавшие формироваться в самом начале кембрия. Также закрашена на карте и северо-западная зона араваллид на севере Декана, возраст которой, по видимому, несколько древнее. Для магматических пород этой зоны абсолютная геохронология дает большой разброс цифр от 700 до 1000 млн. лет (граниты Малави), однако она обрезает широтную складчатость сатпурид и потому, несомненно, должна считаться более молодой.

В Траванкоре и на юго-западе Цейлона складчатость байкальского возраста выделена условно на основании находок в прибрежных россыпях ториевых минералов с возрастом от 500 до 900 млн. лет. Возраст в 700 млн. лет указывается и для отдельных пегматитовых жил юго-западной части Декана. Весьма вероятно, что сюда протягивались байкалиды северо-западной части Араваллийского хребта, но позднее значительная их часть оказалась опущенной по разломам под уровень Индийского океана.

Внутри зон байкальской складчатости там, где их удастся расчленить, выделены весьма распространенные в них и обширные по площади выступы карельских и еще более древних складчатых сооружений, а также два структурных яруса геосинклинального комплекса байкалид. Проведение границы между этими структурными ярусами довольно условно и нельзя быть уверенным, что в разных складчатых сооружениях ей соответствует одинаковый или хотя бы близкий стратиграфический уровень. На карте, прилагаемой к статье, эти структурные яруса объединены.

Перерывы, крупные угловые несогласия, гранитный магматизм и молассовые формации соответствующего возраста говорят о том, что байкальская складчатость конца докембрия или самого начала кембрия (на западе ее называют ассинтской, кадомской или бретонской) была распространена на обширных территориях. Однако значительная часть этих территорий в палеозое подверглась геосинклинальной переработке. Рифейские ядра палеозойских складчатых сооружений на тек-

тонической карте Евразии показаны как выступы складчатого основания герцинид, а не как участки байкалид. Поэтому в противоположность Международной тектонической карте Европы на карте Евразии байкалиды отсутствуют во Франции и в Чешском массиве. Их цветом закрашены только такие зоны, в пределах которых геосинклинальные процессы в палеозое уже не происходили. Обычно это сравнительно узкие зоны, вытянутые вдоль краев древних дорифейских платформ.

В связи с байкальской складчатостью впервые в истории развития земной коры появились структуры, которые можно назвать зачаточными краевыми прогибами. Они еще нечетко отделены от прилегающих платформенных синеклиз и потому вопрос о проведении их границ в ряде случаев очень спорен, но они существуют, например, вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы и на погружениях Енисейского кряжа. Для выделения их на карте введен особый знак.

Большие трудности возникали при разделении по возрасту палеозойских складчатых сооружений. В Европе каледониды и герциниды четко отделены друг от друга как по времени образования, так и в пространстве. Иное дело в Азии. Там каледониды очень часто представляют собою ядра более древней стабилизации внутри герцинид, как бы начальные этапы единого процесса палеозойского складкообразования и горообразования. При этом время их складчатости меняется в очень широких пределах, а критерии их отделения от герцинид далеко не всегда бесспорны. Возраст гранитного магматизма таким критерием служить не может, ибо все каледониды Азии содержат большое количество герцинских интрузий. Степень дислоцированности средне- и верхнепалеозойских отложений также не может быть принята за такой критерий, потому что она очень плавно изменяется от структур почти платформенного типа до сильной складчатости в пределах единых по предшествующей истории развития структурных зон.

При составлении карты за основу разделения по возрасту палеозойских складчатых сооружений на каледониды и герциниды принят формационный анализ разреза, причем главным образом формационный характер девонских отложений, отражающий тектонический режим данной территории в «послекаледонское» время. Те палеозойские складчатые области и зоны, в пределах которых девон целиком или в значительной своей части представлен континентальными красноцветными или красноцветно-эффузивными формациями, отнесены к каледонидам. Те же области и зоны, в пределах которых девон представлен морскими геосинклинальными формациями (терригенными, известняковыми или вулканогенными), даже если он залегает с несогласием на силуре и более древних отложениях, отнесены к герцинидам. Этот историко-геологический критерий может быть прослежен на пространстве всех палеозойских складчатых областей Евразии от Бретани и Уэльса на западе до Монголо-Охотского пояса и Катазии на востоке.

Следуя ему, составители карты отнесли Арденны и Рейнские сланцевые горы к герцинидам (как это обычно и делается), хотя на их территории каледонская складчатость проявилась очень резко и морской нижний девон (а местами самый верхний силур) в ядрах антиклиналей с большим угловым несогласием ложится на сложенные в изоклинальные складки слои кембрия, ордовика и нижнего силура. С другой стороны, территория северо-восточной части Центрального Казахстана отнесена к каледонидам, несмотря на то, что развиты здесь красноцветные отложения девона сложно дислоцированы в верхнем палеозое и во многих местах пронизаны герцинскими гранитоидами.

Выделенные таким образом каледониды разделены еще различными оттенками фиолетовых цветов на ранние и поздние. Геосинклинальный разрез первых, как правило, кончается средним кембрием, иногда верх-

ним кембрием; у вторых он охватывает весь ордовик, а во многих случаях и значительную часть силура или даже весь силур.

Складчатые сооружения, отнесенные на карте к ранним каледонидам, многие сибирские геологи выделяют под особым названием салаиррид. Это название не кажется нам удачным по двум причинам. Во-первых, сам хребет Салаир представляет собою герцинское складчатое сооружение. Дислокации конца среднего кембрия здесь имели место, но после них геосинклинальное развитие продолжалось. Во-вторых, как показал детальный палеотектонический анализ Алтае-Саянской складчатой области, проведенный Н. С. Зайцевым и другими геологами, ранние и поздние каледониды связаны здесь очень постепенными пространственными и хронологическими переходами, в силу чего обособлять часть их под совершенно другим названием было бы неправильно.

Ранние каледониды в пределах Евразии развиты только на юге Сибири. К ним отнесены Катунский антиклинорий Горного Алтая, Кузнецкий Ала-тау, Батеневский кряж, юго-западные цепи Восточного Саяна и восточная Тува, включая нагорье Сангилен. Вопрос о границе их с байкалидами восточнее меридиана Иркутска недостаточно ясен. Ранние каледониды в этом направлении «удреваются» по возрасту и, по-видимому, достаточно постепенно переходят по простирацию в байкалиды Западного Забайкалья, пронизанные многочисленными каледонскими гранитоидными интрузиями.

К поздним каледонидам отнесены каледониды в западно-европейском смысле этого слова, то есть такие системы, в которых главная складчатость имела место в интервале времени от конца ордовика до конца силура. Это — складчатые сооружения Норвегии, Шотландии, Уэльса и Ирландии, Брабантский массив Бельгии (где она была даже после нижнего девона), вся периферия Центрального Казахстана, северные дуги Тянь-Шаня, Нань-Шань, часть горных массивов Монголии, Западный Саян, прилежащие к нему районы Горного Алтая и западной части Тувы, наконец, складчатые цепи Катазии на юго-востоке КНР.

В тех и других каледонидах выделены выступы древних структур чаще всего байкальского возраста в ядрах антиклинориев и два структурных яруса вышележащих отложений. К первому из них относятся породы нижнего и среднего кембрия. Лишь в поздних каледонидах Тянь-Шаня его объем увеличивается до нижнего ордовика включительно. К верхнему структурному ярусу в древних каледонидах отнесены породы верхнего кембрия и нижнего ордовика, а в поздних каледонидах породы с возрастом от верхнего кембрия до силура включительно. Лишь в Тянь-Шане верхний ярус начинается средним ордовиком. Местами этот верхний структурный ярус довольно отчетливо делится еще на два подяруса.

Краевые прогибы у каледонских складчатых сооружений в Евразии, как и вообще во всем мире, отсутствуют. Впадины, которые развивались на каледонидах в течение среднего и верхнего палеозоя, будут рассмотрены ниже.

Верхнепалеозойские складчатые сооружения Евразии, которые мы называем герцинидами, по сути дела надо было бы так же, как каледониды, разделить на несколько возрастных групп. Наиболее древними из них являются широтные герциниды Европы или рениды Г. Штилле. В них геосинклинальный разрез кончается формацией кульма нижнего карбона, краевые прогибы формировались в течение среднего и верхнего карбона, а покрывающий платформенный чехол начинается с перми, причем перми нижней. Более молодыми являются уралиды, у которых геосинклинальный разрез кончается средним карбоном, краевые прогибы начали формироваться в верхнем карбоне, а платформенный чехол — только со второй половины среднего триаса. Еще более молодыми следует считать некоторые герциниды северо-востока территории КНР,

где геосинклинальными формациями представлен не только весь карбон, но и значительная часть перми. Наконец, внутри герцинской складчатой области есть отдельные межгорные прогибы, в которых непрерывное осадконакопление продолжалось до начала верхнего триаса, а интенсивная складчатость произошла в конце карнийского века или даже в норийский век. Такова Мангышлакская складчатая система на восточном берегу Каспийского моря.

Однако практически при работе с картой разделить герциниды на отдельные возрастные группы оказалось очень трудно. Во-первых, возникли чисто технические трудности по подбору соответствующего количества цветовых гамм. Во-вторых, для ряда герцинских сооружений Азии установить точный возраст оказалось невозможным или же было выяснено, что он изменяется по простираанию одной и той же складчатой системы. Поэтому на карте герциниды показаны нерасчлененными на возрастные группы.

В их пределах выделены выступы более древних складчатых структур, сложенные породами докембрия и нижнего палеозоя, два структурных яруса геосинклинальных образований и орогенный структурный ярус, отложения которого выполняют краевые прогибы и синхронные им по времени образования внутренние впадины. Граница между структурными ярусами геосинклинальных образований, за редкими исключениями, проведена либо в кровле среднего девона, либо в его средней части под живетским ярусом. Иногда, как в Рейнских сланцевых горах, она поднимается до подошвы карбона. Кровля верхнего структурного яруса в разных складчатых сооружениях меняет свое положение от подошвы среднего карбона до довольно высоких стратиграфических уровней перми. На приложенной к статье карточке геосинклинальный комплекс герцинид на ярусы не расчленен.

Орогенный структурный ярус герцинид в целом на территории Евразии формировался от среднего карбона до начала верхнего триаса, но в каждой конкретной складчатой системе соответствует лишь какой-то части этого стратиграфического интервала. Среди сложенных его породами структур на большой карте Евразии выделены краевые прогибы, внутренние впадины, выполненные молассовыми отложениями, и внутренние впадины, выполненные преимущественно вулканогенными образованиями. На приложенной к статье карточке впадины двух последних типов объединены.

На востоке Азии за долиной р. Лены и низовьями р. Брампутры типичных краевых прогибов нет ни в герцинских, ни в других по возрасту складчатых сооружениях. Это связано, по-видимому, с отсутствием здесь сколько-нибудь крупных по размерам древних платформ. Внутри некоторых герцинских складчатых сооружений, например в Монголо-Охотском поясе, в пермское и нижнетриасовое время здесь формировались своеобразные узкие прогибы, выполненные частично молассовыми, но частично типично геосинклинальными формациями. Эти прогибы, представляющие собою одну из особенностей тектонического развития востока Азии, выделены на карте особой штриховкой.

Мезозойские зоны складчатости, широко развитые на востоке Азии во внутренней по отношению к матерiku зоне Тихоокеанского тектонического пояса, развивались из геосинклиналей, которые заложились в среднем карбоне или в начале верхнего карбона частью на подвижных участках древних докембрийских платформ, частью на складчатых сооружениях более ранних эпох палеозоя. Поэтому выступы основания в областях мезозойской складчатости разнообразны по своему характеру. Иногда это кристаллические породы в основном, по-видимому, докембрийского возраста. Иногда это те же кристаллические породы, но перекрытые платформенным чехлом палеозоя или палеозоя и мезозоя. В других случаях, в структурах, которые можно считать ядрами антиклин-

риев, но не срединными массивами, это дислоцированные геосинклинальные отложения рифея и нижнего палеозоя или нижнего и среднего палеозоя. Все эти различные по строению типы основания мезозойд показаны на большой тектонической карте Евразии различными оттенками темно-зеленого цвета и штриховками, но на приложенной к статье схеме они объединены.

Заложившись примерно в одно и то же время — в среднем или верхнем карбоне, т. е. одновременно с началом складчатости герцинид, мезозойские геосинклинали востока Азии имели разную длительность развития. Во Вьетнаме, Сиканском горном поясе Китая и восточном Куньлуне их разрез заканчивается карнийским ярусом верхнего триаса. В норийский век здесь началась складчатость, а в рэте уже формировались континентальные угленосные отложения отдельных межгорных и предгорных впадин. По-видимому, такой же или немного более молодой возраст имеют мезозойды Таиланда, Малакки, северо-восточной Суматры и западного Калимантана. Есть данные в пользу того, что развитие некоторых мезозойских геосинклинальных прогибов, расположенных восточнее Колымского срединного массива, так же закончилось в триасе. Между тем, в провинции Гуань-дун на юге Китая и в Кара-Коруме известны мощные геосинклинальные черносланцевые толщи морского лейаса; на большей части северо-востока Сибири и в южном Тибете геосинклинальное развитие продолжалось до середины верхней юры, а на северо-востоке Приморья даже до нижнего сенона.

Мезозойды Китая, Индокитая и Индонезии, главная складчатость которых происходила в конце триаса или в лейасе, на большой тектонической карте Евразии выделены особыми оттенками зеленого цвета и особыми индексами. Это ранние мезозойды или индосиниды Фромаже. Поздними мезозойдами или просто мезозойдами мы называем такие, складчатость которых происходила от конца юры до конца мела.

Естественно, что от времени завершения геосинклинального развития зависит стратиграфический объем тех структурных ярусов и подъярусов, которые можно выделить в мезозойдах. В ранних мезозойдах довольно четко выделяются два структурных яруса, нижний из которых охватывает верхний карбон и пермь, а верхний — триас и местами лейас. В поздних мезозойдах, разрез которых в общем очень однообразен и состоит из различных терригенных толщ, четкие структурные ярусы вообще не выделяются. Здесь в структурно едином геосинклинальном комплексе по более или менее резким изменениям литологического характера пород можно выделить только подъярусы, стратиграфические границы которых очень изменчивы. На карте к нижнему подъярису в большинстве случаев отнесены породы от верхнего карбона до нижнего триаса, к среднему подъярису — породы среднего и верхнего триаса и к верхнему — породы от верхов триаса (рэта) до верхней юры. Однако в Приморье объемы подъярусов иные. Здесь нижний из них отвечает интервалу от среднего карбона до перми включительно, средний — всему триасу и нижней юре, а верхний — интервалу от средней юры местами до верхнего мела. На многих участках мезозойских складчатых систем то нижний и средний, то средний и верхний структурные подъярусы сливаются в единые по формационному характеру нерасчленимые толщи отложений.

На приложенной к статье схеме геосинклинальный складчатый комплекс мезозойд не расчленен.

Полосатыми зелеными штриховками выделен орогенный структурный ярус мезозойд с разделением выполненных им депрессий на краевые прогибы и внутренние впадины. Время формирования этого яруса чаще всего охватывает конец верхней юры и нижний мел, но местами затягивается до верхнего мела, а в Приморье местами может быть и до палеогена. В то же время в ранних мезозойдах начало его форми-

рования отодвигается в глубь веков, до ранней юры и даже до конца триаса.

Среди кайнозойских складчатых сооружений выделены разными гаммами желтых красок, как это делалось и на тектонических картах СССР, альпийские или средиземноморские и камчатские или тихоокеанские. В пределах тех и других имеются участки несколько различного возраста, но в целом области альпийской складчатости несомненно древнее, чем области камчатской складчатости. Последние сейчас проходят примерно те стадии тектонического развития, которые для альпид были характерны в олигоцене. Надо заметить, что складчатые сооружения Бирмы и Западной Индонезии дают пример постепенного перехода от альпид к камчадидам. В их пределах постепенно по простиранию структур изменяются, омолаживаясь к юго-востоку, возраст вулканизма, время начала складчатости и стратиграфические границы однотипных формаций, что впервые было установлено еще в конце двадцатых годов работами Дадли Стампа.

Геосинклинали, на месте которых возникли альпийские складчатые сооружения, в большинстве своем заложены в верхнем палеозое или в начале триаса по системам разломов на территориях, в пределах которых незадолго перед тем имела место герцинская складчатость. Таким образом, это — регенерированные геосинклинали. Во многих случаях их простирание сетчатое простирание тех палеозойских структур, на которых они развились. Участки герцинской складчатости, не испытавшие в мезозое регенерации геосинклинального режима, образовали срединные массивы альпийской складчатой области. Значительная часть этих массивов испытала сильные погружения и даже превратилась в глубоководные впадины во время альпийского орогенеза.

На некоторых участках внутри альпид, например на южном склоне Главного Кавказского хребта в пределах Сванетии, В. И. Славиным и А. А. Богдановым предполагалось непрерывное или, как они писали, «сквозное» геосинклинальное развитие в течение палеозоя и мезозоя. Последние работы А. А. Белова показывают, что это предположение ошибочно и вызвано литологическим однообразием развитых здесь геосинклинальных толщ верхов палеозоя и низов мезозоя. В действительности, лейас залегает в Сванетии с резким угловым несогласием и конгломератами в основании на более древних породах разного возраста до девона включительно, что говорит о достаточно сильном проявлении герцинской складчатости и возобновлении геосинклинального режима в нижней юре. Таким образом, зоны «сквозного» геосинклинального развития в палеозое и мезозое внутри альпийской складчатой области пока не обнаружены, хотя существование их следует признать вполне возможным.

Зато несомненно существуют такие участки земной коры, в пределах которых альпийские геосинклинали заложены в конце верхнего палеозоя на платформенном основании. Такова, например, была история развития складчатой системы Загроса на юго-западе Ирана. Геосинклиналь, на месте которой возникла эта складчатая система, начала развиваться в верхней перми на краю древней Африкано-Аравийской платформы, явно наложено по отношению к простиранию ранее существовавших здесь структур. Это особенно хорошо видно по распространению диапировых куполов с ядрами из кембрийской соли, которые развиты в части системы Загроса, на островах Персидского залива и на «пиратском берегу» Аравии, то есть в зоне нижнепалеозойской синеклизы, перпендикулярной простиранию Загроса.

Разрезы палеозоя более северных областей Ирана, включая Эльбурс, а также северо-восточной Турции и Нахичеванской АССР еще мало изучены. Однако отсутствие вулканогенных пород, сравнительно небольшие мощности и преобладающий карбонатный состав отложений за-

ставляют предполагать, что и здесь в палеозое на обширных площадях существовали платформенные условия, близкие тем, которые существовали на северо-востоке Сибири перед заложением геосинклиналей мезозойского периода. Та или иная палеозойская предыстория влияла на морфологию альпийских структур, магматизм и характер формаций альпийских геосинклиналей, но вопрос об этом влиянии в настоящее время только еще начинает изучаться.

На тектонической карте Евразии в пределах областей альпийской складчатости выделены выступы основания, в ряде случаев разделенные на сложенные докембрийскими и сложенные палеозойскими породами два структурных яруса геосинклинальных отложений, местами разделенные на подъяруса, и орогенный структурный ярус, выполняющий краевые прогибы и межгорные впадины. Граница между структурными ярусами геосинклинальных отложений проведена по подошве верхнего мела.

В нижнем ярусе выделены два подъяруса. Нижний из них охватывает отложения триаса, нижней и средней юры, но во многих местах Азии также значительную часть верхнего палеозоя. Верхний подъярус нижнего яруса — это отложения верхней юры и нижнего мела. Местами, как, например, на Северном Кавказе и в Крыму, граница между подъярусами нижнего структурного яруса альпид становится очень резкой, сопровождается перерывом и угловым несогласием, что дает основание некоторым геологам говорить о проявлении здесь мезозойской складчатости. Формально они правы. Мезозойская складчатость на таких участках была, и вышележащие породы, начиная с верхней юры, залегают здесь очень спокойно, практически моноклинально. Однако в формационном отношении эти вышележащие породы таковы же, как на соседних участках альпийской складчатой области, где тектонические движения конца средней юры проявились очень слабо или не проявились совсем. В то же время они резко отличны от синхронных образований мезозойских складчатых областей. Этот формационный подход к анализу истории тектонического развития не позволяет рассматривать Северный Кавказ или Крым как области мезозойской складчатости и заставляет считать их участками области альпийской складчатости с очень ранними проявлениями сильных складкообразовательных процессов.

В верхнем структурном ярусе альпид также выделены два подъяруса, из которых один охватывает отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена, а другой — отложения олигоцена, а местами также нижнего и даже низов среднего миоцена. Существуют складчатые системы, например сами Альпы, в которых граница между этими подъярусами очень резка, сопровождается перерывом и угловым несогласием. Однако в других складчатых системах той же альпийской области на этом стратиграфическом уровне отмечается лишь резкая смена формаций без углового несогласия и даже без перерыва в осадконакоплении.

На приложенной к статье карточке геосинклинальный комплекс альпид на структурные яруса не расчленен.

Орогенный структурный ярус альпид местами начал формироваться в олигоцене, а у подножия восточных Пиренеев, строго говоря, еще в верхнем эоцене (конгломераты Палассу). Однако это редкие исключения. В большинстве краевых прогибов и внутренних впадин альпид его формирование началось в ту или иную эпоху миоцена и либо закончилось в плиоцене, либо продолжается до сих пор, как это имеет место в Месопотамском и Предгималайском прогибах.

Что касается области камчатской или тихоокеанской кайнозойской складчатости, то вопрос о времени заложения геосинклиналей, из которых здесь сейчас, на наших глазах формируются складчатые горные сооружения, спорен. Во многих местах этой области весьма энергично про-

явилась мезозойская складчатость конца юры — нижнего мела, причем созданные в то время структуры часто не совпадают по простиранию с современными. Такие соотношения мы можем наблюдать на Камчатке и в Японии. На территории молодых складчатых сооружений Индонезии и Бирмы также была мезозойская складчатость, только несколько более поздняя, в конце мелового периода. Поэтому можно было бы считать, что в области камчатской складчатости геосинклинальный режим был регенерирован после предшествующего складкообразования и поднятия в различные эпохи верхнего мела, а на юге даже в палеогене.

Однако такая история тектонического развития не прослеживается на всем протяжении области камчатской складчатости, и поэтому при ее структурном расчленении на карте принята несколько иная точка зрения. К выступам основания были отнесены только площади, сложенные породами докембрия и нижнего палеозоя или сложенные породами среднего и верхнего палеозоя. На территории Японии и Филиппин особой штриховкой показаны участки, на которых такие выступы палеозойского или более древнего основания перекрыты чехлом слабо дислоцированных неоген-четвертичных вулканогенных пород.

Породы триаса, юры и нижнего мела, отлагавшиеся до конца эпохи мезозойской складчатости, выделены как нижний структурный ярус. На Аляске этот нижний структурный ярус охватывает так же тесно связанные с триасом породы верхнего палеозоя, а в Индонезии и Бирме его верхняя граница поднимается до кровли мела.

Верхний структурный ярус области камчатской складчатости охватывает породы от верхнемеловых, а на юге от палеогеновых, до современных. По перерывам, местами угловым несогласиям и изменениям состава пород он везде может быть подразделен на три подъяруса, но границы этих подъярусов в разных местах проходят на разных стратиграфических уровнях, что оговорено в подписях к условным обозначениям карты.

Орогенный структурный ярус начал формироваться лишь в немногих относительно более древних участках области камчатской складчатости. Наиболее типично он развит в Бирме, которая лежит уже в зоне перехода к альпийской складчатой области. Здесь им выполнен Бирманский или Предараканский краевой прогиб к западу от горной цепи Аракан-Иома и ряд межгорных впадин к востоку от нее. Кроме того, довольно типичные молассы выполняют краевой прогиб, который развился на эпигерцинской платформе, к югу от складчатого пояса Новой Гвинее. Формирование названных краевых прогибов началось в миоцене, а межгорных впадин восточной Бирмы в плиоцене.

Возможно, что в северо-западной части Корякского нагорья, которая имеет несколько более древний возраст основной складчатости, к орогенному ярусу следует отнести развитые здесь в ряде синклиналиев угленосные отложения палеогена, но вопрос этот недостаточно ясен и на карте они отнесены к среднему подъярису верхнего структурного яруса геосинклинального пояса.

На других участках области камчатской складчатости орогенный ярус и соответствующие ему структуры, видимо, еще не начали формироваться. Нет его даже на Тайване, западное побережье которого ошибочно рассматривается некоторыми китайскими геологами и П. Н. Кропоткиным как краевой прогиб. Однако различные участки области камчатской складчатости находятся на разных стадиях развития. Некоторые из них, как Идзу-Бонинская дуга, еще не поднялись над уровнем океана и лишь намечаются по подводному рельефу и редким точкам вулканических островков. В других участках этой области, как, например, в Бирме и в Корякском нагорье, наоборот, процессы вулканизма давно закончились, а процессы складчатости и поднятия зашли настолько далеко, что эти участки причленились к материку Азии и представляют собой возвышенную страну со сложно расчлененным рельефом.

В таких более древних участках области камчатской складчатости имеются молодые наложенные впадины, выполненные почти не дислоцированными образованиями верхнего плиоцена и четвертичной системы, среди которых, по крайней мере местами, заметную роль играют вулканоγενные породы. К числу подобных впадин относится Центрально-Камчатская депрессия. На большой карте Евразии они выделены густой косой клеточкой, но на приложенной к статье схеме не показаны.

Платформенный чехол на добайкальском складчатом фундаменте показан различными оттенками розового или буровато-красного цвета, на байкальском складчатом основании — различными оттенками лилового цвета и на палеозойском складчатом основании — различными оттенками коричневатого-серого цвета. Разделить платформенный чехол на каледонидах и на герцинидах не представилось возможным, потому что в пределах различных палеозойских складчатых областей он начал формироваться приблизительно одновременно с перми или с триаса и мало различается по характеру формаций и типу своих структур.

Следует сказать, что в ряде случаев не удалось также разделить платформенный чехол, лежащий на байкальском и на более древнем складчатом фундаменте. Поэтому в Северном Китае, Индии, Аравии и частично по периферии Сибирской платформы чехол на байкалидах показан в той же гамме цветов, что и чехол на неплененизированных добайкальских складчатых сооружениях. Это определенный недостаток карты, который, вероятно, удастся устранить в будущем, когда геологи по характеру геофизических полей и по типу структур платформенного чехла научатся лучше различать возраст складчатости фундамента и когда больше будет накоплено материала для подобных реконструкций.

Выделение платформенного чехла на байкалидах имеет большое значение для решения вопроса о том, относить ли нам такие области к древним или к молодым платформам? Вопрос этот спорный и даже среди составителей карты были сторонники разных его решений. С моей точки зрения, области байкальской складчатости следует относить скорее к молодым, чем к древним платформам. В пользу этого говорят два обстоятельства. Во-первых, на огромной территории, лежащей к северу от Тетиса, байкальская складчатость отделена от предшествующей карельской складчатости громадным промежутком времени почти в миллиард лет, в течение которого самостоятельные складчатые системы здесь не возникали. Этот интервал времени является естественным рубежом для разграничения древних и молодых платформ, по крайней мере на рассматриваемой территории. Во-вторых, байкалиды и ранние каледониды очень близки по времени главной складчатости, а на юге Сибири они местами связаны настолько постепенными переходами по простиранию, что границу между ними можно провести только с известной долей условности.

Глубина залегания складчатого фундамента под платформенным чехлом изображалась оттенками перечисленных выше цветов. На древней Русской платформе, в приподнятых частях Сибирской платформы, на северо-западе Африки, в Печорской синеклизе эпибайкальской платформы и на большинстве молодых платформ с палеозойским складчатым основанием данные бурения и геофизики позволили провести изолинии глубин залегания фундамента через 1000 м, а в ряде случаев и через 500 м.

Однако для погруженных частей Сибирской платформы, для северо-востока Африкано-Аравийской платформы, для Индостанской и Китайских платформ таких данных было недостаточно. Здесь оттенки цветов те же, что и на Русской платформе, отвечают не определенным глубинам залегания фундамента, а определенным структурным комплексам осадочного чехла, начиная с рифейско-нижнепалеозойского и кончая неоген-четвертичным. Выделение этих комплексов также рисует общие

черты современной структуры платформ, но с меньшей точностью, чем изолинии абсолютных отметок глубин залегания фундамента.

Для изображения различных этапов развития структуры платформ использованы стратоизогипсы по разным горизонтам, а в некоторых случаях линии изопакит. Для всей площади Туранской и Западно-Сибирской плит даны, например, стратоизогипсы по кровле меловых отложений.

На молодых эпипалеозойских платформах выделены также особым крапом впадины, выполненные отложениями нижнего подъяруса платформенного чехла. Его нижняя граница чаще всего соответствует подошве рэта или подошве лейаса, но на восточном склоне Урала опускается значительно глубже в триас. Его верхняя граница местами проходит под тоаром, чаще под ааленом или под байосом, но в разрезах Большого Балхана поднимается до кровли бата, а в грабене Туркестанского Кара-тау даже до кровли оксфорда. В формационном отношении это чаще всего континентальные угленосные отложения, местами довольно грубые по составу, в нижней части нередко с большим количеством разнообразных по составу эффузивов.

Некоторые геологи не включают их в платформенный чехол, а рассматривают как особый «переходный», «промежуточный» или «предчехольный» структурный комплекс, но такая точка зрения основана лишь на недостаточном анализе существующего материала. В приподнятых краевых частях молодых плит рассматриваемые отложения выполняют впадины типа Челябинского грабена, довольно интенсивно дислоцированы и отделены резким угловым несогласием от значительно более молодых пород верхнего подъяруса платформенного чехла. Здесь, действительно, их структурное положение недостаточно ясно. Однако в более погруженных центральных частях молодых плит те же по возрасту и формационному характеру толщи залегают уже не в узких грабенах, а выполняют обширные по площади понижения в поверхности складчатого фундамента. На частных антиклиналях между ними и более молодыми слоями платформенного чехла обычно сохраняются перерыв и несогласие, которое может достигать значительных угловых величин, но в сторону от осей антиклиналей это несогласие быстро уменьшается, а в синклиналях исчезает совсем, причем разрез становится полным и непрерывным. В основании же рассматриваемых отложений всегда наблюдаются крупный стратиграфический перерыв и угловое несогласие.

Такие структурные соотношения заставляют считать их входящими в состав чехла молодых платформ, хотя и образующими его особый нижний структурный подъярус.

На древних платформах некоторую структурную, но не формационную аналогию нижнему подъярусу чехла молодых платформ мы можем усмотреть в залегании рифейских отложений, более древних, чем вендский комплекс. Они местами выполняют крупные грабены типа Пачелмского и отделены большим стратиграфическим перерывом от вышележащих слоев чехла, а местами слагают обширные площади и образуют единый непрерывный разрез с вендом и нижним палеозоем. Однако на древних платформах структурная обособленность нижних слоев чехла значительно меньше, чем на молодых. Поэтому на древних платформах в качестве особого подъяруса они не выделены.

Внемасштабными условными знаками на древних и молодых платформах показаны брахиантиклинали и брахисинклинали различных типов. Густой синей клеточкой выделены соляные купола и брахиантиклинали.

На приложенной к статье уменьшенной тектонической карте Евразии изображение структуры платформенного чехла значительно схематизировано.

Особыми условными знаками изображены на карте структуры нескольких категорий, которые, строго говоря, не могут быть отнесены ни к группе геосинклинальных, ни к группе платформенных.

Это, прежде всего, впадины и прогибы, развивавшиеся в среднем и верхнем палеозое (иногда включая верхний ордовик или нижний триас) в областях каледонской и отчасти в областях байкальской складчатости. Их иногда сопоставляют с краевыми прогибами и межгорными впадинами более молодых складчатых систем, но такое сопоставление не может быть признано правильным. Осадконакопление в краевых прогибах и межгорных впадинах всегда во времени непосредственно продолжало геосинклинальное осадконакопление, смещаясь по отношению к нему лишь в пространстве. Рассматриваемые же впадины на каледонидах и байкалидах нередко возникали значительно позднее главной складчатости и потому в основании выполняющих их толщ обычно наблюдается большой стратиграфический перерыв. Краевые прогибы и межгорные впадины более поздних складчатостей формировались не более одного или полутора периодов, то есть 40—60 млн лет. Продолжительность же формирования впадин и прогибов на каледонидах достигает местами трех периодов, то есть 120—140 млн лет. Формационный характер отложений в эпикаледонских впадинах тоже весьма своеобразен. В основании их обычно располагаются континентальные красноцветные толщи с большим количеством эффузивов порфирового и диабазового состава, что совершенно не характерно для краевых прогибов. Выше лежат очень пестрые по составу терригенно-карбонатные морские толщи и нередко континентальные (но не паралические) угленосные отложения.

Все это позволяет утверждать, что средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы на каледонидах и байкалидах представляют собою совершенно специфические структурные образования, не повторявшиеся в другие эпохи развития земной коры. По возрасту выполняющих формаций их удается разделить на три типа. Наиболее древние впадины, выполненные отложениями верхнего ордовика, наблюдаются только в Тянь-Шане. Значительно шире распространены впадины и прогибы, разрез которых начинается силуром или верхним ордовиком и заканчивается средним девонем. Наконец, в части впадин он начинается средним или нижним девонем и заканчивается верхней пермью или нижним триасом.

Отложения эпикаледонских впадин иногда залегают спокойно и в таких случаях нередко относятся геологами к платформенному чехлу. Однако в других районах те же отложения дислоцированы очень интенсивно и пронизаны интрузиями герцинских гранитоидов. Поэтому относить их к платформенному чехлу никак нельзя. Не соответствуют они одновозрастным платформенным отложениям и по своему формационному характеру. Появление своеобразных эпикаледонских впадин связано с тем обстоятельством, что геосинклинальное развитие каледонид было неполным, как бы незавершенным, на что давно обращал внимание в своих работах Н. С. Шатский.

Второй категорией своеобразных структур являются глубокие наложенные мезозойские впадины восточной окраины Азиатского материка, впервые выделенные М. С. Нагибиной под названием впадин тихоокеанского типа. Они развивались преимущественно в континентальных условиях и выполнены вулканогенными, молассовыми и угленосными отложениями, мощность которых может достигать 7 км. Возраст этих отложений чаще всего юрский и нижнемеловой, хотя местами их накопление началось еще в верхнем триасе, а местами оно закончилось только в верхнем мелу.

Наличие большого количества таких впадин в осевой зоне Монголо-Охотского пояса и присутствие в составе их выполнения здесь морских флишеподобных отложений лейаса побудило при составлении тектони-

ческих карт СССР издания 1952 г. и издания 1956 г. отнести весь этот пояс к мезозоидам. Однако составление тектонической карты Евразии показало, что подобные же впадины развиты на герцинидах северо-восточного Китая, на каледонидах Катазии, на палеозойском платформенном чехле байкалид Си-шаня, на Шаньдунском, Ляодунском и Алданском щитах древних платформ. Следовательно, эти впадины представляют собою специфические структуры востока Азии, развившиеся под влиянием мощных тектонических процессов в соседних геосинклиналях и наложенные на более древние складчатые системы любого возраста.

В Монголо-Охотском поясе они наложены на складчатую структуру герцинид.

Третьей группой своеобразных структур являются впадины, связанные с эпиплатформенным орогенезом неотектонического этапа развития Евразии. Подобно мезозойским впадинам востока Азии, эти впадины формировались на складчатом основании любого более древнего возраста или на платформенном чехле, покрывающем такое складчатое основание. Их развитие в Средней Азии и в Прибайкалье началось с верхнего олигоцена, но во многих местах юго-востока Азии только с плиоцена, а в Монголии еще с верхнего мела. В большинстве случаев оно продолжается и сейчас. Выполнены рассматриваемые впадины исключительно континентальными отложениями молассового типа, красноцветными и нередко соленосными в аридной зоне, сероцветными и нередко угленосными в более северной гумидной зоне.

Существенным отличием неотектонических впадин от впадин тихоокеанского типа является характер магматизма. Эффузивные формации последних представлены преимущественно породами среднего и кислого состава, а формирование этих впадин завершалось интрузиями щелочных гранитоидов. С неотектоническими же впадинами из вулканических пород связаны только трахибазальты, а гранитоидные интрузии в них полностью отсутствуют. Эти отличия говорят о существовании разной глубинности процессов, вызвавших образование впадин того и другого типа.

Образованию впадин всех трех перечисленных выше типов, несомненно, соответствовало во времени и образование положительных структур, однако способы картографического изображения их не разработаны. Лишь неотектонические поднятия можно было бы изобразить изолиниями по высоте остатков пенеплена. Однако сделать это для всей Евразии и при таком малом масштабе карты, как 1 : 5 000 000, оказалось невозможным.

К четвертой категории структур особого рода отнесена зона развития вулканогенно-осадочного комплекса вдоль грандиозного Чукотско-Катазиатского пояса разломов, протянувшегося на 11 тысяч километров вдоль восточной окраины Азиатского материка. Формирование этого комплекса на берегах Охотского моря началось в апте, в Приморье — в туроне и сеноне, но в Катазии и на острове Хайнань еще в юре, а закончилось местами в нижнем мелу, а местами в верхнем мелу, а местами в палеогене. Неогеновые платобазальты западного берега Татарского пролива наложены на этот комплекс и не должны в него включаться.

Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс по формационному характеру слагающих его магматических пород, по своей металлогении и по своей структуре не имеет аналогов среди других вулканогенных поясов Евразии, а потому несомненно заслуживает выделения в самостоятельную категорию.

Несколько иначе, чем на других тектонических картах, дано на карте Евразии расчленение и изображение интрузивных магматических комплексов. Многочисленными исследованиями советских и зарубежных геологов установлено, что особенности петрографического состава и металлогении гранитоидов в большей мере определяются не их абсолютным возрастом, а отношением времени их образования ко времени складча-

тости вмещающих отложений. Поэтому в каждой из докайнозойских областей складчатости были выделены гранитоиды синорогенные, интрузии которых формировались в процессе геосинклинального развития и на ранних этапах складкообразовательных движений, и гранитоиды позднеорогенные, интрузии которых по времени были связаны с заключительными этапами складчатости и общим поднятием бывшей зоны геосинклинальных опусканий. Для областей каледонской и более древних складчатостей пришлось выделять также посторогенные гранитоидные интрузии, очень в них распространенные, иногда с разделением их по возрасту (например, в байкалидах на каледонские и герцинские). В областях кайнозойской складчатости такое разделение гранитоидов провести не удалось и все они показаны как синорогенные.

Гранитоидные интрузии рисовались по площади их современного эрозионного среза и закрашивались в гамме цветов той складчатости, которой по возрасту они соответствовали, со штриховкой в виде различных крестиков. Исключение было сделано для широко развитых на востоке Азии платформенных гранитоидов, интрузии которых закрашены ярко красным цветом. Они формировались в Корее с верхнего палеозоя, а в других местах с верхнего триаса до раннего палеогена, но главным образом в конце юры и начале мела, то есть в эпоху главной складчатости мезозойской, в областях герцинской, каледонской и более древних складчатостей вплоть до архейских ядер Шаньдунского и Алданского щитов.

Гранитоиды, образующиеся в платформенный этап развития той или иной территории, явление, по-видимому, далеко не такое редкое, как об этом можно было думать еще недавно. Однако в Европе мы не знаем построженных гранитоидных интрузий, более молодых, чем герцинские, да и те встречаются сравнительно редко, преимущественно на щитах древней Восточно-Европейской платформы. На востоке же Азии процесс образования типичных гранитоидов затянулся до более поздних времен, вплоть до начала палеогена, и был особенно интенсивен в конце мезозоя. Эти преимущественно мезозойские платформенные гранитоиды востока Азии, резко отличные по своей металлогении от одновозрастных гранитоидов мезозойских складчатых зон, безусловно заслуживали выделения на карте особым цветом, что подчеркивало одну из специфических особенностей Тихоокеанского сегмента земной коры.

Что касается ультраосновных и щелочных интрузивных пород, то они показаны особыми цветами, без разделения по возрасту или по отношению времени их внедрения ко времени складчатости. Сделано это отчасти ввиду малочисленности их интрузий по сравнению с интрузиями гранитоидов, а отчасти в силу того, что ультрабазиты, как правило, бывают приурочены к длительно развивающимся зонам глубинных разломов и поэтому сами, почти в любой полосе своего распространения, разновозрастны. Время формирования их интрузий ограничено, однако, почти всегда геосинклинальным этапом развития. Свообразные по составу платформенные ультрабазиты в пределах Евразии встречаются крайне редко. Они известны в северо-западной Сирии, где связаны с северным концом Великой африканской системы разломов близ торцового сочленения ее с альпийским складчатым поясом, затем в связи с трапповой формацией на Сибирской платформе и в Тибете, где по имеющимся данным они прорывают платформенный чехол мезозоя. Щелочные интрузии характерны, наоборот, для заключительных стадий элигеосинклинальной складчатости и для платформенных этапов развития. В структурном отношении они всегда связаны со щитами, крупными антиклинориями, поперечными зонами воздымания осей складок, ядрами антеклиз или другого рода поднятиями.

На приложенной к статье схематической карточке из интрузивных пород показаны только мезозойские платформенные гранитоиды востока Азии.

Эффузивы среди геосинклинальных образований не выделены за исключением вулканогенных пород внутренних впадин эпохи герцинской складчатости. Среди негеосинклинальных эффузивных формаций выделена трапповая, формация мезозойских и кайнозойских эффузивов смешанного состава, формация кайнозойских платобазальтов и совершенно особая вулканогенно-осадочная формация упоминавшегося выше грандиозного Чукотско-Катазиатского пояса разломов.

Чтобы закончить с условными обозначениями материковой части карты, следует сказать, что большое внимание было уделено дифференцированному изображению разломов. Под руководством А. В. Пейве были выделены и прослежены в пределах всего континента системы глубинных разломов, причем показаны участки, на которых они погребены под платформенным чехлом и прослеживаются по геофизическим данным, а также участки, где вдоль них установлены горизонтальные смещения земной коры. Среди разломов, которые не могут быть отнесены к категории глубинных, выделялись флексуры, сбросы, сдвиги и надвиги. Отдельным знаком показывались также фронтальные линии пологих надвигов и шарьяжей которые существуют в очень многих каледонских, герцинских и альпийских складчатых системах.

С известными трудностями составители карты встретились при разработке условных обозначений для тектонического районирования и изображения структур морского и океанического дна. Дело это было новое, потому что раньше на тектонических картах для затопленных морем пространств давалась только батиметрия. Полностью перенести на подводные участки земной коры принципы изображения тектоники материков оказалось невозможным в силу резко иного характера фактического материала, которым мы располагаем для таких участков. Действительно, о геологическом строении морского и океанического дна мы можем судить на основании данных о его рельефе, который на больших пространствах изучен сейчас очень хорошо, и, в меньшей мере, на основании данных геофизики. Некоторые выводы историко-геологического характера можно получить из анализа данных по зоогеографии и фитогеографии как самих водных бассейнов, так и островных участков суши. Однако возраст коренных пород, выходящих на дне морей и океанов, мы знаем пока лишь в единичных случаях, морское бурение широко развернулось лишь на немногих шельфовых участках, а самые глубокие колонки, получаемые вакуумными трубкаами, не выходят из четвертичных отложений.

Рельеф и геофизическая характеристика того или иного участка морского дна и вообще земной коры отражают не столько всю историю его тектонического развития, сколько самый последний, новейший этап этой истории. Поэтому структуры, которые мы можем выделить на морском дне, это структуры, по сути дела, неотектонические. Их можно разделить по морфологии, по особенностям связанного с ними вулканизма, но разделять их по возрасту, по времени образования, как мы делаем на материках, практически невозможно. Для этого нет данных. Возрастные критерии тектонического районирования могут быть применены для морского дна лишь в очень ограниченных размерах, да и то в ряде случаев условно.

Принимая во внимание батиметрию, рельеф и геофизические данные, в пределах морской части карты Евразии можно выделить три основные крупные категории структур: континентальные платформы или затопленные неглубоким морем области докайнозойских складчатостей, подводные части кайнозойских складчатых и геосинклинальных областей и глубоко погруженные океанические платформы. Для первых характерен обычный материковый тип строения земной коры. В пределах вторых мозаично располагаются участки с очень разным строением земной коры. Наконец, третьи характеризуются земной корой так называемого

«океанического» типа, то-есть резко уменьшенной мощности и без «гранитного слоя», по крайней мере в геофизическом понимании этого термина.

В пределах континентальных платформ по данным геофизики, по расположению некоторых подводных структур, которые можно считать унаследованными, и по данным геологии прилегающих участков суши, проведены границы складчатых областей различного возраста. Так описаны Гиперборейская платформа и платформа Баренцева моря, проведены границы областей мезозойской складчатости в Охотском и Южно-Китайском морях, границы зон альпийской складчатости и эпигерцинских срединных массивов в Средиземном море и ряд других. Кроме того, в пределах континентальных платформ, по геофизическим данным о мощности рыхлых осадков, выделены молодые прогибы, которые, вероятно, в какой-то мере соответствуют более древним синеклизам.

В подводных частях кайнозойских складчатых и геосинклинальных систем выделены участки несколько более древней, во всяком случае, донеогеновой складчатости (в Тихоокеанском поясе это могут быть и участки мезозойской складчатости, не переработанные геосинклинальными процессами кайнозоя), молодые глубоководные котловины, лишённые «гранитного слоя» геофизиков, с разделением их на две категории по степени выполнения рыхлыми осадками, и глубоководные желоба. Последние генетически несомненно связаны именно с кайнозойскими геосинклинальными и складчатыми областями и располагаются или вдоль границ их с океаническими платформами, или вдоль границ некоторых внутренних массивов более ранней консолидации. Некоторые глубоководные желоба по простиранию переходят в кайнозойские структуры материков. Так, например, Яванский желоб является несомненным структурным продолжением Бирманского краевого прогиба, расположенного западнее хребтов Аракан-Иома. Подобно глубоководным котловинам желоба разделены на две категории по степени выполнения их рыхлыми осадками. Особым цветом показаны глубоководные желоба внутренних морей, небольшие, несколько отличные по своему структурному положению и по морфологии. Они хорошо изучены в Средиземном море, где располагаются вдоль границ зон альпийской складчатости и плоскодонных котловин, образовавшихся на месте погрузившихся участков эпигерцинской платформы.

В области океанических платформ выделены прежде всего различного рода крупные положительные структуры. Это сводовые поднятия большого радиуса кривизны, до некоторой степени гомологичные антеклизам материковых платформ и разделённые на две категории в зависимости от мощности рыхлых осадков. Далее, это краевые валы, обычно сопровождающие с «океанической» стороны глубоководные желоба, океанические хребты глыбовой структуры и так называемые «срединно-океанические» хребты с мощным преимущественно базальтовым вулканизмом и обязательными рифтовыми долинами вдоль свода.

Участки между всеми этими крупными положительными структурами показаны как океанические плиты. Разными цветами закрашены древние, во всяком случае допалеозойские плиты Тихого океана, и более молодые, образовавшиеся с конца палеозоя до начала кайнозоя, плиты Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов. Крапом показаны более прогнутые участки океанических плит с увеличенными мощностями рыхлых осадков.

Особыми штриховыми знаками показаны подводные вулканические хребты и плато с базальтовыми лавами и с лавами смешанного состава, а также островершинные и плосковершинные подводные горы вулканического происхождения. В областях кайнозойской складчатости синими линиями показаны простирания частных структур, установленные по геофизическим данным или на основании анализа подводного рельефа.

Красными линиями показаны разного рода разломы, а густой красной штриховкой — зоны тектонического дробления. Проведены также линии края и подножия материковой отмели и осевые линии глубоководных океанических желобов. Выделены рифтовые долины «срединно-океанических» хребтов и атоллы.

Большая часть этих условных обозначений сохранена на прилагаемой к статье схематической карточке.

3. НЕКОТОРЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Размер журнальной статьи не позволяет остановиться, хотя бы очень кратко, на описании отдельных крупных структур Евразии и проследить историю их тектонического развития. Однако целесообразно сформулировать некоторые общие выводы теоретического характера, к которым приводит изучение фактического материала по тектонике Евразии и которые лишь частично нашли отражение на самой карте.

Первое, что ясно выступает при анализе материалов по территории Евразии, это эволюция тектонических процессов. Тектонические процессы качественно изменялись во времени. Геосинклинали, существовавшие в разные периоды земной истории, различались по своей морфологии, магматизму, формационному характеру осадков, длительности существования. Соответственно также различались возникавшие в разные эпохи складчатые сооружения.

Для зон байкальской складчатости характерно, например, постепенное уменьшение интенсивности дислокаций и мощности геосинклинальных отложений в сторону платформы и отсутствие, в большинстве случаев, резкой границы с ней. Ранние и поздние каледониды, как давно заметил Н. С. Шатский, являются структурным результатом как бы «незавершенного» геосинклинального процесса. У них никогда не бывает краевых прогибов, но в области их развития, так же как на территории некоторых байкалид, в среднем и верхнем палеозое формировались депрессионные структуры особого рода, которые можно назвать «эпигеосинклинальными», но никак не платформенными. В области развития герцинид таких структур нет. Для герцинской складчатости характерно первое в истории развития земной коры появление типичных краевых прогибов и очень мощное развитие в эвгеосинклинальных зонах гранитного плутонизма. Последний в герцинское время широко проникал в области каледонской складчатости и, по-видимому, имел место в областях еще более древней консолидации. Мезозойды довольно часто, а иногда и альпиды, располагаются на месте геосинклиналей, возникших на платформенном основании. Вероятно, именно поэтому только для них характерны типичные срединные массивы.

Из этих данных очевидно, что следует считать неправильным распространенное представление о близких по характеру, повторяющихся «циклах» геосинклинального развития и складчатости, к тому же еще приблизительно равной длительности — в 150 млн лет. В действительности таких «циклов» не существует и можно говорить лишь о качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры.

Любопытно, что изучение материалов Евразии приводит к убеждению об отсутствии не только общепланетарных фаз складчатости, но и общепланетарных эпох складчатости, представление о которых лежит в основе многих теоретических выводов литологов и астрогеологов.

Районирование земной коры по возрасту главной складчатости, продолжает оставаться наиболее рациональным и может быть проведено на всем пространстве Евразии. Однако выделение областей этих разновозрастных складчатостей удастся произвести скорее по характеру тектонического развития того или иного участка земной коры, по типу фор-

маций, по строению разреза, чем по времени проявления. Хронологические границы между складчатостями разного возраста являются в значительной мере условными. Формирование складчатых сооружений, относимых к каледонидам, герцинидам, альпидам, если изучать их на всей территории Евразии, было гораздо более длительным, чем предполагали выделявшие эти эпохи складчатости для территории Европы Марсель Бертран и Эдуард Зюсс.

Формирование байкальских складчатых сооружений в разных местах продолжалось от довендского времени до конца нижнего кембрия. Уже перед верхним кембрием возникли наиболее древние массивы ранних каледонид. Складчатые и горообразовательные движения в некоторых зонах каледонид еще продолжались, когда в других областях уже началось формирование наиболее ранних сооружений, относимых к герцинидам. Герцинские складчатые сооружения в разных местах имеют плавно изменяющийся возраст от конца среднего девона до начала верхнего триаса, но уже в послекарнийский век началась главная складчатость древних мезозонд Индокитая и Сикана. Она местами затянулась до лейасового и послелейасового времени (как в Южном Китае), а с середины верхней юры началась главная складчатость мезозонд северо-востока Сибири. В Сихотэ-Алине, по крайней мере местами, постгеосинклинальная складчатость имела место в самом конце верхнего мела, но в верхнем эоцене уже происходила активная альпийская складчатость в восточных Пиренеях.

Таким образом, хронологических разрывов между эпохами складчатости — планетарных эпох тектонического покоя в истории развития земной коры не было, так же как не было эпох повсеместной одновременной складчатости. Представление о чередовании в истории Земли таких эпох является типичным примером некритического перенесения закономерностей, установленных в маленькой Европе, на всю поверхность земного шара.

Этот вывод об отсутствии резких хронологических границ между эпохами складчатости подтверждается и другими данными. При работе над картой Евразии было установлено, что зона складчатости одного возраста может по простиранию, постепенно удревяясь или омолаживаясь, переходить в зону складчатости другого возраста. Такие постепенные переходы, несомненно, имеются между байкалидами Западного Забайкалья и каледонидами Алтае-Саянской области, между герцинидами южного Таймыра и мезозоидами Верхоянья, между герцинидами Цинлиня и мезозоидами в восточном Кунь-Луэ, между альпидами Гималаев и более молодыми «тихоокеанскими» складчатыми сооружениями Индонезии.

Во всех случаях вдоль по простиранию складчатого сооружения постепенно меняется возраст верхней, а иногда и нижней границы однотипных формаций, а в ряде случаев также время окончания вулканической деятельности, возраст главного гранитного плутонизма и время формирования компенсационных краевых прогибов. Существование таких участков переходной по возрасту складчатости особенно подчеркивает отсутствие общепланетарных эпох повышенной тектонической активности и тектонического покоя.

Тектонические процессы меняют свой характер не только во времени, но и в пространстве. Например, на большей части территории Азии не наблюдается то пространственное и хронологическое обособление областей каледонской и герцинской складчатости, которое характерно для Европы. Однако особенно четко на карте Евразии выделяются принципиальные отличия в строении и развитии Тихоокеанского сегмента земной коры, в значительной мере определяющие особенности его металлогении. Возраст главных эпох складчатости здесь иной, чем в более западных областях. Времени герцинского горообразования в Европе на восто-

ке Азии соответствовала эпоха больших геосинклинальных прогибаний и отложения мощных осадочных серий, лишенных региональных перерывов и несогласий. Наоборот, эпохам наиболее сильной складчатости востока Азии — раннемезозойской (верхний триас-лейас), позднемезозойской (конец юры — начало мела) и четвертичной (камчатской) — в Европе явно соответствуют эпохи опусканий и некоторого ослабления дифференциальных тектонических движений, во всяком случае складкообразующих.

Платформы на востоке Азии не всегда обрастают складчатыми зонами и увеличиваются по площади, как это мы привыкли видеть в более западных областях, но в ряде случаев по краям обламываются и преобразуются в геосинклинали. Типичные краевые прогибы восточнее Предверхоянского и Бирманского отсутствуют, а внутренние верхнепалеозойские впадины герцинских складчатых систем заполнены породами, которые очень мало напоминают молассовые формации соответствующих структур Европы. Только на востоке Азии на обширных площадях распространена своеобразная иеншанская складчатость, которой не предшествовало геосинклинальное развитие и которая проявляется в областях распространения типично платформенных формаций. Гранитный магматизм и связанная с ним металлогения здесь широко проявляются в условиях платформенного тектонического режима. Если на территории Европы время окончания отложения в какой-либо зоне геосинклинальных формаций, время складчатости в ней, определяемое по угловым несогласиям, время ее поднятия и начала накопления в краевых прогибах и внутренних впадинах формаций орогенного структурного яруса, и, наконец, время интенсивного гранитного плутонизма более или менее совпадает, то на востоке Азии эти процессы в одной и той же зоне часто происходили одновременно, что в ряде случаев очень затрудняет здесь тектоническое районирование.

Тектоническое своеобразие востока Азии подчеркивается тем, что здесь существуют структуры, которые не могут быть отнесены ни к числу геосинклинальных, ни к числу платформенных, ни к числу структур, типичных для эпиплатформенного орогенеза. Это, с одной стороны, впервые выделенные М. С. Нагибиной наложенные мезозойские впадины тихоокеанского типа, выполненные мощными толщами континентальных вулканогенных, угленосных и молассовых формаций, а с другой стороны, великий Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, формировавшийся с юры до палеогена и протянувшийся на 11 000 км вдоль гранитоидной зоны разломов восточной окраины Азиатского материка. Я не говорю уже про общеизвестные особенности зоны кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса: островные дуги, глубокофокусные землетрясения и интенсивный вулканизм.

Можно с уверенностью сказать, что многие современные тектонические представления не возникли бы или были бы сформулированы существенно иначе, если бы изучение строения и развития земной коры начиналось не в Европе, а на берегах Тихого океана.

Таким образом, работа над составлением тектонической карты Евразии подтвердила и углубила давно уже существовавшие представления о диссимметрии строения земной коры, о принципиальных различиях в истории и характере структурного развития ее «Тихоокеанского» и «Атлантического» сегментов. Эти различия настолько велики, что они, несомненно, могут быть объяснены лишь неоднородностью земного вещества ниже поверхности Мохоровичича.

Анализ тектонической карты Евразии позволяет говорить об огромной роли разломов в развитии земной коры, о ее блоковом, по существу говоря, строении. Сеть глубинных разломов разной протяженности пересекает материк Евразии, а многие из них прослеживаются в омывающих ее океанах. Для большинства этих глубинных разломов можно доказать

длительное существование, часто на протяжении нескольких эр. Нередко они являются границами зон складчатости разного возраста и вообще границами областей, тектонический режим которых был различен в течение всей доступной изучению геологической истории.

Встречаются глубинные разломы не только продольные, но также поперечные и косые по отношению к простиранию складчатых сооружений и даже такие, которые пересекают складчатый пояс и прилегающую часть платформы. Они имеют древнее заложение и очень длительное развитие, так как при пересечении их резко изменяются характер разреза и мощности многих осадочных серий в складчатых системах разного возраста от каледонских до альпийских. К числу таких разломов относится хорошо известный советским геологам Талассо-Ферганский разлом, прослеженный в процессе работы над картой через складчатый пояс Гималаев в пределы Индии.

В ряде случаев установлено, что по обе стороны глубинных разломов меняется общая мощность земной коры, что говорит о заложении их ниже поверхности Мохоровичича.

Вдоль многих глубинных разломов достоверно установлены сдвиговые смещения блоков земной коры, обычно развивающиеся длительно и в одинаковом направлении. Суммарная амплитуда смещения по таким сдвигам в некоторых случаях измеряется десятками километров. Во фронтальных частях сдвигающихся блоков нередко развиваются смещения по поверхностям, близким к горизонтальным, пологие надвиги и шарьяжи. Они несомненно существуют во многих каледонских, герцинских и альпийских складчатых сооружениях Евразии.

Таким образом, тангенциальные напряжения и движения в земной коре, которые многими отрицаются, на самом деле являются реальностью.

Вероятно, они возникают в конечном счете как механическая реакция земной коры на вращение Земли, изменения скорости этого вращения и положения оси вращения. Однако эти тангенциальные напряжения и движения свойственны земной коре как в пределах материков, так и в пределах океанов. Они отнюдь не подтверждают представлений мобилистов о «плавании» или «расползании» материковых глыб. Наоборот. Различного характера материалы о строении дна и истории развития впадины Индийского океана, собранные в процессе работ над картой Евразии, доказывают ошибочность представлений крайнего мобилизма.

Судя по материалам Евразии, общее развитие земной коры идет в направлении все большего увеличения ее консолидации, а в пределах материковых массивов также в направлении увеличения ее мощности. В связи с этим площади с геосинклинальным тектоническим режимом все время сокращаются и сейчас их осталось очень немного. Однако это не значит, что развитие идет только от геосинклинального режима через складчатость к платформенному. В разное время истории Земли возникали новые геосинклинали на таких территориях, которые перед тем не только испытали складчатость, но длительное время имели платформенный режим развития. Как указывалось выше, они особенно характерны для востока Азии, где давно уже отмечены советскими геологами, однако встречаются и в более западных областях, например на территории Ирана, и по-видимому, в Предкавказье.

Однако эти геосинклинали, возникшие на платформенном основании, отличаются рядом особенностей. В них нет интрузий основной и ультраосновной магмы, очень слабо развит эффузивный вулканизм, в соответствующих складчатых сооружениях сравнительно полого изгибается зеркало складок, в силу чего отложения одной системы нередко занимают на карте широкие полосы; словом, это типичные многогеосинклинали. Настоящие эвгеосинклинали, по крайней мере после начала рифейской эры, на платформенном основании в пределах Евразии не возникали.

Выяснение сравнительно молодого времени заложения ряда геосинклинальных систем по-новому ставит вопрос о природе «срединных массивов», которые имеются внутри областей мезозойской и кайнозойской складчатости. По-видимому, в разных случаях она различна, но значительная часть этих массивов (Колымский, Омолонский, Тибетский, Каратский в Индо-Китае и др.) может рассматриваться как остатки крупных платформ, раздробленных при образовании наложенных геосинклиналей. В других случаях срединными массивами ошибочно называют участки глубокого метаморфизма сравнительно молодых геосинклинальных образований среди разновозрастных им складчатых сооружений (Родопский массив в Македонии, массив юго-западного Памира). Наконец, в третьих случаях, исходя только из данных орографии, срединными массивами называют ограниченные непараллельными разломами участки скучивания и нелинейного развития складчатости, частично испытавшие последующее опускание (Центральный Иран, Паннонская низменность). Очевидно, что название срединных массивов целесообразно сохранить лишь за первой категорией этих структур.

Некоторые закономерности вытекают из работ над картой Евразии и в отношении тектоники осадочного чехла платформ.

Интенсивность дислокаций этого чехла возрастает с уменьшением размера платформы и увеличением общей мощности платформенных отложений. Кроме того, она зависит от возраста складчатости фундамента и его внутренней структуры. Чем меньше промежуток времени между складчатостью фундамента и возрастом изучаемых отложений чехла, тем интенсивность платформенных дислокаций в общем случае значительнее. С увеличением этого промежутка времени платформенные дислокации за редкими исключениями затухают. В пределах одной плиты они более интенсивны под внутренними эвгеосинклинальными зонами погребенных складчатых систем, становятся менее активными над миогеосинклинальными зонами и затухают над краевыми прогибами (если речь идет о герцинских складчатых системах, у которых существуют краевые прогибы, перекрытые платформенным чехлом).

Менее ясно влияние на интенсивность платформенных дислокаций близости складчатых систем, более молодых, чем складчатый фундамент платформы. Иногда этот фактор, по-видимому, увеличивает интенсивность дислокаций платформенного чехла (что видно, например, из сравнения Аквитанского и Парижского бассейнов), но такое влияние наблюдается не во всех случаях.

На эти закономерности накладывается влияние крупных разломов, пересекающих фундамент платформ. Вдоль зон таких разломов, часто отвечающих границам площадей с разным возрастом складчатости фундамента, протягиваются шовные антиклинали, флексуры и другого типа интенсивные дислокации даже в районах, которые по сочетанию других факторов должны были бы характеризоваться слабой нарушенностью залегания платформенного чехла.

В процессе работы над картой Евразии выявлены и некоторые общие отличия в тектонике чехла древних платформ с докембрийским складчатым фундаментом и молодых платформ с палеозойским складчатым фундаментом. Для последних характерна унаследованность плана дислокаций платформенного чехла от плана складчатого основания.

Древние и молодые платформы лишь в редких случаях становятся местом регенерации геосинклинального процесса, однако и они не являются конечным структурным результатом направленного развития земной коры. Следствием постепенного увеличения ее консолидации является появление на поздних стадиях ее развития новых форм тектонических движений и новых типов крупных структур, которые не возникали в более ранние времена земной истории. Это прежде всего структуры эпиплатформенного орогенеза — глыбовые горные сооружения и сопровож-

дающие их наложенные впадины, возникшие в неоген-четвертичное время на обширных пространствах Евразии в областях мезозойской, герцинской, каледонской и даже карельской (Становой хребет) складчатости. В Северной Америке в Скалистых горах несомненно близкие структуры начали возникать в конце мела и начале палеогена. Однако сравнение континентальных осадочных формаций, связанных с эпиплатформенным орогенезом, и различных более древних континентальных формаций Евразии, говорит о том, что на более ранних стадиях развития земной коры подобные структуры, по-видимому, не возникали.

Сравнительно «молодым» является, очевидно, противоположный по своему направлению эпиплатформенному орогенезу процесс крупных глыбовых опусканий и «океанизации» земной коры. Находясь под некоторым гипнозом географических и батиметрических данных мы нередко рассматриваем океаны как нечто в структурном отношении единое и противопоставляем их материкам. На самом деле разные океаны имеют различное тектоническое строение и происхождение. Впадина Тихого океана (внутри «андезитовой» линии), несомненно, принадлежит к числу древнейших структур земной коры и, вероятно, возникла на самых ранних стадиях ее формирования. Она возникла не в результате «океанизации» коры материкового типа. Она была такой как сейчас с очень давних времен. Однако впадины Индийского, Атлантического и Ледовитого океанов представляют собой тектонические новообразования, возникшие в течение времени от конца палеозоя до начала кайнозоя. По морфологии и деталям строения своего дна они во многом отличаются от Тихоокеанского «талассократона», только для которого, кстати говоря, Фейербридж предложил это название.

Подчеркиваемое многими геологами и геофизиками, особенно же сторонниками принципа изостазии, противопоставление материкового и океанического типов строения земной коры сильно преувеличено. В крайних своих выражениях они, конечно, резко различны. Однако значительные площади характеризуются промежуточными типами строения земной коры, что доказывает принципиальную возможность перехода материковой коры в океаническую и обратно. Во всей северо-западной части Индийского океана и Аденском заливе, судя по геофизическим и зоогеографическим данным, сейчас происходит процесс погружения и качественного изменения того слоя земной коры, который геофизики называют «гранитным».

Характер тектонического развития и тип структур земной коры определяют характер магматических и осадочных формаций, а следовательно, условия образования громадного большинства полезных ископаемых. С этой точки зрения установление изменчивости тектонических процессов во времени и пространстве, достаточно полно отраженных на тектонической карте Евразии, несомненно должно способствовать выработке более правильных представлений о закономерностях размещения важнейших полезных ископаемых, а сама эта карта, вероятно, послужит основой для составления ряда специализированных металлогенических и прогнозных карт.

Геологический институт
АН СССР
Институт геологии и геофизики
СО АН СССР

Статья поступила
12 апреля 1965 г.

УДК 551.24(234.12)

Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

НОВОЕ О ТЕКТОНИКЕ ПИРЕНЕЕВ

В данной статье освещены стратиграфия докембрия, палеозоя и, более бегло, мезозоя и кайнозоя Пиренеев по новым данным; кратко охарактеризованы явления метаморфизма и магматической деятельности. Особенности складчато-глыбовой структуры пиренейских герцинид, так же как герцинского метаморфизма и магматизма, стоят в связи с условиями развития палеозойской геосинклинали, наложенной на древний фундамент Франко-испанской (Иберийской) платформы. После ликвидации геосинклинального режима в конце палеозоя Пиренеи и прилегающие к ним с юга и севера части эпигерцинской платформы были вовлечены в длительный этап орогенного развития.

Тектонике Пиренеев, изучаемых геологами уже более ста лет, посвящено огромное количество работ. Еще сравнительно недавно Пиренеи рассматривались как часть альпийского горного складчатого сооружения. В Пиренеях, так же как и в Альпах, обнаруживали нагромождение нескольких тектонических покровов (шарьяжей), подобных альпийским, двигавшихся с юга на север, выделяли в полях развития покровов «окна» автохтона. Лидером этого течения был Л. Бертран (Bertrand, 1905, 1907, 1911), идеи которого господствовали до конца двадцатых годов текущего столетия. Концепция Л. Бертрана рухнула под влиянием новых наблюдений и новых представлений, выдвинутых Ш. Жакобом (Jacob, 1930) и М. Кастерасом (Casteras, 1933).

Ш. Жакоб, развивая идеи Э. Аргана (Арган, 1934) о «складках основания», раскрыл своеобразие тектоники Пиренеев, в структуре которых громадную роль играет жесткий герцинский складочный комплекс.

В Центральных и Восточных Пиренеях, по Ш. Жакобу и М. Кастерасу, существует осевая зона, простирающаяся почти широтно (ЗСЗ—ВЮВ), длиной более 650 км при средней ширине около 100 км. Осевая зона сложена почти исключительно палеозойскими отложениями, гнейсами и герцинскими гранитами. По южной и северной окраинам осевой зоны располагаются субширотные полосы складчатых структур мезозоя и палеогена — южнопиренейская и северопиренейская окраинные зоны. Реакция осевой зоны, структура которой была создана герцинской складчатостью, на последующие движения мезозоя и кайнозоя выражалась лишь в развитии крупных продольных разломов. В северопиренейской окраинной зоне большую роль играют довольно крупные антиклинали — «древние массивы», «массивы-сателлиты» — в ядрах которых выходит на поверхность герцинский комплекс. Система разломов глубокого заложения отделяет северопиренейскую окраинную зону от осевой зоны.

Концепция Жакоба и Кастераса лежит в основе современных представлений о тектонике Пиренеев. Она нашла отражение на тектонической карте Европы (1 : 2 500 000), недавно вышедшей из печати, на тектонических схемах Ситтера (рис. 1).

В послевоенное время коллектив пиренейских геологов пополнился представителями голландской (лейденской) школы, возглавляемой

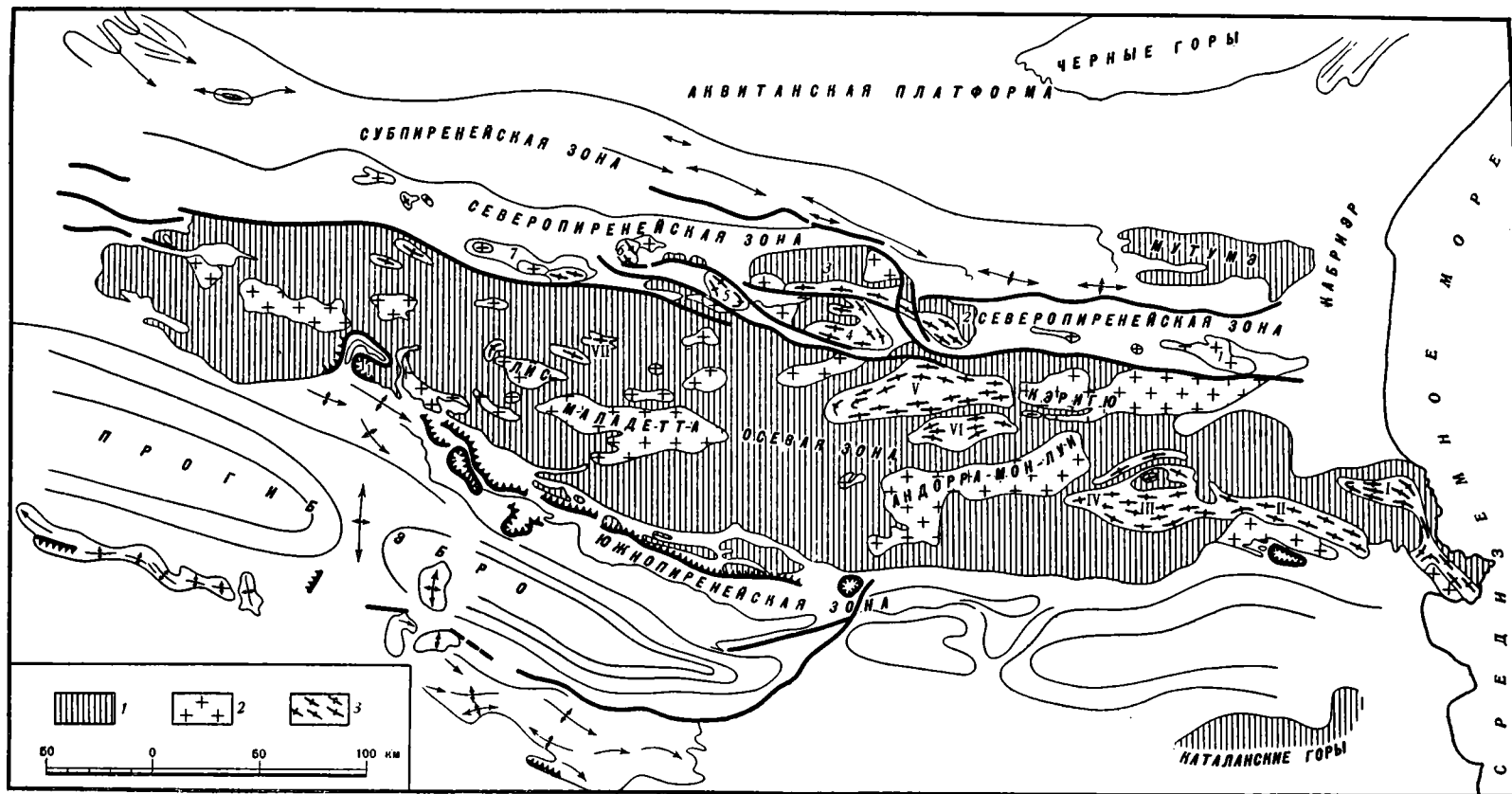


Рис. 1. Схема тектоники Пиренеев по Л. У. Ситтеру (1960):

1 — палеозой; 2 — интрузивные биотитовые граниты; 3 — мигматиты. Арабские цифры на схеме обозначают массивы «сателлиты» северопиренейской зоны: 1 — Агли; 2 — Сен-Бартеlemi; 3 — Ариз; 4 — Труа Сеньер; 5 — Кастийон; 6 — Мьльас; 7 — Барусс. Римскими цифрами внутри осевой зоны показаны гнейсовые массивы: I — Альбер; II — Рок-де-Франс; III — Канигу; IV — Каранса; V — Астон (Монкальм); VI — Оспиталэ; VII — Лис-Кайауас

Л. У. Ситтером. Ими выполнен ряд интересных исследований в Пиренеях на территории Франции, Испании и Андорры. Ситтер (Sitter, 1956; Ситтер, 1960) согласен с тем, что герцинская структура осевой зоны создана на месте палеозойской геосинклинали. По его мнению, строгая симметрия герцинского складчатого сооружения и некоторые другие его особенности обусловлены «внутриконтинентальной» позицией палеозойской геосинклинали, располагавшейся между двумя блоками — Аквитанией на севере и блоком Эбро на юге. «Симметрию, тесную связь герцинского и альпийского орогенезисов и центростремительно-центробежный рост следует, вероятно, рассматривать как три различные черты, обусловленные главной особенностью этой горной цепи: ее внутриконтинентальной позицией. Поскольку оба фланкирующих блока — Аквитанский и Эбро — выполняли, грубо говоря, одинаковые функции, логично считать, что расположенный между ними ороген был симметричен. Он начал развиваться как центральный бассейн, а после консолидации в результате складчатости продолжал расти к северу и югу путем захвата боковых блоков» (Ситтер, 1960, стр. 232). Эти представления Л. Ситтера отвечают известным схемам Г. Штилле (Stille, 1940), по которым должно происходить развитие геосинклинального складчатого сооружения.

П. Фалло (Fallot, 1948) рассматривал Пиренеи, так же как Ш. Жакоб и М. Кастерас, как крупную «складку основания», другие волны которой представлены на юге кельтиберийской зоной Испании, а на севере — окраиной Центрального массива Франции (Черные горы). Фалло считал, что эту систему «складок основания» трудно сочетать с Бетским орогеном посредством складчатого фрагмента Балеарских островов так, как это предлагал Штилле, что скорее был прав Кобер, исключавший Пиренеи из состава альпийских сооружений. Создание мезокайнозойских пиренейских складчатых структур, по мнению Фалло, является лишь своеобразным отзвуком, «отдачей» альпийского орогенеза.

Л. Льядо (Llopis Llado, 1951) сделал попытку определения того типа геосинклиналей, к которому можно было бы отнести послегерцинские Пиренеи. Он выделял пять стадий послепалеозойской истории развития структуры: 1 — миогеосинклиналь, существовавшая в середине триасового периода к северу и к югу от осевой зоны; 2 — верхнеюрский межгорный прогиб на юге Пиренеев, а в Стране Басков в то же время существовала миогеосинклиналь; 3 — появление в нижнемеловое время ряда прогибов, аналогичных полигеосинклиналям Ч. Шухерта; 4 — позже, в сеномане Северо-Пиренейская зона стала миогеосинклиналью, а Испанский прогиб — полигеосинклиналью; 5 — конечная стадия — формирование краевого прогиба в эоцене и олигоцене.

А. и Ж. Термье (Termier H. et G., 1957) вообще отрицают существование геосинклинального режима в послегерцинской истории Пиренеев. Они относят послегерцинские Пиренеи к складчатым вооружениям «внутриконтинентального» типа, в которых не наблюдается ни регионального метаморфизма, ни гранитизации.

В. В. Белоусов (Белоусов, 1962, стр. 441) отметил, что «геосинклинальное развитие Пиренеев закончилось в герцинском цикле, когда в широкой герцинской интрагеосинклинали образовалось центральное поднятие..., сложенное палеозойскими и более древними породами... К северу и к югу от этого поднятия располагались краевые прогибы, которые сохранились в качестве зон прогибания в альпийском цикле... для альпийского цикла Пиренеи представляют собой парагеосинклиналь».

Иную позицию занимает А. А. Богданов (Богданов, 1958), считающий Пиренеи частью типичной альпийской складчатой зоны.

Налицо, таким образом, большая пестрота взглядов на тектонику и историю развития Пиренеев. Это обстоятельство, очевидно, в известной мере отражает глубокую специфику геологической истории и геологической структуры этой интереснейшей части Западной Европы.

Автор имел счастлившую возможность ознакомиться с геологией Восточных Пиренеев Франции во время большой, очень интересной экскурсии, организованной в сентябре 1963 г. Международной Ассоциацией по геологическому изучению глубинных зон земной коры — АЗОПРО (генеральный секретарь — профессор Льежского университета П. Мишо) и проведенной под руководством знатока пиренейской геологии проф. Е. Рагэна (Париж). Личные впечатления и наблюдения, живой обмен мнениями с многочисленными участниками интернациональной экскурсии, а также изучение богатой литературы — основа настоящей работы¹.

1. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В разрезе осевой зоны Пиренеев принимают участие главным образом отложения палеозоя, представленные очень полно, и слагающие серию осадочных, вулканогенных и пирокластических пород. Мощность этой серии варьирует от 1,5 км в верхнем течении р. Гаронны (Destombes, 1952) до многих километров в восточной части Пиренеев (Raguin, 1963). Внутри разреза палеозойской серии отмечаются отдельные перемены и локальные несогласия.

Вопрос о составе, строении докембрийских образований в Пиренеях, так же как и о соотношениях докембрия с палеозоем, оставался во многом неясным до самого последнего времени. Вероятность существования древних пород (догерцинского цоколя) в составе гнейсового комплекса обсуждалась Рагэном (Fonteilles, Guitard, Raguin, 1964), Юнгом (Jung, 1953), Цвартом (Zwart, 1962). Наиболее ясную позицию в этом сложном вопросе занимал Юнг, отнесший к верхнему докембрию (инфракембрию П. Прюво) слюдяные сланцы и мигматиты, лежащие согласно под нижним кембрием — серией Канавейл. В известняках этой серии Кавэ (Cavet, 1951) нашел остатки археоциат. Цварт в свое время (Zwart, 1954) выделял «древние парагнейсы», представленные серией «гнейсов основания» в массиве Сен-Бартеlemi, и предполагал, что эта серия несогласно перекрыта вышележащими образованиями. Впоследствии (Sitter, Zwart, 1961—1962) он отказался от этих представлений, но недавно французские исследователи Пиренеев М. Фонтейл, Ж. Гитар и Е. Рагэн (Fonteilles, Guitard, Raguin, 1964) подтвердили прежнее мнение Цварта о вероятном существовании в массиве Сен-Бартеlemi древнего цоколя, переработанного герцинской орогенией. К аналогичному выводу пришел и М. Лелюбр (Lelubre, 1964), изучавший юго-восточную окраину соседнего массива Ариз.

Исключительный интерес представляют новые данные Ж. Гитара (Guitard, 1963^{1, 2}; 1964) по геологии массива Канигу, в пределах которого древние образования развиты особенно широко. Древний цоколь, на котором трансгрессивно залегает кембрийская серия Канавейл, сложен (внизу) «стратондными» очковыми гнейсами, возникшими за счет метаморфизма главным образом гранитов типа рапакиви. К этой категории относятся гнейсы двух групп — G₂ и G₃, выделенных ранее тем же автором (Guitard, 1958). Выше метаморфизованных рапакиви располагаются гнейсы («гнейсы Прест»), также входящие в состав древнего фундамента, но возникшие за счет преобразования пород вулканогенно-осадочной формации (гнейсы G₁ и G₄ Гитара). Речь идет об экструзиях риолитового состава и кислых пирокластических породах, переслаивающихся с песчаниками или аркозами, которым подчинены тонкие прослойки глин, т. е. с вероятными продуктами размыва подстилающих гранитов рапакиви. Видимая мощность толщи разнотипных гнейсов, судя по геологическим профилям (Guitard, 1964), близка к 1—1,5 км. Новая

¹ См. также хроникальные заметки Е. В. Павловского и П. М. Хренова о 7-й сессии АЗОПРО в «Известиях АН СССР». Сер. геол., № 3, 1964 и в «Вестнике АН СССР», № 2, 1964.

трактовка разреза пород, слагающих древний докембрийский фундамент осевой зоны Пиренеев, сильно отличается от прежних взглядов на этот предмет (Guitard, 1955, 1958) и стоит в известной связи и зависимости от новых представлений Ж. Гитара о тектонике гнейсового массива Канигу. Гитар считает (Guitard, 1963^{1, 2}, 1964), что очковые гнейсы других пиренейских массивов, таких как Каранса, Рок-де-Франс, а также массивов Агли, Альбер и Мон-Луи, аналогичны стратойдным гнейсам Канигу.

Следовательно, во всех перечисленных массивах по всем признакам существует древний докембрийский фундамент, сложенный разнообразными орто- и парапородами, и перекрытый трансгрессивной серией нижнего палеозоя.

Раскрытию подлинного состава допалеозойского фундамента и его соотношения с вышележащей палеозойской осадочной серией препятствовали наложенные явления интенсивной герцинской складчатости и связанные с ней герцинский метаморфизм и герцинская гранитизация.

Присутствие гранитов рапакиви в составе докембрийского цоколя может служить указанием на его сравнительно древний возраст. Если допустить соблазнительную возможность корреляции пиренейских рапакиви с аналогичными «анорогенными» образованиями Балтийского и Украинского щитов, то речь будет идти о явлениях, происходивших более 1,5 млрд. лет тому назад [1620—1640 млн. лет для рапакиви Балтийского щита (Новикова, 1963) и 1720 ± 70 млн. лет для рапакиви Украинского щита (Горохов, 1964)]. В этом случае, естественно, все компоненты разреза докембрийского фундамента Пиренеев затруднительно относить к геосинклинальному «инфракембрию», бриоверу или другим аналогам позднего докембрия (верхнему протерозою, рифею), широко развитым, в частности, в прилегающих к севера Армориканском и Центральном массивах Франции (Павловский, 1960; Jung, 1953). Скорее в фундаменте Пиренеев следует видеть фрагмент древней платформы, подобной русской. К этому интересному вопросу мы вернемся при обсуждении в конце статьи особенностей тектонического развития Пиренеев.

Кембрий представлен серией Канавейл, выделенной П. Кавэ (Cavet, 1951, 1957), и сложенной черными сланцами с прослойками и линзами известняков, в которых были найдены археоциаты¹, и мергелей. В основании серии иногда появляются конгломераты (Destombes, 1952). Заметную роль местами играют андезитовые и кератофировые туфы, агломераты (Guitard, Laffitte, 1956), а также разнообразные по форме тела основного и ультраосновного состава (Guitard, Raguin, 1961). Кислые эффузивы распространены незначительно. Мощность кембрийских образований, по-видимому, варьирует в осевой зоне Пиренеев в значительных пределах (от первых сотен метров до нескольких километров). Традиционная корреляция серии Канавейл с кембрием Черных гор (южная окраина Центрального массива Франции) нуждается, как мне кажется, в некоторой оговорке, ибо разрез пиренейского кембрия типично эвгеосинклинальный, тогда как в Черных горах в это время господствовал миогеосинклинальный режим (Павловский, 1960).

Отложения ордовика (серия Жюжоль), довольно пестрые в фациальном отношении, располагаются согласно на серии Канавейл. На востоке Пиренеев (Raguin, 1963) в разрезе ордовика преобладают породы пелитового состава с редкими прослойками песчаников, «микропудингов» и известняков. В западной части горной цепи, в частности в районе Верхней Гаронны, Дегомб (Destombes, 1952) отметил заметную роль в разрезе нижней и средней части ордовика кварцитов, песчаников, пудингов, с которыми ассоциируют кремнистоизвестковистые и углистые сланцы.

¹ О находке археоциат упоминается только в ранних работах П. Кавэ (Cavet, 1951).

Выше располагаются потоки риолитов небольшой мощности. Мощность ордовика достигает 1—2 км. Верхняя часть разреза сложена карадокскими темными и «дырвыми» сланцами (*schistes troués*) с брахиоподами, цистоидеями и мшанками ашгильского типа (Cavet, 1957). В составе карадока принимают также участие известковистые сланцы с прослойками песчаников и пудингов, а также мощные линзы известняков. Судя по карте изопахит И. Зандфлита (Zandvliet, 1960), мощность отложений верхнего ордовика колеблется в значительных пределах (от

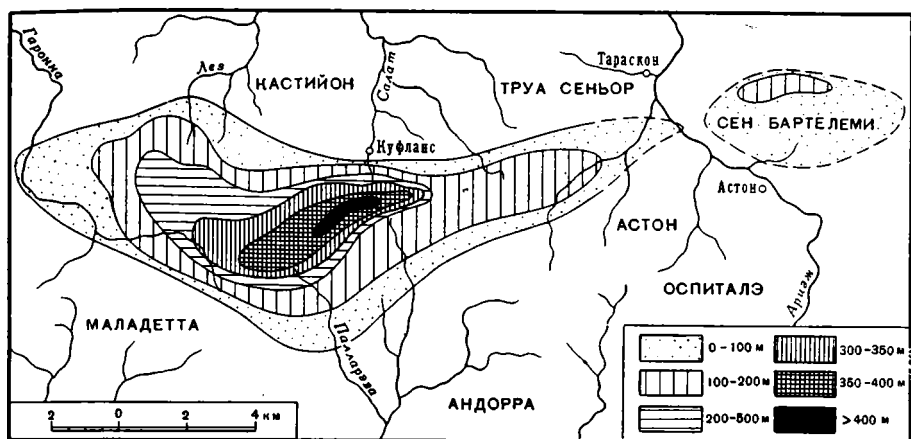


Рис. 2. Карта изопахит верхнего ордовика по И. Зандфлиту (Zandvliet, 1960)

100 м и менее до 400 м). Выделяются две овальные (в плане) зоны максимального осадконакопления, вытянутые по широте и протягивающиеся от верховья р. Гаронны к массиву Сен-Бартелеми (рис. 2).

Следующий член разреза пиренейского палеозоя представлен готландием, залегающим, по-видимому, согласно на карадоке. Фациальный облик готландских отложений своеобразен. Это — граптолитовые черные сланцы с высоким содержанием углерода, глинозема и пирита; присутствуют прослойки и линзы известняков. Обнаружена фауна лландверни, уинлока и лудлоу (Cavet, 1957). На востоке Пиренеев значительная часть разреза готландия, как отмечает Рагэн (Raguin, 1963), сложена пестроцветной толщей, необычной для остальной части Пиренеев. Мощность готландия на востоке — около 100 м. В Центральных Пиренеях эта величина колеблется от 50 до 200 м (Sitter, Zwart, 1959, 1961—1962). Переход от готландия к девону часто постепенный. Девон представлен серыми сланцами, иногда известковистыми, с прослойками и линзами доломитовых известняков различной мощности (от нескольких метров до десятков метров). Наиболее широко развиты отложения нижнего и среднего отделов, охарактеризованные трилобитами. На востоке горного сооружения Пиренеев нижний девон сложен главным образом карбонатными породами, верхний девон — красноватыми мраморами с гониатитами, пятнистыми известняками и известковистыми сланцами различной окраски. Мощность разреза девона колеблется в широких пределах в различных участках Пиренеев (в долине р. Салат — 1400 м, в массиве Ариз — 360—540 м).

С началом каменноугольного периода было связано крупное поднятие и осушение почти всей осевой зоны. Пиренеев от верховья р. Олорон на западе примерно до меридиана г. Прад на востоке. В интересной работе М. Кляна (Clin, 1964) сделана попытка реставрации контуров геоантиклинали — вновь возникшей суши и соответствующего положения береговой линии нижнекаменноугольного морского бассейна.

Разрез карбона начинается горизонтом конгломератов, песчаников, или разнообразных кремнистых пород (лидитов, яшм, трепелов), местами переслаивающихся с эффузивами спилито-кератофирового состава, лежащими согласно на верхнем девоне. В породах горизонта обнаружены радиоларии, ортоцератиды, нижневизейские гониатиды и — в отдельных горизонтах песчаников — растительные остатки. Вопрос о присутствии отложений турнеэ остается пока неясным. Выше залегают мощные (до 1000 м) зеленоватые глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками, обычно сопоставляемые с кульмом более северных частей Западной Европы. В нижних частях разреза иногда присутствуют прослойки известняков с брахиоподами и гониатитами верхнего визе, литологически сходных с красными узловатыми известняками верхнего девона. В составе верхней части разреза присутствуют и намюрские отложения, на что указывают находки нижненамюрских гониатитов (фауна Мондетт).

Можно сказать, что в готландии в осевой зоне Пиренеев установился гораздо более спокойный режим осадконакопления по сравнению с режимом ордовика и кембрия. В готландии и девоне, по-видимому, отсутствуют признаки эффузивной деятельности, столь ярко и разнообразно проявлявшейся ранее. В разрезах нижнего карбона заметную роль играют известняки, а в основании залегают отложения типичной кремнисто-вулканогенной формации. Вестфальские (?) угленосные отложения слагают редкие мелкие изолированные площади в северопиренейской и осевой зонах. Они располагаются несогласно на размытом складчатом герцинском комплексе.

«Послегерцинская» серия вестфальских и стефанских отложений развита преимущественно на южном, испанском склоне Пиренеев, где она представлена (Sitter, Zwart, 1961—1962) конгломератами, пирокластическими породами и эффузивами, а в верхней части разреза — песчаниками и глинистыми породами с прослойками угля. Вестфальские и стефанские отложения залегают несогласно на разнообразных породах складчатого герцинского комплекса, в частности, на выветрелой поверхности девонских известняков. В северопиренейской зоне стефанские отложения развиты спорадически на ограниченных площадях.

Гораздо шире в пределах северной и южной окраинных зон распространены пермо-триасовые красноцветные континентальные отложения молассового типа (кослоистые песчаники, аркозы и конгломераты). Обычно красноцветная толща залегают со слабым угловым несогласием на стефанских отложениях или резко несогласно на более древних породах складчатого комплекса герцинид. Мощность пермо-триаса варьирует в широких пределах, возрастая с востока на запад вдоль северной окраины Пиренеев и быстро уменьшаясь на север, в сторону эпигерцинской платформы (Аквитании).

Из приведенного краткого обзора стратиграфии докембрия и палеозоя вытекает, по нашему мнению, вывод о большом своеобразии ранних этапов геологической истории Пиренеев. Своеобразие это прежде всего заключается в том, что геосинклинальный режим в Пиренеях в палеозое не был унаследован от предыдущего бриоверского (рифейского, альгонкского, верхнепротерозойского) этапа, как это имело место, например, в районах Арморики и Центрального массива Франции. Пиренейская геосинклиналь, существовавшая в палеозое, в свете новых данных является достаточно типичной структурой наложенного типа. Она расположилась на древнем доколе, состав которого («анорогенные» граниты рапакиви) по всем признакам соответствует основанию верхнего структурного яруса древних платформ типа Русской и Северо-Американской (Новикова, 1963). Между началом кембрийской трансгрессии (серия Канавейл) и становлением платформенного режима протекло, по-видимому, очень много времени (возможно, около 1 млрд. лет). Со-

бытия, совершавшиеся в течение этого крупного временного интервала, остаются пока не выясненными.

Палеозойский прогиб, наложенный на древний цоколь, обладал теми особенностями, которые характерны для эвгеосинклиналей.

Герцинская складчатость во времени приурочена главным образом к середине и к концу каменноугольного периода. «Фазы» складчатости, намечаемые отдельными исследователями, такие, как леридийская (верхний девон), бретонская, судетская, астурийская и даже заальская, вряд ли имели универсальное значение в пределах всего герцинского сооружения Пиренеев. Для пиренейской осевой зоны герцинские складкообразующие движения многими считаются конечными, «завершающими». Для последующей мезокайнозойской истории этой области интересны события, имевшие место в северопиренейской зоне и прилегающей части «блока» Аквитании, которые недавно были описаны А. А. Богдановым (1958).

Для северопиренейской зоны начальный этап новой «автономной» тектоники, по мнению Ж. Равье (Ravier, 1959), связан с триасом, разрез которого представлен карбонатными отложениями среднего отдела (мушелькальк) и мергелями, пятнистыми глинами верхнего отдела (кейпер) с линзами каменной соли, ангидрита. С триасом связано внедрение небольших лакколитов основных пород (так называемых офитов). Мощность триасовых отложений обычно исчисляется первыми сотнями метров, например, на северной окраине массива Ариз (Casteras, 1933), и уменьшается к северу. Создается впечатление, что триасовый период, судя по формационному облику отложений, был для северопиренейской зоны не столь началом нового «автономного» этапа развития тектонических структур, сколь завершением эпохи накопления моласс в слабо выраженном краевом прогибе северной зоны пиренейских герцинид, начало формирования которого фиксируется в конце карбона и в пермском периоде. Ширина краевого прогиба невелика (первые десятки километров).

Последующее развитие северопиренейского герцинского краевого прогиба довольно необычно. Если, следуя Равье (Ravier, 1959), искать начало новой «автономной» эпохи развития северопиренейской зоны, то его надлежит, как мне кажется, связывать с лейасом. В это время узкая северопиренейская зона становится ареной мощного накопления типичных морских отложений — известняков и доломитов, иногда брекчиевидных (мощностью 200—300 м), сменяющихся вверх по вертикали в конце лейаса мергелистыми известняками, черными сланцами и песчаниками, суммарная мощность которых достигает нескольких десятков метров. Выше и согласно лежат доломиты доггера (250—300 м). Конец юрского периода в северопиренейской зоне был ознаменован поднятиями, длившимися до конца неокома. С началом апта связана новая крупная морская трансгрессия. Нижнеаптские «ургонские» рифовые известняки (мощность 400—500 м) лежат трансгрессивно на различных более древних образованиях. Выше них согласно располагаются известняки темной окраски с варьирующим содержанием псаммитового и пелитового материала, с линзами песчаников. Возраст этой толщи определяется как верхний апт — альб. Максимальное накопление осадков апта и альба, так же как, по-видимому, и юры, происходило в пределах узкого «рва», ограниченного на юге северопиренейским разломом, а на севере — четковидной системой северопиренейских массивов (сателлитов).

Поднятие массивов — сателлитов и прогибание «рва» происходило длительно, в течение апта и альба. Развитие этих конседиментационных структур определяло мощность и фациальный облик нижнемеловых отложений (рис. 3). К северу от зоны поднятий в нижнем мелу осадконакопление было менее интенсивным. Этот процесс здесь шел в эпиконтинентальном морском бассейне, заливавшем эпигерцинскую аквитанскую платформу.

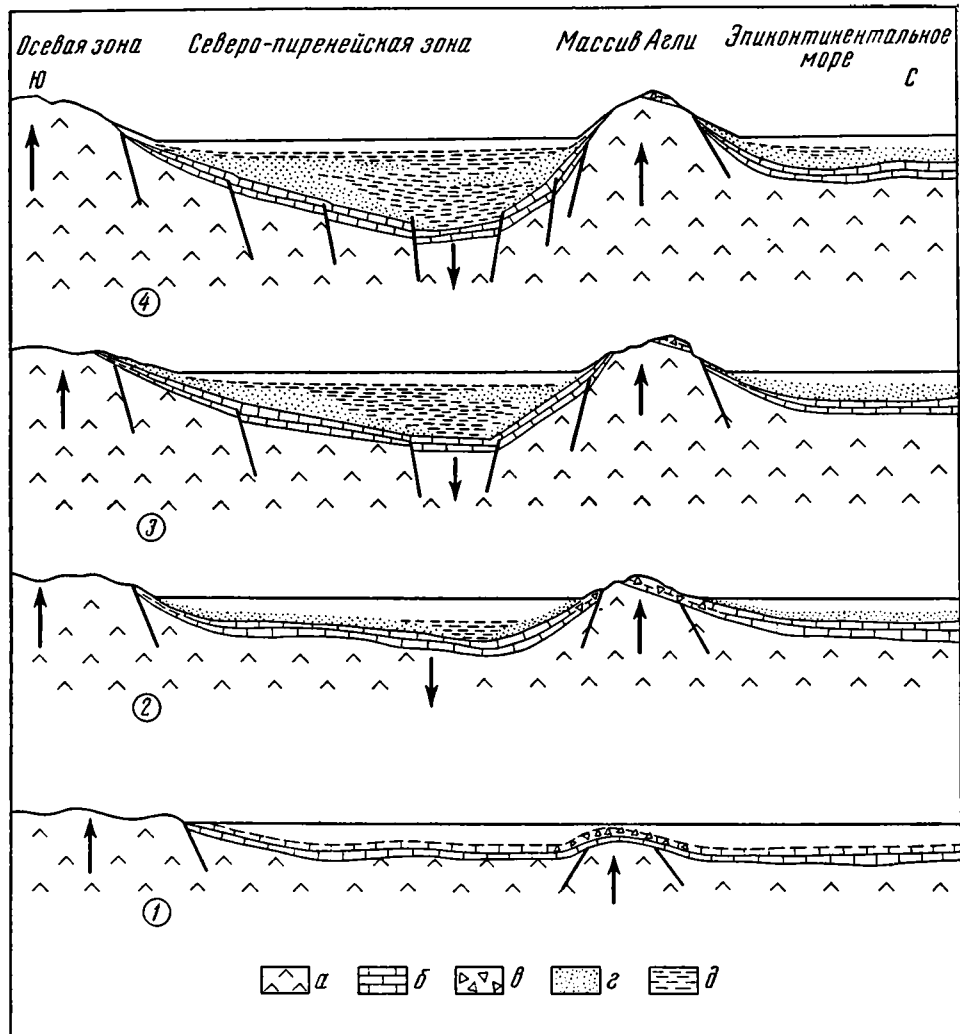


Рис. 3. Развитие конседиментационных структур северопиренейского прогиба в апте и альбе по Ж. Равье (Ravier, 1959):

1 — апт, 2 — конец апта, 3 — альб, 4 — конец альба; а — фундамент, сложенный палеозойскими осадочными, метаморфическими и др. породами; б — карбонатные отложения (триас-апт); в — карбонатные брекчии; г — неритовые отложения альба; д — пелитовые отложения альба

Новая страница геологической истории предпиренейской области связана с обширной сеноманской трансгрессией. Сеноманская седиментация осуществлялась в новом, вновь возникшем прогибе, вытянутом параллельно северопиренейской зоне, но расположенном главным образом к северу от нее, на окраине аквитанской платформы. По сравнению с предыдущим северопиренейским прогибом юры и нижнего мела ось нового более широкого сеноманского прогиба смещена к северу, в глубь аквитанской платформы. Разрез сеномана обычно начинается грубыми конгломератами, местами сходными с «диким флишем», располагавшимися трансгрессивно и несогласно то на герцинском складчатом комплексе массивов — сателлитов, то на смятых мезозойских породах. Выше следует флишевая серия, сложенная чередованием песчаников, известняков и темных сланцев. На западе в Стране басков, в Беарне и Бигорре и в центре субпиренейской зоны накопление флиша шло длительное время — до маастрихта включительно. Максимальные мощности

флиша (более 1,5 км) характерны для области так называемого атурского прогиба (к югу от г. Тарб). На западе ширина флишевого прогиба достигала нескольких десятков километров. Лишь к северу от линии Байонна-Ортез верхнемеловой флиш сменяется известняками. В восточной части предпиренейского прогиба верхнемеловые отложения представлены конгломератами, песчаниками, мергелями и известняками. Флишевая формация здесь отсутствует.

Конец мела (датский век) почти повсеместно был ознаменован регрессией в предпиренейской зоне. В Малых Пиренеях, Ариже и районе Корбьер в это время шло накопление озерных известняков и пестрых глин. Лишь на крайнем западе (район Биарриц-По) морская седиментация, унаследованная от мелового периода, шла непрерывно в течение всего палеогена. Морская трансгрессия, двигаясь с запада, вновь постепенно завоевывает среднюю и восточную части субпиренейского прогиба. Ее максимум падает на начало лютетского века. Характерны исключительно карбонатные отложения. Вторая половина этого века, так же как и верхний эоцен, олигоцен и миоцен для восточной половины субпиренейского прогиба, расположившегося на южной окраине эпигерцинской платформы Аквитании, были временем накоплений мощных континентальных отложений — «пудингов Палассу» — конгломератов, песчаников, мергелей, глин и известняков. Это — характерная молассовая формация, заполнившая субпиренейский прогиб продуктами размыва воздымающихся Пиренеев. Аналогичная зона моласс (впадина Эбро) окаймляет пиренейское горное сооружение с юга в пределах Испании.

Окончательное оформление горного сооружения Пиренеев — характерного сводового поднятия — произошло, по-видимому, в конце третичного периода. Наблюдается несколько поверхностей выравнивания (2600—2400; 2000—1550 м), плавно снижающихся на север и юг от осевой линии.

Некоторые предварительные выводы, вытекающие из беглого обзора стратиграфии, литологии мезокайнозойских отложений, их фациальных и формационных особенностей, могут быть сформулированы следующим образом.

1. С конца палеозоя до настоящего времени центральная и восточная часть Пиренеев по всем признакам являлась зоной устойчивых поднятий — положительной структурой геоантиклинального типа, как это считает Л. Ситтер (Sitter, 1956, 1960). Ниже мы вернемся к обсуждению типовой характеристики этой интересной структуры. Пермо-триасовая моласса опоясывала зону поднятий с севера, запада и юга.

2. В юре и нижнем мелу на северной окраине зоны поднятий в теле герцинского краевого прогиба оформился новый узкий, длительно развивавшийся шовный прогиб. В пределах этого прогиба были созданы частные конседиментационные положительные блоковые структуры массивов — сателлитов и разделявшие их как друг от друга, так и от осевой зоны Пиренеев, конседиментационные шовные прогибы, синклиналичная структура которых оформилась в предсеноманское время («австрийская фаза»).

3. С сеномана арена интенсивной седиментации по периферии осевой «геоантиклинали» значительно расширяется, зоны максимальных опусканий смещаются к югу и к северу от осевой зоны Пиренеев, захватывая новые прилегающие участки эпигерцинской платформы. В течение верхнего мела во всей западной половине периферийной области Пиренеев идет накопление флиша.

4. В палеогене, до середины лютетского века, на флиш легли преимущественно карбонатные отложения. Максимум эоценовой трансгрессии в прогибах, унаследованных от предыдущего мелового этапа, падает на первую половину лютетского века. Конец века был ознаменован в рамках тех же прогибов формированием мощных моласс, накопление кото-

рых длилось вплоть до миоцена. Обломочный материал моласс сносился из центральной осевой зоны Пиренеев — горного сооружения, окончательно оформившегося в виде сводового поднятия. Со второй половиной лютетского века принято связывать «пиренейскую» фазу складчатости, проявившуюся лишь в области периферийных прогибов и не затронувшую осевую зону Пиренеев.

II. ГНЕЙСОВЫЕ МАССИВЫ ПИРЕНЕЕВ

В пределах осевой и северопиренейской зон отдельные части поля развития складчатого палеозоя и докембрия сложены гнейсами. Гнейсовые массивы окаймлены более или менее концентрическими зонами кристаллических сланцев, распадающимися по степени прогрессивного метаморфизма на ряд концентрических полос таким образом, что самому внешнему концентру отвечает зона самого слабого метаморфизма — хлоритовых сланцев.

Ее сменяет при движении к центру массива зона биотита, затем — андалузита, силлиманита и мусковита; еще глубже следует ядро массива, состоящее из двуслюдистых и других гнейсов, в том числе иногда гиперстеновых (массив Агли). Овальные в плане поля метаморфических пород с гнейсовыми центрами сливаются друг с другом в тех случаях, когда гнейсовые массивы расположены сравнительно близко. Чаще же овалы метаморфид разобщены полями почти неметаморфизованных пород палеозоя.

Гнейсовые массивы в пределах осевой зоны Центральных и Восточных Пиренеев группируются в виде четок, нанизанных примерно на одну линию северо-западного простирания, секущую под острым углом почти широтную герцинскую структуру пиренейского складчатого сооружения (рис. 4). Крайним восточным элементом этой четковидной системы является массив Альбер, за которым следуют к северо-западу массивы Рок-де-Франс, Канигу-Каранса, Мон Луи, Оспиталэ и Астон.

В северопиренейской зоне гнейсовые массивы также располагаются линейно в виде прерывистой полосы субширотного простирания. С востока на запад здесь выделяются массивы Агли, Сен-Бартеlemi, Ариз, Труа Сеньер, Сен-Жирон, Кастийон, Милас и др.

По минеральному составу гнейсы очень разнообразны даже в пределах одного массива. Это разнообразие, как отмечает Рагэн (Raguin, 1963), обусловлено многоактностью мощных процессов перекристаллизации (гнейсификации) в ходе герцинской складчатости, а также пестротой первичного состава пород, превращенных в гнейсы. В ряде случаев состав гнейсов усложнен наложенными явлениями мигматизации.

Пиренейские геологи расшифровывают стратиграфию гнейсовых толщ, сопоставляя иногда отдельные части их разреза с неметаморфизованными отложениями кембрия, нижнего и среднего ордовика. Интересная интерпретация стратиграфии гнейсов массива Астон предложена Рагэном (Raguin, 1963₂) (рис. 5).

Остается во многом пока неясным вопрос о характере явлений докембрийского метаморфизма, затушеванных мощными метаморфическими процессами герцинид. Следует отметить, что абсолютное большинство массивов сформировано разновидностями двуслюдяных гнейсов мезозоны. Катазональные гнейсы (биотито-гранатовые, гиперстеновые) известны лишь в пределах двух крупных массивов северопиренейской зоны — Агли и Сен-Бартеlemi.

Как мы уже отмечали выше, в составе ряда гнейсовых массивов с большей или меньшей уверенностью выделяются докембрийские «ядра». К числу таких массивов осевой зоны относятся Альбер, Рок-де-Франс, Канигу, Каранса, может быть и Астон, а в северопиренейской зоне — массивы Агли, Сен-Бартеlemi и юго-восточная часть массива Ариз.

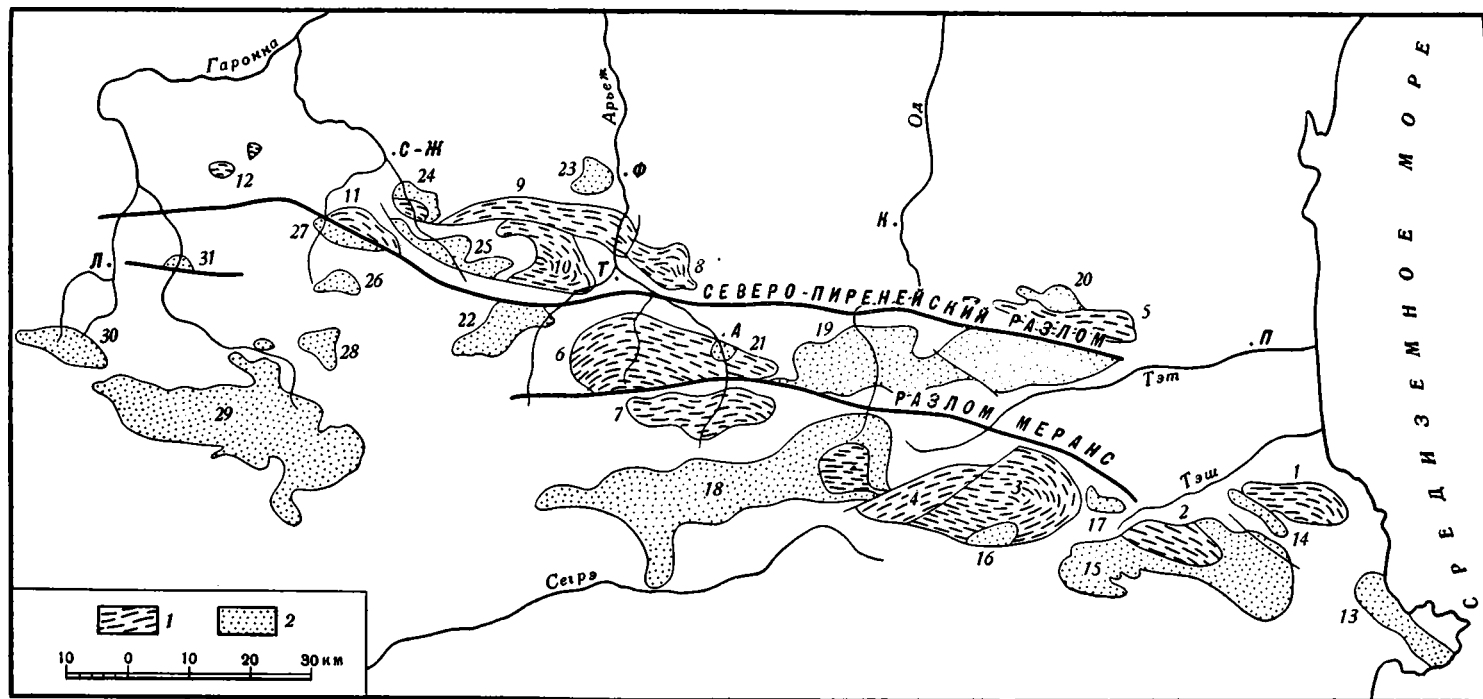


Рис. 4. Гнейсовые и гранитные массивы Пиренеев по Е. Рагэну (Raguin, 1963):

1 — гнейсы; 2 — граниты. Цифры на схеме означают следующие массивы гнейсов: 1 — Альбер; 2 — Рок-де-Франс; 3 — Канигу; 4 — Каранса; 5 — Агли; 6 — Астон; 7 — Оспиталэ; 8 — Сен-Бартеlemi; 9 — Ариз; 10 — Труа Сеньер; 11 — Кастийон; 12 — Милас; гранитные массивы: 13 — Розас; 14 — Альбер; 15 — Сен-Лоран; 16 — Костабона; 17 — Батэр; 18 — Мон-Луи; 19 — Кэригю; 20 — Сент-Арнак; 21 — Акс-ле-Терм; 22 — Бассизэ; 23 — Фуа; 24 — Сен-Жирон; 25 — Труа Сеньер; 26 — Мон-Валльер; 27 — Борд; 28 — Мариманья; 29 — Маладетта; 30 — Кайауас; 31 — Босас. Названия городов: П — Перпиньян; А — Акс-ле-Терм; К — Калан; Ф — Фуа; Т — Тараскон; С.-Ж. — Сен-Жирон; Л — Люшон

Сопоставление разрезов гнейсового комплекса разных массивов показывает, что «верхний фронт» гнейсификации располагается на различных стратиграфических уровнях. Аналогичное влияние наблюдается также в пределах одного и того же массива, где наивысший уровень гнейсификации обычно локализован в центре, а к периферии «фронт»

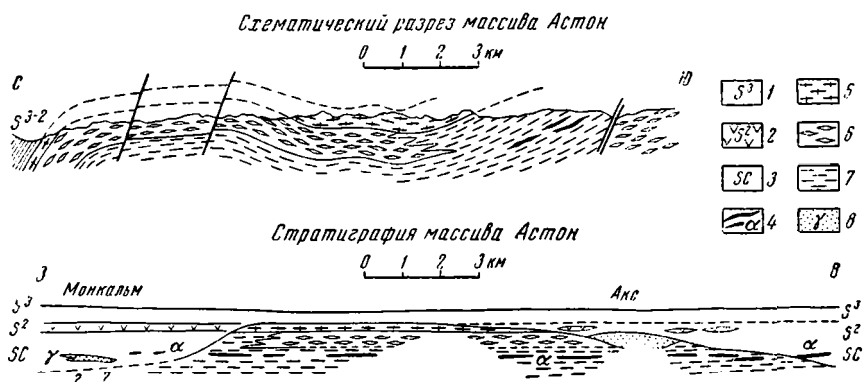


Рис. 5. Схематический разрез массива Астон и схема его стратиграфии по Е. Рагэну (Raguin, 1963₂):

1 — верхний ордовик; 2 — песчаники среднего ордовика; 3 — кембро-ордовик; 4 — метавулканиты; 5 — гнейсы Пейрегран; 6 — гнейсы Ризэ; 7 — мигматиты; 8 — гранит.

снижается более или менее постепенно. Различный стратиграфический уровень «верхнего фронта» гнейсификации Рагэн объясняет (Raguin, 1963_{1, 2}) разной величиной градиента метаморфизма в отдельных массивах. В центре массива Астон, например, гнейсификация охватывает геосинклинальную осадочно-вулканогенную серию палеозоя, вплоть до середины ордовика, а по западной и восточной окраине того же массива «верхний фронт» опускается до низов кембрия (см. рис. 5). На восточной окраине массива Сен-Бартеlemi гнейсовый «фронт» не доходит лишь на несколько десятков метров до подошвы известняков карадока, как это показал Цварт (Zwart, 1954), тогда как на западе того же массива кровля гнейсов располагается значительно ниже — внутри мощной сланцевой серии ордовика. В массиве Канигу уровень гнейсификации ограничен основанием кембрия. В массиве Агли кровля гнейсов располагается внутри разреза кембрия. В основании этих гнейсов, мощностью в 2 км, располагаются типичные для катазоны породы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. В массиве Агли наблюдается полный «набор» зон прогрессивного метаморфизма от пород гранулитовой фации до ордовикских сланцев эпизоны наверху. «Поскольку глубокая катазона не появляется в соседних массивах Канигу, Астон, в которых глубина эрозионного среза такая же, как и в массиве Агли, становится очевидным замечательное уменьшение градиента метаморфизма в Агли и, вероятно, в других северопиренейских массивах по сравнению с массивами осевой зоны Пиренеев» (Raguin, 1963₁).

По мнению Рагэна, неодинаковая степень восхождения уровня гнейсификации частично может быть объяснена локальными особенностями метаморфизованных серий, литология и химизм которых были благоприятны для достижения надлежащей степени метаморфизма.

Изучение пиренейских гнейсовых массивов вскрыло еще одну особенность строения, присущую, правда, лишь некоторым из них. Речь идет о том, что в массиве Канигу гнейсы серии Канигу подстилаются слюдяными сланцами серии Балатг (Raguin, 1963₁). Гнейсы Пейрегран, развитые в массиве Астон (Raguin, 1963₂), на южной и западной окраинах массива на протяжении нескольких километров залегают на слегка мигмати-

зированных слюдяных сланцах. На северном крыле разлома Меранс амигдалоидные или очковые гнейсы центральной части того же массива Астон располагаются на мигматизированных слюдяных сланцах серии Канавейл.

При обсуждении тектоники Пиренеев мы вернемся к этим интересным фактам необычного залегания гнейсов на менее метаморфизованных породах. Здесь же отметим, что в качестве одного из возможных вариантов объяснения фактов подобного рода можно выдвинуть идею о селективном метаморфизме отдельных компонентов разреза мощной геосинклинальной серии, обладавших первичным составом, особо благоприятным для метаморфизма. Возможность подобного процесса селективного метаморфизма допускается Рагэном (Raguin, 1963_{1,2}), однако он справедливо полагает, что одним этим путем вряд ли может быть объяснен неравномерный подъем фронта гнейсификации, наблюдаемый в пиренейских гнейсовых массивах повсеместно.

III. ГЕРЦИНСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

В Центральных и Восточных Пиренеях герцинские гранитоиды развиты широко (см. рис. 4). Прежде всего выделяются крупные массивы, вытянутые почти в широтном направлении параллельно с общим простиранием складчатых структур герцинид. При ширине до 10 км и более гранитные массивы по длинной оси протягиваются на многие десятки километров. Наиболее крупные из них, так же как Маладетта, Мон-Луи, Кэригю, равно как и многие более мелкие гранитные тела, пространственно обособлены от гнейсовых массивов. Граниты, слагающие упомянутые крупные массивы, гомогенные, обычного состава, относятся к категории двуслюдяных, чаще биотитовых, иногда содержащих амфибол.

Некоторые гранитные тела этого типа локализованы в зоне контакта гнейсов с вышележащими слюдяными сланцами, но большей частью граниты проникают и на гораздо более высокие стратиграфические уровни палеозойской серии, вплоть до нижнего карбона. На периферии гранитных тел обычно развит ореол контактово-метаморфизованных пород. Для многих гранитов характерна форма, приближающаяся к плоским межпластовым телам, хотя в деталях нередко наблюдается секущий контакт гранитов со вмещающими породами.

На восточной окраине крупного гранитного массива Мон-Луи вскрыт в виде «окна» на протяжении нескольких километров гнейсовый субстрат, залегающий очень полого в виде плоского свода и являющийся прямым продолжением к западу гнейсового массива Каранса (Autran, Guitard, 1957). В другом большом гранитном массиве Кэригю присутствуют многочисленные крупные конкордантные включения палеозойских пород, а на юго-западной окраине массива широко развиты агматиты. Граниты Кэригю слагают здесь целую систему пластообразных тел, переслаивающихся с породами палеозойской серии. Аналогичным строением обладают граниты Кайауас в области верхнего течения р. Гаронны на границе Испании и Франции. Рагэн считает (Raguin, 1963₁), что формирование крупных гранитных тел происходило после процессов гнейсификации и мигматизации, охвативших гнейсовые массивы, но до завершения герцинского складкообразования. Вместе с тем, он отмечает пластообразную форму многих гранитных тел, хотя в ряде мест граниты располагаются discordантно по отношению к вмещающим породам. Контуры гранитных массивов, относящихся к категории «позднеорогенных» образований, не согласуются с очертаниями крупных складок герцинского комплекса. По мнению Гитара, кристаллизация гранитов, возможно, связана с заключительной фазой мигматизации, завершившей формирование гнейсовых массивов. Однако Рагэн считает эту связь

сомнительной и склоняется к мнению о том, что формирование гранитных хонолитов происходило несколько позднее заключительной фазы мигматизации.

В Пиренеях выделяется еще две категории гранитоидов. Это — анатектические граниты, развитые среди мигматитов. Их контуры нигде резко не ограничиваются. Размеры тел варьируют от нескольких метров до нескольких километров. Голландские геологи (Ситтер, Цварт и др.) их называют автохтонными кварцевыми диоритами. Породы этого типа распространены главным образом в массивах — сателлитах северопиренейской зоны (южная окраина массива Ариз, юго-восток массива Труа Сенбер, центральная часть массива Сен-Бартеlemi и др.). Анатектические граниты более или менее гетерогенны. В них обычно присутствуют включения артеритов с неясными контурами.

Представителями иной категории гранитоидов, по Рагэну (Raguin, 1963₁), являются кислые мусковитовые граниты, слагающие мелкие штоки, согласные жилы, дайки, а иногда и сравнительно крупные тела чечевицеобразной формы (факолиты). Эти гранитоиды, видимо, связаны с мигматизацией (позднемигматитовые гранитоиды), но в некоторых случаях они располагаются в слюдяных сланцах, слагающих кровлю гнейсовых массивов. Обычно они относятся к синкинематическим образованиям.

В свете сказанного о герцинских гнейсовых массивах и герцинских гранитоидах следует остановиться на выяснении вопроса о том, насколько правомерно применение термина «региональный метаморфизм» к тем явлениям, которые наблюдаются в Пиренеях. Обычно этим термином обозначают процесс метаморфизма, распространенный на больших площадях и не обнаруживающий пространственной и генетической связи с каким-либо местным явлением. Этот термин вполне оправдан при характеристике таких действительно региональных явлений, как, например, высокотемпературный метаморфизм архейских образований Алданского, Анабарского щитов, зоны Саяно-Байкальских каледонид и других регионов. В Пиренеях метаморфизованные части герцинского комплекса, как мы видели, в плане слагают лишь отдельные площади, в центре которых располагаются гнейсовые массивы, а на периферии — слюдяные сланцы. Эти площади местами соприкасаются, местами они разобщены полями неметаморфизованных пород палеозойской геосинклинальной серии. В некоторых случаях, например, в районе Босост в области Верхней Гаронны, превосходно описанном Цвартом (Zwart, 1962), эрозией вскрыты только одни слюдяные сланцы, возникшие в результате локального метаморфизма палеозойских пород, слагающих крупную куполовидную структуру. В следующей статье мы остановимся более подробно на связи ареалов метаморфизма со складчатыми структурами герцинид. Здесь же, несколько забегаая вперед, отметим, что метаморфизмом часто поражены лишь отдельные участки крупных складок антиклинального типа.

Для пиренейского случая, как мне кажется, нет также оснований для применения такого термина, как регионально-контактный метаморфизм, ибо одно только пространственное размещение абсолютного большинства крупных гранитных тел в Пиренеях ясно указывает на отсутствие генетической связи между ними и ареалами метаморфизованных пород. Может быть, для характеристики явлений пиренейского герцинского метаморфизма было бы полезным введение нового термина, который отражал бы их специфику. Понятие о селективном метаморфизме, введенное довольно давно Кюндигом (Kündig, 1926), несколько расширенное и дополненное, может быть, было бы в данном случае более уместным.

Послегерцинские магматизм и метаморфизм проявлялись в Пиренеях локально, иногда очень своеобразно. С концом кар-

бона или началом перми связано внедрение даек микрогранитов, кварцевых порфиров, порфиритов, ортофиром, реже лабрадоритов и микродиоритов в каталанских Пиренеях. В западной части осевой зоны, в районе пика Миди д'Оссо в то же время происходили излияния дацитов и андезитов — субсеквентный послегерцинский вулканизм (H. et G. Terrier, 1957).

С верхним триасом (кейпером) и нижней юрой связаны пластообразные тела и лакколиты сильно измененных диабазов («офитов»), иногда туфов соответствующего состава. Офитовые тела развиты в западной части Пиренеев, в осевой зоне, и, особенно, в северопиренейской зоне. Повсеместно они связаны с линиями разломов. По минеральному составу и химизму эти породы относятся к базальтам «атлантического типа» (Ravier, 1959).

Более поздние проявления магматической деятельности приурочены к концу альба. Это — снова базальты, богатые авгитом, покровы и потоки которых переслаиваются с нижнемеловыми отложениями на западе Пиренеев. Мощная вулканогенная толща, приуроченная к границе альб — верхний мел, сложенная чередованием базальтовых лав с пирокластитами, встречена буровыми скважинами близ г. Сен-Годанс (внешняя окраина северопиренейской зоны) (Ravier, 1959).

В северопиренейской зоне многочисленные жилы тералитов и эписенитов рассекают отложения альба, а местами — сеномана и даже сенона. Известны также дайки пикритов, давно описанные А. Лакруа.

С концом альба с зоной окраинного разлома, отделяющего северопиренейскую зону от осевой, связано внедрение интересных ультраосновных интрузий (лерцолитов, кортландитов, ариезитов и др.) Ультраосновные породы развиты только среди мезозойских отложений северопиренейской зоны. Их интрузии слагают небольшие по площади «рон». Площадные размеры интрузий варьируют в широких пределах: от нескольких километров до 1 м. Изолированные мелкие тела лерцолитов известны и на крайнем востоке северопиренейской зоны, и в Западных Пиренеях. В ряде случаев интрузии окаймлены контактовым ореолом, иногда же этот ореол отсутствует. Форма тел разнообразная: штоки овальной, прямоугольной или округлой (в плане) формы; встречаются также трубкообразные тела. Часто по периферии лерцолитовых тел развиты брекчии, состоящие из округлых или угловатых обломков лерцолита. По мере удаления от интрузивного тела появляются во все возрастающем количестве обломки вмещающих пород — мезозойских известняков. Цементом служит тонкораздробленная порода (микробрекчия), состоящая из изолированных угловатых кристаллов оливина, диоксида, энстатита и пикотита, погруженных в кальцитовый агрегат. Некоторые трубчатые тела сформированы исключительно эруптивными брекчиями, в составе которых примерно в равной пропорции присутствуют мраморизованные известняки и лерцолиты. Генезис лерцолитов до сих пор является предметом оживленной дискуссии.

В пределах той же северопиренейской зоны установлено (Ravier, 1959) интересное явление метаморфизма триасовых, юрских и меловых отложений. Вытянутые вдоль зоны северопиренейского разлома узкие длинные поля метаморфизованных мезозойских отложений разделены зонами неметаморфизованных пород того же возраста. Изучение явлений метаморфизма показало их независимость от воздействия ультраосновных интрузий. Возраст метаморфизма раннесеноманский; не исключена возможность еще более поздней даты — конец мелового периода (Mattauer, 1964).

Чистые известняки и доломиты перекристаллизованы и превращены в мраморы. В «загрязненных» карбонатных породах появляются такие новообразования, как флогопит, диопсид, тремолит, тальк, скаполит, ортоклаз, основной плагиоклаз, хлориты, турмалин, сфен, пирит. Песча-

но-глинистые породы превращены в разнообразные по составу роговики, в составе которых переменную роль играют кальцит, кварц, биотит, сфен, пирит, основные плагиоклазы (битовнит-анортит), зеленая роговая обманка, диопсид. Реже появляются микроклин, альбит, эпидот и гранит. Замечателен факт отсутствия какой-либо ориентированности в расположении минеральных новообразований как в мраморах, так и в роговиках. Равье подчеркивает, что минеральные ассоциации метаморфических пород определялись в значительной мере первичным составом осадочных пород, и настаивает на топохимическом характере мезозойского метаморфизма в северо-пиренейской зоне, сравнивая химизм неизменных осадочных пород с их метаморфическими эквивалентами. Состав минеральных новообразований, господство массивных текстур метаморфических пород, отсутствие сланцеватости, локализация метаморфизованных пород в зонах наибольшего прогибания, максимального накопления осадков в узком шовном прогибе — все это, по мнению Равье, указывает на специфический характер мезозойского метаморфизма. Он связывает это явление с глубокими разломами, отделяющими северо-пиренейскую зону от осевой, с теми разломами, по которым в свое время шел также подъем ультраосновной магмы. Равье считает, что метаморфизм шел в толще рыхлых, пропитанных морской водой осадков и был вызван тепловой энергией, поступавшей по трещинам разломов. Складчатость, смявшая мезозойские отложения в конце мелового периода, оборвала метаморфический процесс. Таким образом, представления о региональном «общем» метаморфизме мезозоя северопиренейского прогиба (Богданов, 1958) не подтверждаются новыми данными.

В последующее время в Пиренеях не наблюдалось почти никаких проявлений магматической деятельности. Если считать мезозойские офииты и лерцолиты проявлением начальной эвгеосинклинальной стадии вулканизма, следуя Г. Штилле, то для мезозойского этапа развития Пиренеев следует констатировать отсутствие последующих стадий магматической деятельности — синорогенной и субсеквентной. Лишь конечная стадия — базальтовый вулканизм — локально была проявлена в третичном периоде, в частности, на юге Восточных Пиренеев.

В общем длительный этап развития Пиренеев от конца каменноугольного периода до настоящего времени был весьма своеобразным. Здесь нет признаков былого существования геосинклинального режима после герцинской складчатости, что справедливо было отмечено А. и Ж. Термье (H. et G. Termier, 1957).

IV. ГЕРЦИНСКАЯ СТРУКТУРА ПИРЕНЕЕВ

В Пиренеях, как известно, вскрыт на поверхности сравнительно небольшой участок обширной зоны герцинской складчатости Западной Европы. К северу от Пиренеев располагается аквитанская часть эпигерцинской платформы, прикрытой в значительной мере чехлом мезозоя и кайнозоя. Лишь на крайнем востоке пиренейские герциниды сближены с одновозрастными структурами Мутумэ и южной окраины Центрального массива Франции (Черные горы). На юго-востоке Пиренеи почти смыкаются с герцинскими сооружениями Каталонской береговой гряды. Далеко к югу, юго-западу и западу от Пиренеев выходят на поверхность участки испанских герцинид — Иберийская цепь, Сиерра де ла Деманда и Кантабрийская гряда. Таким образом, Пиренеи представляют собой небольшую внутреннюю часть области западноевропейских герцинид.

Структура осевой зоны Пиренеев не может быть охарактеризована с достаточной ясностью и полнотой, ибо ее детальное изучение еще не закончено. Известным препятствием для создания отчетливого представления о тектонике Пиренеев является также принятая рядом исследователей своеобразная методика геологического картирования герцинского

складчатого комплекса. В областях развития неметаморфизованного или слабометаморфизованного палеозоя обычно нанесены контуры пространства отдельных компонентов палеозойского разреза (например, нижний карбон, девон, готландий, карадок, ордовик и кембрий). В полях же развития метаморфизованных палеозойских пород стратиграфические границы не показаны. Здесь выделены лишь контуры зон прогрессивного метаморфиза (зоны биотита, андалузита, силлиманита с мусковитом, различные типы гнейсов мезо- и катазоны, мигматиты). Карты, составленные по смешанной геолого-петрографической легенде, не раскрывают, естественно, строения герцинского комплекса с достаточной ясностью, если учесть факт несоответствия контуров зон метаморфизма со стратиграфическими границами. В данных условиях морфология и развитие тектонических форм пиренейских герцинид могут быть охарактеризованы лишь в первом приближении. Основой этой характеристики служат предварительные геологические карты Центральных Пиренеев (1 : 200 000) Л. Ситтера и Г. Цварта (Sitter et Zwart, 1961—62) и Восточных Пиренеев А. Отрана, Ж. Гитара и Е. Рагэна (Carte..., 1963), подготовленная для VII сессии Международной ассоциации по геологическому изучению глубинных зон земной коры 1963 г. (1 : 200 000), а также несколько листов детальной геологической карты Пиренеев, описанных разными исследователями, работы которых упоминаются ниже.

В пределах осевой зоны Центральных и Восточных Пиренеев можно выделить, в сущности, одну герцинскую складчатую структуру первого порядка — главный антиклинорий, ось которого простирается субширотно — с ЗСЗ на ВЮВ (рис. 6). Шарнир этой крупной складчатой структуры полого погружается с востока на запад. На крайнем востоке в связи с общим воздыманием шарнира антиклинория на поверхность выходят древнейшие образования докембрия, слагающие ядра четырех структур антиклинального типа (массивы гнейсов восточной оконечности гранитного поля Мон-Луи, Каранса-Канигу, вероятно — Рок-де-Франс, Альбер), опоясанные полями развития кембрия и ордовика. В области истоков р. Гаронны и далее на запад на фоне погружения шарнира главного антиклинория подавляющим распространением пользуются отложения ордовика, силура, девона и карбона. Кембрийские (серия Канавейл) и докембрийские образования здесь, по-видимому, не обнажены. Северная граница главного антиклинория фиксируется зоной северопиренейского разлома. На юге ограничение этой структуры первого порядка менее отчетливое. Оно определяется контурами складчатого поля мезокайнозоя южнопиренейской окраинной зоны.

В строении центрального антиклинория принимает участие ряд складчатых форм второго порядка, относящихся к различным морфологическим типам. Остановимся прежде всего на структурах синклинального типа. Они имеют подчиненное значение. Двигаясь с востока на запад, можно выделить следующие структуры. Из-под чехла мезокайнозойских отложений, слагающих впадину Руссильон, полого спускающуюся к побережью Средиземного моря, выходит складчатый комплекс (ордовик — средний девон), слагающий синклиналь Аспр. Шарнир синклинали полого погружается на ВЮВ. Большая часть площади синклинали занята отложениями ордовика. В области максимального погружения шарнира развиты любопытные структуры третьего порядка — брахисинклинальные и чашеобразные, ядра которых сложены средне- и нижнедевонскими отложениями, а периферия — граптолитовыми сланцами готландия и характерными «дырявыми» сланцами карадокского яруса ордовика. Брахисинклинали и чаши рассеяны незакономерно в пределах синклинали Аспр. В их расположении трудно выделить какую-либо предпочтительную ориентировку. Площадные размеры брахисинклинальных и чашевидных форм колеблются в значительных пределах от

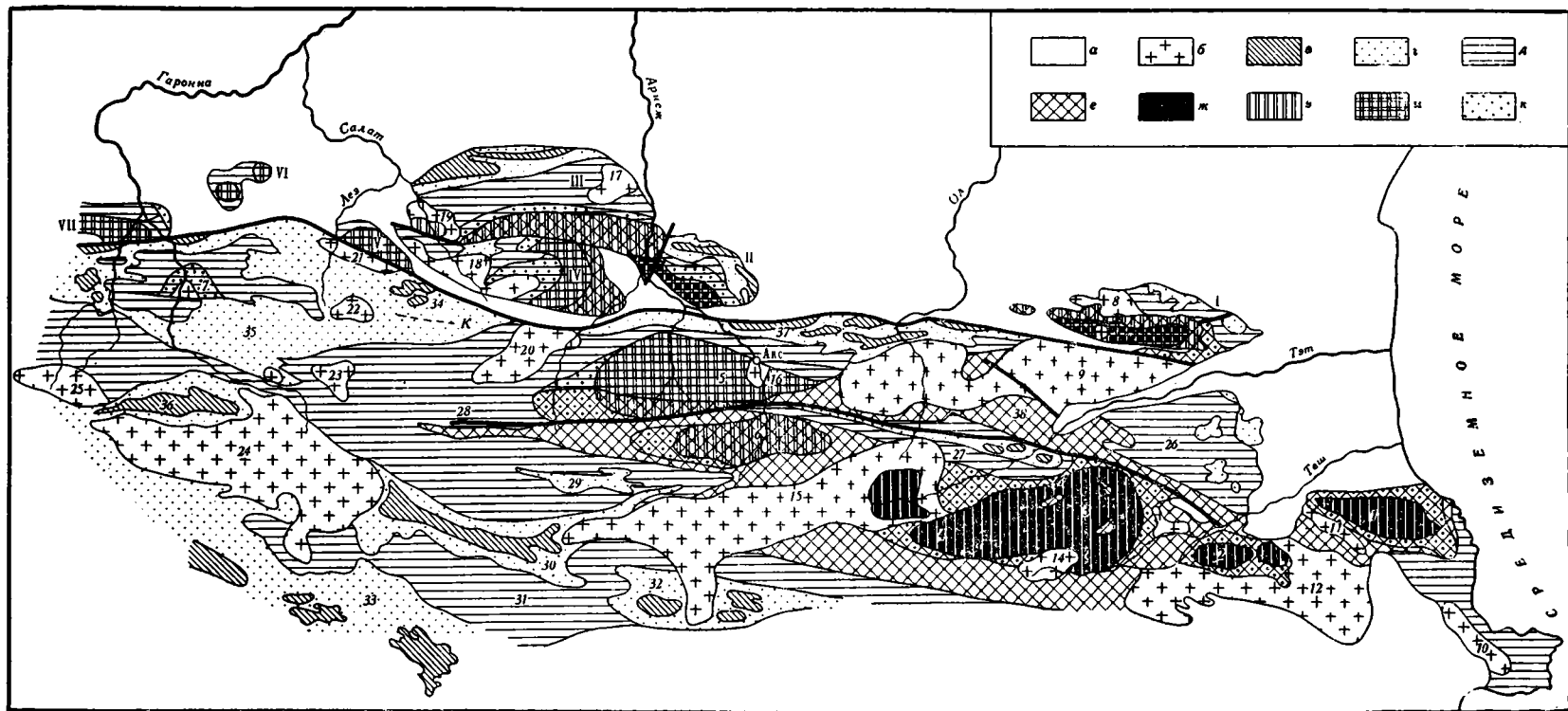


Рис. 6. Схема геологического строения Центральных и Восточных Пиренеев (1 : 1 000 000).

а — мезозойские и кайнозойские отложения; *б* — герцинские гранитоиды; *в* — нижний карбон; *г* — девон и готландий; *д* — ордовик (серия Жюжоль); *е* — кембрий (серия Канавейл); *ж* — докембрийские орто- и парагнейсы; зоны герцинского селективного метаморфизма; *з* — гнейсы мезозоны; *и* — гнейсы катозоны; *к* — слюдяные сланцы. Римские цифры на схеме (массивы северопиренейской зоны): I — Агли; II — Сен-Бартеlemi; III — Ариз; IV — Труа Сеньер; V — Кастийон; VI — Мильас; VII — Барусс. Арабские цифры на схеме: гнейсовые массивы осевой зоны: 1 — Альбер; 2 — Рок-де-Франс; 3 — Канигу; 4 — Каранса; 5 — Астон; 6 — Оспиталз; 7 — слюдяные сланцы купола Верхней Гаронны; массивы герцинских гранитоидов: 8 — Сент Арнак; 9 — Кэригю; 10 — Розас; 11 — Альбер; 12 — Сен Лоран; 13 — Батэр; 14 — Костабона; 15 — Андорра-Мон-Луи; 16 — Акс ле Терм; 17 — Фуа; 18 — Труа Сеньер; 19 — Сен Жирои; 20 — Бассисэ; 21 — Борд; 22 — Мариманья; 23 — Мон Вальер; 24 — Маладетта; 25 — Кайауас; частные структуры осевой зоны: синклинали: 26 — Аспр; 27 — Меранс-Вильфранш; 29 — Тор; 30 — Лаворси; антиклиналь Сео де Ургель — 31; синклинали: 32 — Сердань-Ампюрдан; 33 — Маньянет; 34 — Эстур; 35 — Энтекада; 36 — Жюе; 37 — Северная; антиклиналь Кэригю — 38 — разломы: СП — северопиренейский; 28 — Меранс; К — Куфланс.

первых сотен метров до 4—5 км в поперечнике. В плане очертания описываемых структур округлые, овальные или амебовидные. В поперечном разрезе наблюдаются как простые симметричные формы, так и асимметричные, иногда осложненные мелкими складками высших порядков и разрывами.

На северном крыле синклинали Аспр располагается гранитный массив Миллас, простирающийся на север до границы осевой зоны Пиренеев. Южное крыло синклинали осложнено системой разломов (Меранс и др.), отделяющей ее от крупного компонента главного антиклинория — южной антиклинальной зоны, в состав которой входят брахиантиклинали и купола Канигу, Рок-де-Франс и Альбер. Далее к западу внутри антиклинория располагается синклиналь Меранс-Вилльфранш. Простирание оси этой синклинали ЗЮЗ — ВСВ, более или менее параллельное простиранию оси синклинали Аспр. Взаиморасположение осей обеих синклиналей в плане кулисообразное. Разлом Меранс под малым углом срезает северное крыло синклинали в окрестностях г. Вилльфранш на р. Тэт. Далее к западу линия разлома очень постепенно входит в тело синклинали, последовательно срезая в районе Капсир ее осевую часть и, наконец, южное крыло (окрестности г. Меранс). Синклиналь Меранс-Вилльфранш узкая, длинная (около 45 км). Наиболее широкая ее часть (около 5 км) связана с юго-восточной центриклиналью этой структуры. Круглое северное крыло синклинали сложено слюдяными сланцами, гнейсами и мигматитами массива Астон, а далее на восток — гранитом Кэригю и нижнепалеозойскими отложениями (кембрий — ордовик), располагающимися на поднятом крыле разлома Меранс. В строении южного крыла и осевой части синклинали (южное опущенное крыло разлома) принимают участие отложения ордовика, готландия, девона и нижнего карбона. В поперечном разрезе структура обычно простая — это сжатая, более или менее симметричная синклиналь, осевая плоскость которой падает на север. К востоку от р. Эволь в расширенной центроклинальной зоне ядро синклинали сложено обычно мелкими складками того же типа с длиной волны около 1 км, также наклоненными на юг. Иногда мелкие складки третьего порядка группируются веерообразно, разорваны надвигами небольшой амплитуды.

В одном из участков (близ пос. Фласса) южного крыла синклинали наблюдается (Guitard, 1960) система крупных лежачих складок, сформированных девонскими известняками, дисгармоничных по отношению к простой моноклиальной структуре подстилающих отложений ордовика, слагающих южное крыло синклинали. Простирание лежачих складок не совпадает с общим простиранием синклинали Вилльфранш. Аналогичные явления дисгармоничной складчатости верхних компонентов (готландий — девон — карбон) палеозойского разреза, как увидим ниже, довольно широко распространены в осевой зоне Центральных Пиренеев.

Третьей структурой синклинального типа, «вдавленной» в тело Главного герцинского антиклинория Пиренеев, является синклиналь Тор, располагающаяся между гнейсовым массивом Оспиталэ и западной окраиной гранитного поля Андорра-Мон-Луи. Синклиналь Тор слагают отложения ордовика и девона. Длина синклинали около 22 км, ширина колеблется от 3 до 8 км. В плане форма складки близка к вытянутому овалу. Ось синклинали простирается широтно. Ее осевая плоскость наклонена на север. В поперечном разрезе видна довольно сложная структура синклинали, включающей несколько мелких острых, сжатых синклиналей и антиклиналей с тем же наклоном на север осевых плоскостей. Граптолитовые черные сланцы готландия на южном крыле синклинали выжаты иногда почти полностью и сильно раздуты благодаря нагнетанию вещества в северном крыле синклинали. Максимальная степень нагнетания наблюдается в районе рч. Ленгунелла. Здесь

черные сланцы готландия выжаты на север в виде лежащей складки, надвинутой на различные горизонты ордовика. Явление дисгармоничной складчатости готландия — девона по отношению к структуре нижележащего комплекса кембро-ордовика выражено очень резко.

К югу и юго-западу от синклинали Тор протягивается крупная структура того же наименования — синклинали Лаворси. Она отделяет западную периклинали центрального антиклинория от южной антиклинали, краткая характеристика которой будет приведена ниже. В строении синклинали Лаворси принимают участие отложения готландия, девона и карбона. Синклинали длинная (около 40 км), сравнительно узкая (3—4 км), расширяющаяся в плане в области западной и восточной центроклиналей. Ось синклинали в плане несколько искривлена. Она образует пологую дугу, выпуклостью обращенную на юг. Синклинали Лаворси сжатая, изоклиналиного типа, осевая плоскость ее наклонена под углом (60—70°) на север. Ее структуру осложняет ряд параллельных оси второстепенных острых складок, в строении которых участвуют черные сланцы готландия, карбонатные отложения девона и комплекс пород кульма, нередко дисгармоничных по отношению к складчатой структуре ордовика. На простирании шарнира синклинали Лаворси к ЗСЗ располагается морфологически близкая структура — сравнительно небольшая узкая синклинали Жюё с почти вертикальной осевой плоскостью, сложенная той же серией отложений (готландий — нижний карбон). Структуры отделены друг от друга гранитным массивом Маладетта.

В области восточной центроклинали происходит расщепление воздымающегося шарнира синклинали Лаворси на две ветви. Северная ветвь огибает с севера гранитный массив Андорра-Мон-Луи. На продолжении юго-восточной ветви шарнира синклинали Лаворси располагается альпийская синклиналиная зона Сердань-Ампюрдан, тянущаяся вдоль южного края Восточных Пиренеев. В строении этой сложной в деталях структуры принимает участие герцинский комплекс (ордовик, готландий, девон, нижний карбон), а также верхний структурный ярус альпид, сложенный верхнепалеозойскими и мезо-кайнозойскими образованиями, энергично дислоцированными в ходе альпийской складчатости.

Другая синклинали, Маньянет, сложена помимо готландия, девона и нижнего карбона (нижний структурный ярус), также стефанскими вулканитами, красноцветными соленосными триасовыми, позднейшими мезозойскими и третичными отложениями. В современном виде структура синклинали создана не только герцинской, но и альпийской складчатостью. Серия отложений готландия — нижнего карбона смята в сильно сжатые, наклонные, опрокинутые и лежащие складки, дисгармоничные по отношению к структуре нижнего палеозоя. Осевые плоскости складок падают на север. Стефанские и вышележащие мезозойские отложения смяты в иную систему складок, осевые плоскости которых имеют обратный наклон на юг.

Таким образом, на юге Центральных и Восточных Пиренеев герцинская структура по всем признакам сильно модифицирована позднейшими альпийскими движениями.

Обратимся теперь к морфологии синклиналей, расположенных к северу и северо-западу от главного антиклинория. Прежде всего, здесь можно выделить длинную (около 70 км) линейного типа Северную синклинали, протягивающуюся от верховьев р. Агли на востоке до среднего течения р. Викдессос (приток р. Ариеж) на западе. Почти на всем протяжении этой широтной складки ее северное крыло обрешено северопиренейским разломом. В строении синклинали принимают участие породы ордовика, готландия, девона и нижнего карбона. Зона максимального погружения шарнира синклинали располагается в районе

пика Уртизель (к югу от г. Родом). В поперечном сечении складка сжатая, изоклиналичного типа, симметричная. Осевая плоскость ее близка к вертикали, обычно падает на север. Черные граптолитовые сланцы готландия в той или иной степени выжаты на крыльях и раздуты в замковой части. Местами структура синклинали осложнена более мелкими, но однотипными с морфологической точки зрения складками второго и третьего порядков.

К западу от гранитного массива Бассиес-Оза располагается обширное поле развития пород девона и нижнего карбона, слагающих, грубо говоря, западную периклиналию Главного антиклинория, как это хорошо видно на 9-м листе Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000. Внутреннее строение периклиналильной зоны осложнено крупным куполом Верхней Гаронны, более мелкими положительными структурами иного типа — антиклиналью Куффланс, а также частными синклиналями, окаймляющими упомянутый купол Босост. Среди структур последнего ряда обращает на себя внимание небольшая синклиналь Эстур. Северопиренейская зона разлома, протягивающаяся в данном месте с юго-востока на северо-запад, пересекает синклиналь под острым углом к простиранию (широтному) ее оси, уничтожив восточную центроклиналию и почти все северное крыло интересующей нас структуры. К югу от синклинали Эстур располагается северное крыло Главного антиклинория, простирание которого широтно. В строении синклинали участвуют девонские отложения и в ядре — нижнекаменноугольные породы. По мнению Ситтера и Цварта (Sitter et Zwart, 1962), сложная конфигурация полей развития карбона в ядре синклинали объясняется влиянием четырех фаз герцинской складчатости, выделяемых на основе петроструктурных данных. Эти фазы следующие: ранняя, создавшая концентрические складки ВСВ — ЗЮЗ простирания; главная — широтные складки кливажа и скальвания; первая наложенная, вызвавшая развитие кливажа скольжения СЗ — ЮВ простирания и — вторая также наложенная, для которой характерна широтная ориентировка плоскостей кливажа того же рода. На разрезах видны сравнительно простые, то сжатые, то открытые складки, осевые плоскости которых падают под большим углом на юг. Длина волны структуры достигает 1—1,5 км. Местами эти сравнительно крупные складки осложнены более мелкой складчатостью.

К югу от купола Босост лежит синклиналь Энтекада (Sitter et Zwart, 1961—62), отделяющая упомянутый купол от зоны Главного антиклинория. Готландий, девон и нижний карбон интенсивно смяты в систему сильно сжатых синклиналей и антиклиналей второго порядка (длина волны складок обычно выражается первыми сотнями метров), осевые плоскости которых местами против обыкновения наклонены не на север, а на юг. В других случаях они занимают вертикальное положение. Складчатая структура комплекса готландий — нижний карбон дисгармонична по отношению к структуре подстилающего ордовика.

Составив первое представление о достаточно пестром морфологическом облике синклиналильных структур, развитых в герцинской осевой зоне Пиренеев, перейдем к беглому обзору морфологии положительных складчатых форм — главного антиклинория во всем его многообразии и интереснейшего купола Верхней Гаронны, южная часть которого известна под названием купола Босост. Выше уже было сказано, что в пределах осевой зоны Центральных и Восточных Пиренеев можно выделить, в сущности, лишь одну складчатую структуру первого порядка — главный антиклинорий субширотного простирания. Все кратко описанные выше синклиналильные формы входят в состав этой главной структуры. К востоку от меридиана г. Акс-ле-Терм существуют две антиклинальные зоны: Кэригю и Южная, разделенные синклиналями Меранс-Вилльфранш и Аспр (см. рис. 6). Антиклиналь Кэригю

простирается широтно, значительная часть ее свода замещена большим полем одноименного гранита. За пределами осевой зоны Пиренеев с северо-востока к ней примыкает «массив-сателлит» Агли, обладающий структурой коробчатой антиклинали с гнейсовым ядром, южное крыло которой оборвано северопиренейским разломом. В деталях структура данной части антиклинали Кэригю, видимо, достаточно сложная, о чем свидетельствует сложная конфигурация полос нижнепалеозойских отложений на западной периферии гранитного массива Кэригю. К востоку от упомянутого массива полосовидная зона (на карте) распространения кембрийских отложений серии Канавейл заметно сужается. Кембрийские породы, превращенные в гранитизированные слюдяные сланцы, гнейсы, протягиваются неширокой кромкой на юге гнейсового массива Астон. Этот массив входит в состав антиклинали Кэригю, сложен породами кембро-ордовика и обладает характерной структурой коробчатой антиклинали с широким, плоским, слегка волнистым сводом, слабо наклоненным на север и крутым флексуобразно изогнутым северным крылом, являющимся одновременно южным крылом Северной синклинали. Шарнир коробчатой антиклинали Астон очень полого погружается на восток.

Особенно интересен в этом отношении почти широтный разрез массива Астон, составленный Е. Рагэном (см. рис. 5) от пика Монкальм на западе до г. Акс-ле-Терм на востоке, где показаны стратиграфические соотношения гнейсовых серий Пейрегран и Риэт, а также мигматитов, с различными частями разреза нижнего палеозоя. Недавно Рагэн предложил новый, но не окончательный, вариант трактовки структуры массива Астон (Raguin, 1964), исходящий из допущения о наличии древнего докембрийского ядра (гнейсы Риэт), окаймленного мигматизированными породами кембро-ордовика. В этом варианте гнейсы Пейрегран, лежащие согласно то на гнейсах Риэт, то на мигматитах, можно сопоставить со стратиграфической точки зрения с песчаниками ордовика, развитыми в районах Монкальм и Артиэс.

Одновременно с плавным погружением шарнира коробчатой антиклинали Астон на запад происходит сужение почти плоского свода этой структуры. Максимальная ширина ее по меридиану г. Астон близка к 14 км, а западнее — в верховьях р. Викдессос — 7 км. В том же западном направлении падает интенсивность метаморфизма, гнейсы по латерали сменяются слюдяными сланцами, наконец, к западу от пика Монкальм — филлитизированными породами нижнего палеозоя. В области развития филлитов коробчатая структура антиклинали Астон исчезает. Как вытекает из наблюдений Зандвлиета (Zandvliet, 1960), на простирании шарнира коробчатой антиклинали Астон к западу от пика Монкальм располагается одна из частных антиклиналей, асимметричная, с более крутым северным крылом, входящая в состав западной периклинали главного антиклинория.

На основе наблюдений, относящихся к тектонике массива Астон, создается впечатление, что структура типа широкой коробчатой антиклинали с почти плоским сводом и крутыми флексуобразно изогнутыми крыльями пространственно теснейшим образом связана с зонами локального метаморфизма, с областями развития гнейсификации, мигматизации, окаймленными по периферии слюдяными сланцами и, наконец, филлитами.

Морфология структуры западной периклинали главного антиклинория хорошо расшифрована Зандвлиетом (Zandvliet, 1960). Он называет эту структуру «Главным куполом», хотя и из его текста и из изучения его карт и многочисленных разрезов явствует, что мы имеем дело с обширным веерообразным антиклинорием, простирающимся широтно. В ядре антиклинория выходят вероятные аналоги кембрийской серии Канавейл, представленные сланцами и известняками. Породы этой се-

рин смяты в сжатые простые складки с почти вертикальными осевыми плоскостями. Длина полуволны этих складок близка к 1 км. Широкие крылья антиклинория осложнены в свою очередь простыми синклинальными и антиклинальными складками разных размеров. Осевые плоскости этих складок на северном крыле наклонены обычно на юг, а на южном крыле — на север, как это характерно для структур веерообразного типа. В целом зеркало складок всей структуры антиклинория в поперечном сечении представляется в виде плоской дуги, с постепенно нарастающим максимумом изгиба в зоне шарнира. Шарнир антиклинория полого и плавно погружается на запад. Двигаясь в обратном направлении вдоль шарнира антиклинория, т. е. на восток, в область исследований Цварта, легко проследить эволюцию морфологии ядра главного антиклинория. Сначала это — сжатая изоклинального типа узкая (около 1 км) антиклиналь Оспиталэ (рис. 7, разрез I), сложенная филлитами, темными железистыми сланцами и светлыми кварцитами вероятного кембрия. Осевая плоскость антиклинали наклонена на юг (район оз. Сукаранн). В следующем сечении в 6 км западнее (пик Ортель) мы видим почти симметричную, сжатую антиклиналь с острым замком и почти вертикальной осевой плоскостью. Антиклиналь слагают те же слабометаморфизованные породы. Еще в 6 км к западу (разрез 3) антиклиналь Оспиталэ постепенно расширяется до 2 км, крылья ее выполаживаются; сохраняется почти вертикальное положение осевой плоскости. Значительная часть пород, слагающих антиклиналь, здесь превращена в слюдяные сланцы. Граница «верхнего фронта» слюдяных сланцев сечет стратиграфические границы, образуя пологий купол, в своде которого и на северном крыле еще сохраняются филлиты. По мере дальнейшего продвижения на во-

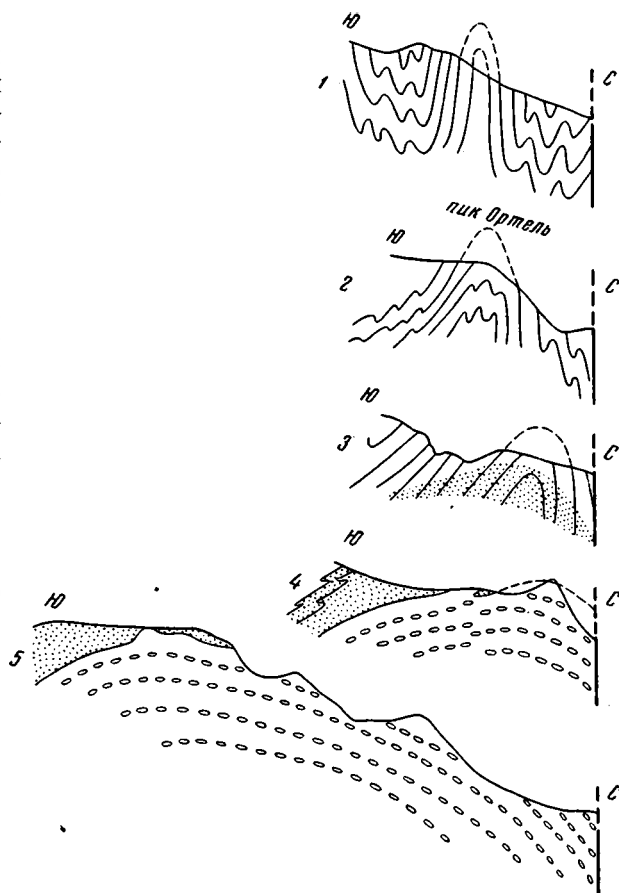


Рис. 7. Эволюция морфологии антиклинали Оспиталэ при прослеживании по простиранию ее шарнира с запада (разрез 1) на восток (разрез 5) по И. Цварту (лист № 6 геологической карты: Центральные Пиренеи м-ба 1 : 50 000, Лейден). На разрезах 1 и 2 антиклиналь сложена филлитами кембро-ордовика. На разрезе 3 в ядре антиклинали те же породы превращены в слюдяные сланцы (точки). Поверхность раздела фаций метаморфизма очерчивает пологий купол, свод которого лишь в грубых чертах совпадает со сводом антиклинали. На разрезах 4 и 5 ядро антиклинали, которая приобрела облик сундучной складки, сложено очковыми двуслюдяными гнейсами с линейной текстурой.

сток все более и более расширяется (до 9 км) пологий свод антиклинали Оспиталэ. Крутые, флексуобразно изогнутые крылья антиклинали обрезаны широтными разломами. По мере расширения свода антиклинали она постепенно приобретает вид типичной коробчатой структуры, из-под слюдяных сланцев появляются двуслюдяные очковые гнейсы с ясно выраженной линейной текстурой, ориентировка которой по всем признакам совпадает с плоскостями напластования исходных осадочных пород.

В плане коробчатая антиклиналь Оспиталэ имеет форму вытянутого овала. Наиболее интенсивные процессы гранитизации сосредоточены в восточной части этой структуры, так же как это справедливо и для антиклинали Астон. Постепенное сужение свода антиклинали Оспиталэ наблюдается в области ее восточной периклинали на фоне общего погужения шарнира (в данном участке) на восток. В районе пика Перик гнейсовое ядро антиклинали, сформированное по всем признакам за счет метаморфизма пород серии Канавейл, опоясано сравнительно узкой каймой слюдяных сланцев, а еще далее к востоку породы серии Канавейл метаморфизованы слабо (филлиты). В зоне восточной периклинали антиклиналь Оспиталэ быстро сужается, теряет постепенно облик коробчатой структуры, превращаясь в обычную, более или менее симметрическую антиклиналь, как это видно на геологической карте Фонботэ и Гитара (Fontboté et Guitard, 1958).

Коробчатая антиклиналь Оспиталэ входит в состав структуры главного антиклинория и пространственно совпадает с зоной развития интенсивно метаморфизованных и гранитизированных пород серии Канавейл. Другими словами, гнейсовый массив Оспиталэ, так же как это отмечалось ранее для массива Астон, и соответствующие структуры коробчатых антиклиналей являются различными наименованиями одних и тех же природных объектов.

К югу от массива Оспиталэ широкое поле развития пород серии Канавейл слагает южную и, одновременно, важнейшую ветвь главного антиклинория, простирающуюся на ВЮВ к верхнему течению р. Тэт, где значительная часть структуры уничтожена крупным гранитным массивом Мон Луи-Андорра. Далее в том же направлении, вплоть до побережья Средиземного моря, на фоне общего воздымания шарнира антиклинория и его ундуляций располагаются крупные гнейсовые массивы Каранса-Канигу, Рок-де-Франс и Альбер, в структуре которых видную роль играют докембрийские образования. В широтном разрезе через восточную окраину гранитного поля Мон-Луи по данным А. Отрана и Ж. Гитара (Autran et Guitard, 1957), в области истоков р. Од хорошо видна структура пологого купола с гнейсовым ядром, облекаемым метаморфическими сланцами серии Канавейл. Герцинские граниты и гранодиориты слагают, грубо говоря, стратиформное тело в нижней части палеозойской оболочки гнейсового ядра.

Еще совсем недавно (Guitard, 1960; Raguin, 1963,) Каранса-Канигу определялась как простая брахиантиклиналь. Субширотное (ЗСЗ — ВЮВ) простираение оси этой складки особенно отчетливо выражено в ее западной части (Каранса), а в пределах массива Канигу структура приобретает куполовидный облик. В настоящее время, однако, после ревизии разреза сложной серии кристаллических сланцев, слагающих массив Канигу, предпринятой Гитаром (Guitard, 1964), им выдвинута новая гипотеза о герцинской тектонике этого массива. Речь идет о лежащих складках, в строении которых принимают участие как породы докембрийского цоколя, так и более молодые палеозойские образования. Лежачие складки осложнены чешуйчатыми надвигами. Движение масс, сформировавших упомянутые структуры, шло с северо-запада на юго-восток. По мнению Гитара, в районе Канигу в ходе герцинской складчатости была создана покровная структура пеннинского

типа, в формировании которой мраморы серии Канавейл играют ту же роль, что и аналогичные породы триаса в симплоно-гессинской зоне Альп.

Насколько типичны лежащие складки, осложненные надвигами, для структуры остальных гнейсовых массивов, сказать трудно. Судя по содержанию многочисленных работ французских и голландских исследователей, структура массива Канигу представляет собой явление скорее локальное, чем региональное. Во всяком случае новая трактовка тектоники массива Канигу, предложенная Гитаром, вполне объясняет казавшийся ранее парадоксальным факт залегания слюдяных сланцев Балатг под стратоидными гнейсами, о чем было упомянуто нами выше.

В верховьях р. Гаронны на франко-испанской границе располагается интересная куполовидная структура, лежащая к северу от погружающегося здесь шарнира Главного антиклинория. Юго-западная часть купола Гаронны в районе Босост недавно изучалась Цвартом (Zwart, 1962). В ядре купола, обладающего сложным контуром (в плане), выходят сланцы кембро-ордовика, герцинские граниты и пегматиты, а на периферии — известняки вероятного карадока, черные сланцы готландия и, наконец, девонские сланцы и известняки. Силур и девон смяты в систему сильно сжатых острых складок с вертикальными осевыми плоскостями. Эта система складок резко дисгармонична по отношению к простой структуре подстилающего кембро-ордовика, формирующего крупную коробчатую антиклиналь с крутыми флексуобразными крыльями и почти плоским широким сводом, осложненным пологой волнистостью. Структура коробчатой антиклинали осложнена крупным широтным сбросом (рис. 8 и 9).

С морфологической точки зрения коробчатая антиклиналь ядра купола тождественна одноименным структурам гнейсовых массивов, охарактеризованных ранее. В районе Босост гнейсовый цоколь не вскрыт. Здесь имеется редкая возможность изучения явлений тектоники, метаморфизма и гранитизации в сводовой части коробчатой антиклинали, сложенной почти полным разрезом палеозойских отложений. Исследования Цварта показали, что изограды, оконтуривающие зоны прогрессивного метаморфизма, очерчивают два овальных (в плане) поля, одно из которых (к северу от сброса) приурочено к центральной части коробчатой антиклинали, а другое (южное) тяготеет к южному крылу этой структуры, причем здесь метаморфизованы породы не только кембро-ордовика, но также и готландия и, даже, девона, т. е. устанавливается очень высокое положение «верхнего фронта» метаморфизма. Поверхности изоград произвольно секут стратиграфические границы под крутыми углами. Тепловой поток, шедший снизу, существовал длительное время и постепенно создал четыре зоны метаморфизма: зону биотита, сохранившуюся в настоящее время на периферии ареалов метаморфизма; внутреннюю часть ареалов последовательно составлены зоной ставролита, андалузита и кордиерита, зоной андалузита и кордиерита и, наконец, зоной кордиерита и силлиманита. Минеральные ассоциации всех четырех зон относятся к амфиболитовой фации метаморфизма и в то же время принадлежат к группе фаций низких давлений. Во время метаморфического процесса геотермический градиент был равен 15° на каждые 100 м. Не отрицая самых общих связей во времени между герцинским тектогенезом и метаморфизмом, Цварт подчеркивает, что в деталях процесс метаморфизма, который, с моей точки зрения, следовало бы именовать не региональным, а своеобразным селективным метаморфизмом, протекал вне прямой зависимости от складкообразования. Об этом, в частности, красноречиво свидетельствует резкое несовпадение изоград со стратиграфическими поверхностями и элементами структуры сложной коробчатой антиклинали. В свете сказанного становится понятным тот факт, что наиболее сильно

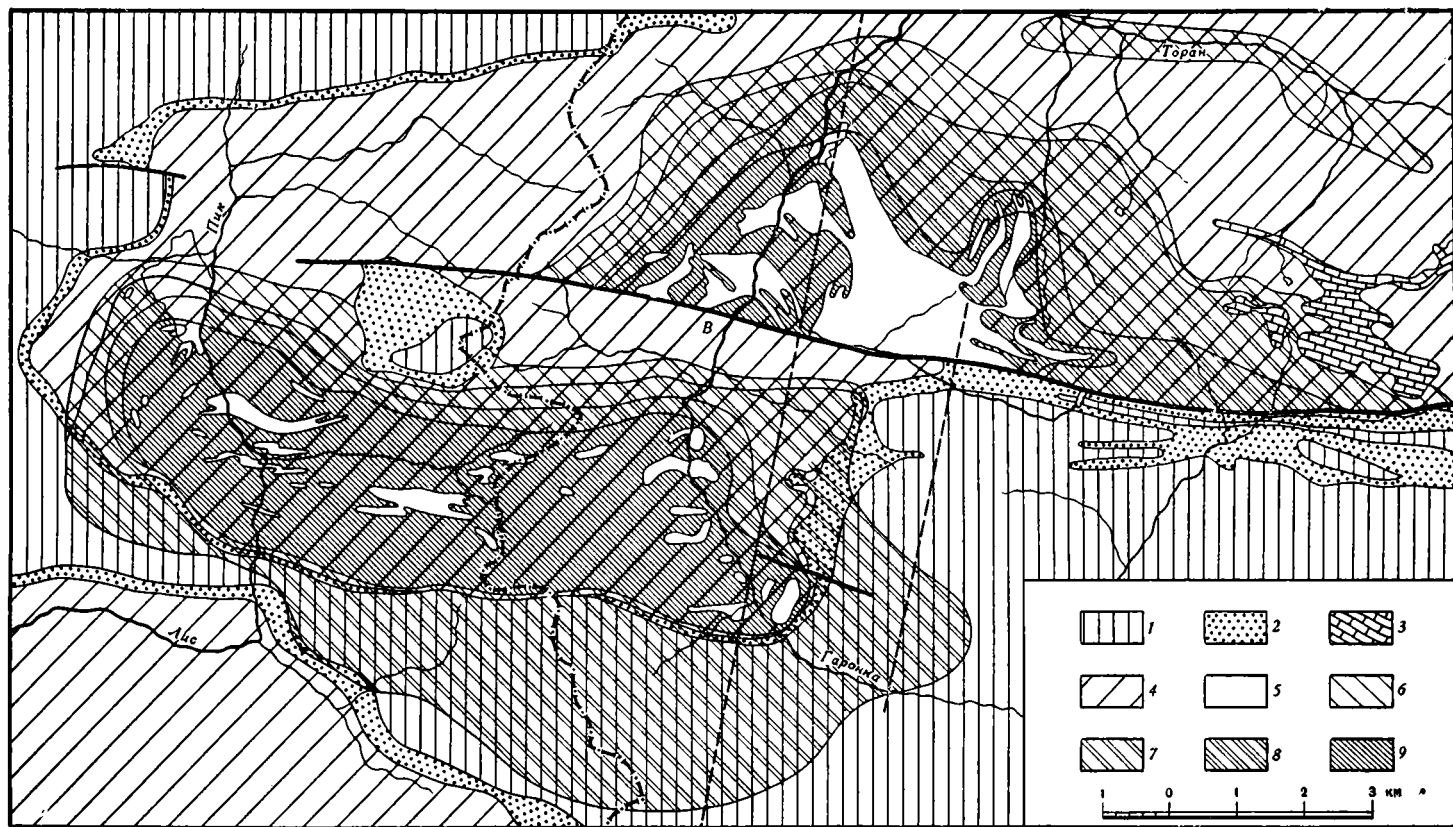


Рис. 8. Схематизированная геологическая карта района Босост по И. Цварту (Zwart, 1962).

1 — девон (сланцы и известняки); 2 — готландий (черные сланцы); 3 — верхний ордовик (известняки); 4 — кембро-ордовик (филлиты); 5 — граниты и пегматиты; зоны прогрессивного метаморфизма; 6 — зона биотита, 7 — зона ставролита-андалузита-кордиерита; 8 — зона андалузита-кордиерита; 9 — зона кордиерита-силлиманита. Буквы на карте: *BdL* — Баньер де Люшон; *B* — г. Босост.

метаморфизованные породы не обязательно локализованы в самой нижней части палеозойского разреза.

Интересны наблюдения Цварта над соотношениями гранитов и пегматитов с тектоникой и метаморфизмом. Большая часть гранитов возникла на месте путем замещения вмещающих палеозойских пород. Гранитизация была одновременной с поздними стадиями герцинского тектогенеза и прогрессивного метаморфизма. И гранитизация и метаморфизм, по мнению Цварта, являются следствиями одной общей причины. Эта причина — восходящий тепловой поток, сопровождавшийся, вероятно, метасоматизирующими флюидами.

После краткой характеристики морфологии складчатых структур осевой зоны Центральных и Восточных Пиренеев следует ознакомиться хотя бы бегло с теми многочисленными, разновременными и разнотипными разломами, которые играют большую роль в тектонике интересующей нас области.

В восточной части Пиренеев Фонботэ и Гитар (Fontboté et Guitard, 1958) выделяют четыре системы разломов: широтную, северо-западную, северо-восточную и меридиональную. Относительная роль последних — минимальная. С зонами разломов связаны более или менее интенсивные явления катаклаза и милонитизации. Амплитуды смещения по разломам достигают многих сотен метров или нескольких километров. Многие разломы залечены кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами; с некоторыми из них связаны рои даек. Представлены как нормальные сбросы, так и взбросы и надвиги. Углы падения поверхностей разломов крутые внутри осевой зоны. К периферии осевой зоны наклон указанных поверхностей становится более пологим. Среди разломов северо-западного простирания особо значительным является взброс Меранс, протягивающийся более чем на 150 км от пика Монкальм вплоть до впадины Руссильон на побережье Средиземного моря.

Западная часть разлома Меранс представляет собой структурную шель в зоне соприкосновения крутых флексуобразных крыльев двух сближенных гнейсовых массивов — Астон и Оспиталэ. В эту узкую шель втиснута

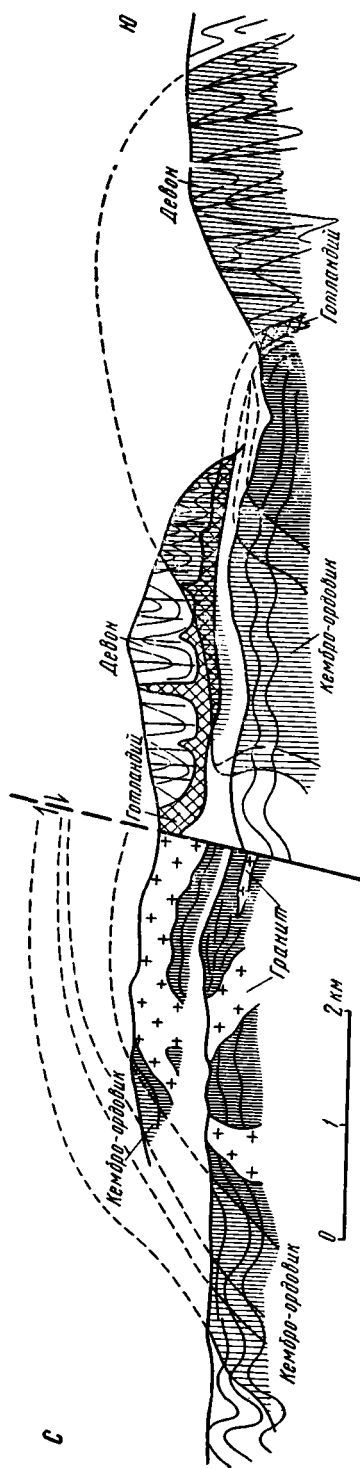


Рис. 9. Разрез купола Босот по И. Цварту (Zwart, 1962). Условные обозначения те же, что и на рис. 8.

почти вся толща палеозойских пород от кембрия до девона включительно. При движении по простиранию на юго-восток борозда Меранс постепенно переходит в надвиг, особенно ясно выраженный в окрестностях г. Амели-ле-Бэйн. Для восточной окраины Пиренеев характерны очень протяженные разломы северо-восточного простирания, типичные для всей области западного Средиземноморья. К этой категории относятся большие сбросы Тэт и Теш, нормальный сброс Мантэ-Филлол, разделяющий массивы Канигу и Каранса, крупные взбросы и сбросы, ограничивающие массивы Батэр и Рок-де-Франс.

Относительно возраста большинства разломов можно сказать, что они очень молоды — послезоценовые, что ими в значительной степени определен современный облик рельефа Пиренеев. Вместе с тем имеются надежные указания на то, что система альпийских разломов в значительной мере унаследована от предыдущего этапа, от поздней стадии герцинского тектогенеза.

В Центральных Пиренеях главенствующее значение имеют широтные разломы, подчиненную роль играют северо-западные и меридиональные разломы. В южнопиренейской зоне местами развиты надвиги, движение масс здесь шло с севера на юг. Возраст этих движений альпийский.

Наиболее важной структурой разрывного типа является субширотный северопиренейский глубинный разлом. Этот разлом, хорошо прослеженный недавно сейсмосондированием (Allégre, Doussaint, Mechler, Proust, Rocard, 1964), пересекает почти вертикальной плоскостью толщу земной коры вплоть до «базальтового слоя». Простирание зоны разлома субширотное (запад-северо-запад — восток-юго-восток). Разлом отделяет осевую зону от северопиренейской. Он уже существовал, несомненно, в мезозое, определяя возникновение и развитие северопиренейского прогиба. С зоной этого разлома связано проникновение магматических пород, в частности — лерцолитов и ариезитов, а также своеобразный локальный метаморфизм юрских и меловых осадочных пород. По мнению Ситтера (Ситтер, 1960; Sitter, 1956), история северопиренейского разлома может быть прослежена далеко в глубь геологического времени с верхнего палеозоя, а, возможно, и еще раньше — с ордовика; зона глубинного разлома прослеживается за пределами Пиренеев как на запад (Астурийско-Кантабрийские горы Испании), так и на восток, где она сливается с Инсубрийской линией Альп. Забегая несколько вперед, можно добавить к сказанному, что северопиренейский разлом располагается примерно вдоль северного края древней докембрийской Франко-испанской платформы, в области соприкосновения этой анорогенной массы с геосинклиналью бриовера (верхнего докембрия), располагавшейся на территории Франции (Павловский, 1960).

*
* * *

К какой категории тектонических структур следует относить Пиренеи в разные стадии их геологической истории? В свете новых данных можно предполагать, что в докембрии здесь установился анорогенный режим, на былое существование которого указывает присутствие гранитов рапакиви, лежащих в основании нормального разреза. Специфические граниты рапакиви, давно известные в пределах Балтийского и Украинского щитов, слагают крупные пластинчатые тела, спокойно перекрывающие более древние структуры гнейсового фундамента. Позция, занимаемая плоскими гранитными телами, аналогична положению платформенных структур, наложенных на древнее основание, как это справедливо подчеркнула А. С. Новикова (1963). Граниты ассоциируются с порфирами (типа порфиров Дала). Мощные проявления кислого магматизма ознаменовали, по мнению указанного иссле-

дователя, начальную стадию становления таких громадных платформенных масс неогей, как Русская и Северо-Американская платформы. На Балтийском щите более молодыми членами разреза являются продукты размыва и выветривания кислых магматогенных пород—субиотнийские аркозы, латеритные глины, перекрытые, в свою очередь, песчаниками, конгломератами и вулканогенными образованиями потния—возможный стратиграфический аналог гнейсов Прест, выделенных Гидаром в Пиренеях. Было бы, конечно, странным предположение о том, что только на сравнительно небольшой площади, занятой Пиренеями, в докембрии установился анорогенный платформенный режим в виде небольшого «жесткого» островка. Новые наблюдения [Capdevilla, Matte, Parga—Pondal, 1964] показывают, что на северо-западе Иберийского полуострова и в центре его развиты докембрийские образования, слагающие серию Олло де Сапо (глаза жабы)—аркозы с прослойками сланцев, кварцитов и кислых эффузивов, на которой трансгрессивно, но без углового несогласия залегают кембрий. Серия Олло де Сапо по составу аналогична пиренейским докембрийским гнейсам Прест и может быть сопоставлена с субиотнийскими и иотнийскими образованиями Балтийского щита. Анорогенный режим, возникший в позднем докембрии на юго-западе Европы, видимо, не ограничился одними Пиренеями, а охватывал гораздо более значительную территорию (рис. 10) северо-запада и центра Испании. Надо думать, что Пиренеи приурочены к северной окраине древнего платформенного бока. Гипотеза о древней Иберийской (Франко-испанской) платформе, возникшей в докембрии, легко увязывается с данными по тектоническому районированию Франции в бриовере, предположенному автором ранее (Павловский, 1960). На юге Центрального массива Франции (Черные горы, может быть—Северны) в бриовере господствовал миогеосинклинальный режим. В свете новых данных, эта миогеосинклиналь вполне закономерно располагалась между Иберийской докембрийской платформой и обширной эвгеосинклинальной зоной бриовера, занимавшей остальную и большую часть французской территории. Аппендикс ассинтской складчатой зоны, выделенной Г. Штилле (Stille, 1958) на крайнем юго-западе Франции и в северной половине Иберийского полуострова, вряд ли имеет право на существование.

Я думаю, что многие и очень яркие особенности палеозойской и мезозойской геологической истории и структуры Пиренеев могут рассматриваться как череда явлений, развивавшихся закономерно на раздробленном фундаменте древней Франко-испанской платформенной глыбы.

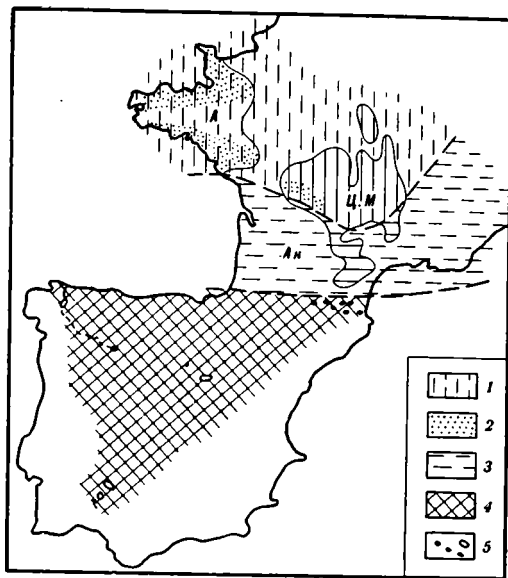


Рис. 10. Схема палеотектоники Франции и Испании в позднем докембрии

1 — зона эвгеосинклинали бриовера (альгонка, рифей, позднего докембрия), охваченная кадомской (ассинтской, байкальской) складчатостью; 2 — области распространения флиша в бриовере; 3 — зона миогеосинклинали бриовера, в которой кадомская складчатость отсутствует; 4 — древняя Франко-испанская (Иберийская) платформа, вероятно, того же возраста, что и Русская (Восточно-Европейская) платформа; 5 — области выхода на поверхность пород докембрийского чехла Иберийской платформы (серия Олло де сапо Астурии, центра Испании, гнейсы Прест Пиренеев и более древние пиренейские массивы гранитов рапакви). А — Армориканский массив; Ц. М. — Центральный массив Франции; Ак — Аквитания.

На новых геологических картах Восточных и Центральных Пиренеев отчетливо выражен глыбово-складчатый характер их структуры. Это первое впечатление, вполне справедливое, подтверждается при изучении итогов детальных геологических съемок и, разумеется, при непосредственном ознакомлении с природными объектами. Бросаются в глаза крупные плосковерхие купола и брахиформные антиклинали сундучного типа, иногда ограниченные крупными разломами, с контурами которых часто, но не всегда, совпадают ограничения гнейсовых массивов. Вне упомянутых куполов и коробчатых антиклиналей располагаются поля сильно смятых палеозойских отложений, причем выясняется, что черные сланцы готландия благодаря своим механическим свойствам часто создают двухъярусную структуру палеозойского комплекса. Верхняя часть палеозойского разреза (готландий — нижний карбот) смята в систему сильно сжатых, часто изоклиналиных складок, дисгармоничных по отношению к складкам кембро-ордовикского комплекса.

В общем, облик герцинской структуры осевой зоны Пиренеев с морфологической точки зрения приближается к «германотипным» деформациям, близким, скажем, к структуре Скалистых гор Северной Америки, к формам «промежуточной» складчатости Триалетского хребта Грузии, Известнякового Дагестана и др. Для всех этих областей характерно развитие широких плосковерхих антиклиналей с крутыми крыльями и подчиненная роль синклиналиных структур, органическая связь складчатых форм с разрывами. Синклинали, расположенные между двумя сближенными антиклинальными структурами, сильно сжаты, узки, иногда приобретают облик структурных щелей, подобных синклинали Меранс-Вильфранш, зажатой между коробчатыми антиклиналями Астон и Оспиталэ. На примере коробчатой антиклинали Оспиталэ, изученной Цвартом, мы могли убедиться в том, что на периклинали складка сменяет коробчатую форму и приобретает облик обычной антиклинали с плавным сводообразным перегибом пластов. Эта черта также характерна для морфологии коробчатых структур, развивающихся на платформенном «жестком» фундаменте или в областях, переходных от геосинклиналей к платформам. Все эти факты хорошо гармонируют с представлением о докембрийском платформенном субстрате Пиренеев.

Глубоко своеобразии пиренейской геологической истории, по-видимому, было предопределено тем, что в начале палеозойской эры на раздробленном платформенном фундаменте сформировался наложенный эвгеосинклиналиный прогиб, в пределах которого в течение почти всей палеозойской эры шло интенсивное накопление осадочных и вулканогенных толщ. Есть указания, отмеченные нами выше, на значительные колебания мощности кембрийских и ордовикских отложений в Центральных и Восточных Пиренеях, на их фациальную пестроту. Насколько мне известно, лишь Зандвлимом (Sandvliet, 1960, фиг. 2) была опубликована карта изопакит верхнего ордовика, ясно указывающая на сложное внутреннее строение нижнепалеозойской геосинклинали, на существование областей поднятий там, где располагаются гнейсовые массивы Астон и Оспиталэ, т. е. осевая зона главного герцинского антиклинория. Резкие изменения мощности и фаций характерны также для девонских отложений. В начале карбона возникло крупное геоклиналиное поднятие, охватившее всю осевую зону Пиренеев, как это показал М. Клен (Clein, 1964).

В сложном процессе герцинского тектогенеза постепенно оформлялась своеобразная структура осевой зоны Пиренеев, в состав которой входили, вероятно, и массивы — сателлиты северо-пиренейской зоны. Своеобразие герцинской структуры Пиренеев заключается в том, что она относится к категории «промежуточной» складчатости, характер-

ной, по мнению В. В. Белоусова (1962), для областей переходного типа от геосинклиналей к платформам. Специфика герцинского тектогенеза Пиренеев подчеркнута тем обстоятельством, что области высокого стояния докембрийского платформенного субстрата не были просто пассивными жесткими глыбами, предопределившими коробчатую структуру антиклиналей. В ходе герцинского тектогенеза в ядрах и крутых крыльях коробчатых антиклиналей мощно проявилось термальное «дыхание» субстрата, определившее «эффект цоколя» по меткому определению Ж. Гитара и М. Фонтэйла (Fonteilles, Guitard, 1964) — сгущение изоград селективного метаморфизма палеозойских пород, местами — их гнейсификацию, а также явления локального герцинского анатексиса. «Эффект цоколя» представляет собой явление, близкое процессу формирования гнейсовых куполов облекания (mantled gneiss domes), выделенных П. Эскола (Escola, 1948), столь характерных для структур земной коры на ранних стадиях ее развития (Павловский, 1962; Pavlovsky, 1962). Это — вторая особенность герцинского тектогенеза Пиренеев.

В качестве третьей специфической черты пиренейских герцинид следует, как мне кажется, отметить особый характер размещения герцинских гранитоидов в пространстве. Здесь мы не будем останавливаться на сколько-нибудь подробной характеристике гранитоидов. Соответствующий очерк приведен выше. Подчеркнем лишь тот факт, бросающийся в глаза даже при самом беглом взгляде на геологические карты Пиренеев, что все крупные гранитные массивы, относящиеся к категории позднеорогенных, расположены вне коробчатых антиклиналей, вне гнейсовых массивов, вне ареалов действия «эффекта цоколя». Простираение некоторых больших удлиненных массивов гранитов (это справедливо, в частности, для массива Андорра-Мон-Луи) не согласовано с общей субширотной ориентировкой герцинских структур. Иногда гранитные тела (например, массивы Кэригю, Басснес-Оза, Марианья и др.) располагаются в областях шарнира главного антиклинория или на его крыльях. Крупное гранитное поле Маладетта приурочено к синклинальной зоне Жуё-Лаворси. Вопрос о генезисе герцинских гранитоидов Пиренеев является дискуссионным. Не имея здесь возможности давать обзор этой интереснейшей проблемы и ее современного состояния, я хотел бы лишь на основе личных наблюдений высказать предпочтение той позиции, которую разделяют многие пиренейские геологи, отдающие должное процессам метасоматического замещения гранитами исходных осадочных и иных пород палеозоя. Создается впечатление, что в заключительную стадию герцинского тектогенеза может быть в связи с массовым возникновением трещин разрывов возникли условия, благоприятные для выхода восходящих потоков тепла и метасоматизирующих флюидов не только в зонах высокого стояния древнего докембрийского субстрата [гнейсовые массивы], но и в областях его погружения, заполненных палеозойскими толщами повышенной мощности, содержащими отдельные горизонты, пачки слоев и пласты, наиболее восприимчивые по своему составу к гранитизации. Интересные высказывания по этому поводу можно найти, в частности, у М. Клэна (Clin, 1964).

Так шел этот процесс гранитизации или иначе, — покажут будущие исследования. В настоящее время мы можем лишь констатировать, что в завершение своего развития наложенная палеозойская геосинклиналь сумела, так сказать, исполнить свою основную роль, ту самую, которую выполняли и выполняют геосинклинали: она нарастила «гранитный слой» сиала и усложнила его внутреннюю структуру (Павловский, 1953).

Я не могу согласиться с Л. У. Ситтером, для которого особенности герцинского складчатого сооружения Пиренеев объяснимы «межкон-

тинентальной» позицией палеозойской геосинклинали, располагавшейся между двумя блоками — Аквитанией на севере и блоком Эбро на юге — потому, что в палеозое этих блоков не существовало. Оба указанные блока являются частями эпигерцинской платформы, они приобрели платформенный режим, консолидировались в процессе того же герцинского тектогенеза, который создал структуру осевой зоны Пиренеев. Трудно согласиться с Ситтером также с правомěrностью термина «геоантиклиналь» применительно к общей характеристике структуры осевой зоны Пиренеев в мезозое. Этот термин был бы уместен, если бы мезозойская геоантиклиналь сочеталась со смежными и соизмеримыми пиренейскими геосинклинальными прогибами. Можно ли, например, считать отвечающей этим требованиям геоантиклиналь узкий шовный северо-пиренейский прогиб? В сущности Ситтер сам дает отрицательный ответ на этот вопрос, подчеркивая малую ширину этого прогиба и «шельфовый» характер мезозойских отложений, его выполняющих. Мне кажется, что А. и Ж. Термье, равно как и В. В. Белоусов, правы, отрицая существование геосинклинального режима в послегерцинской истории Пиренеев. В связи с этим естественно возникает серьезное сомнение в целесообразности наименования субпиренейской зоны и прогиба Эбро альпийскими передовыми прогибами, как это сделано, например, на Международной тектонической карте Европы. Подобную терминологию можно было бы оправдать, если бы между этими «передовыми прогибами» существовало бы альпийское складчатое сооружение, а не давно завершившая свое геосинклинальное развитие «жесткая» герцинская осевая зона Пиренеев. Я думаю, что в мезозое и кайнозое осевая зона Пиренеев и прилегающие к ней с севера и юга участки эпигерцинских платформ пережили очень длительный, затянувшийся этап орогенного развития. Наложенные впадины к югу и северу от осевой зоны, развившиеся в ходе орогенного этапа, лишь на ранней стадии (пермь — триас) были действительными краевыми прогибами пиренейских герцинид. Последующее развитие более молодых наложенных структур орогенного типа стоит в прямой связи с активностью глубинного северопиренейского разлома.

Среди многих проблем, наиболее привлекательных для исследователей Пиренеев в ближайшем будущем, как мне кажется, стоит разгадка геологической сущности новых данных по абсолютному возрасту различных пород герцинского комплекса (гранитов и гнейсов) осевой зоны и массивов сателлитов. 59 определений абсолютного возраста (по рубидию—стронцию) биотитов из этих пород позволили выделить четыре возрастные группы: 1) верхний палеозой (270—300 млн. лет); 2) конец палеозоя — начало мезозоя (200—230 млн. лет); 3) верхний мезозой (100—130 млн. лет) и 4) конец мезозоя — начало кайнозоя (70—80 млн. лет) (Roubault, Leutwein, Sonet, 1963). Весьма заманчиво далее выяснение конкретных размеров древней платформы, видимо, послужившей цоколем для палеозойской геосинклинали Пиренеев и севера Испании, а также внутренней структуры этого цоколя. Исключительный интерес, наконец, представляет раскрытие пространственных и временных соотношений континентальных структур Северной Африки, Испании, Франции и Италии с областью высокого стояния поверхности верхней мантии внутри западной части Средиземного моря между Корсикой и Провансом (Allègre, Doussaint, Mechler, Proust, Rocard, Roue, 1964).

Литература

Арган Э. Тектоника Азии. М., 1934.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат. М., 1962.

Богданов А. А. О геологии Лангедока и Восточных Пиренеев. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXIII, вып. 2, 1958.

Горохов И. М. Определение возраста коростенских гранитов и днепровских мигматитов и метабазитов Украины Rb—Sr методом. Геохимия, № 8, 1964.

- Новикова А. С. О тектоническом положении магматических образований Восточно-Европейской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, 1963.
- Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1953.
- Павловский Е. В. Стадии геосинклиналичного развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1960.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. В кн.: «Геология и петрология докембрия». Изд-во АН СССР, 1962.
- Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во иностр. лит. Л., 1960.
- Allègre C., Doussaint L., Mechler P., Proust F., Rocard Y. et Roure J. Premier modèle de la structure profonde du Sud de la France et ses prolongements sous-marins. C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 3, 1964.
- Argand E. La tectonique de l'Asie. C. R. 13-e Congr. géol. intern. Belgique, 5, 1922.
- Aufran A. et Guitard G. Le granite de Montlouis, Pyrénées orientales. C. R. somm. Soc. géol. France, VII, 1957.
- Bertrand L. Sur le rôle des nappes de charriage dans la structure des Pyrénées de la Haute Caronne et de l'Ariège. Bull. Soc. géol. France, (4), 5, 1905.
- Bertrand L. Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales. Bull. Serv. carte géol. France, XVII, N 118, 1907.
- Bertrand L. Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leurs relations avec les Pyrénées orientales et centrales. Bull. Soc. géol. France, (4), XI, 1911.
- Capdevila R., Matte Ph. et Parga-Pondal I. Sur la présence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 7, 1964.
- Carte géologique de la partie orientale des Pyrénées hercyniennes. Ed. provisoire réalisé à l'occasion du Congrès AZOPRO 1963 sous la direction de M. E. Raguin. Paris, 1963.
- Casteras M. Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales. Bull. Serv. carte géol. France, 37, 1933.
- Cavet P. Découverte du Cambrien à Archaeocythidés dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 232, 1951.
- Cavet P. Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. Bull. Serv. carte géol. France, 55, 1957.
- Clin M. Etude géologique de la Haute chaîne des Pyrénées Centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys. Mém. B. R. G. M., N 27, 1964.
- Destombes I. P. Stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne. XIX congr. géol. intern. Alger, sec. 2, fasc. 2, 1952.
- Destombes I. P. et Raguin E. Le pic de Montcalm et le massif d'Aston dans les Pyrénées ariégeoises. C. R. somm. Soc. géol. France, IV, 1954.
- Destombes I. P. et Raguin E. Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston, Ariège. Ibidem, II, 1960.
- Escola P. The problem of mantled gneiss domes. Quart. J. Geol. Soc. London, 104, 1948.
- Falloy P. Les Cordillères Bétiques. Estud. Geol. Inst. Invest. Geol., «Lucas Mallada», N 8, 1948.
- Fontboté I. M. et Guitard G. Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan — Roussillon. Bull. Soc. géol. France, (6), t. VIII, N 8, 1958.
- Fonteilles M. et Guitard G. L'effect de socle» dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss de Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 258, 1964.
- Fonteilles M., Guitard G. et Raguin E. Sur la présence de gneiss à disthène et cordiérite dans le massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées de l'Ariège). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 258, 1964.
- Guitard G. Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. Bull. Soc. géol. Fr., (6), V, 1955.
- Guitard G. et Laffitte P. Sur l'importance et la nature des manifestations volcaniques dans le Paléozoïque inférieur des Pyrénées Orientales. C. R. Acad. Sc. Paris, 242, 1956.
- Guitard G. Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre Ariège et la Méditerranée. Bull. Soc. géol. Fr., 6-e sér., VIII, N 8, 1958.
- Guitard G. Linéation, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales. Leur relation avec le métamorphisme et la granitisation. Bull. Soc. géol. France, 7-e série, t. II, 1960.
- Guitard G. et Raguin E. Sur les roches ultrabasiqes du Paléozoïque inférieur de la partie orientale des Pyrénées. C. R. Acad. Sc. Paris, 252, 1961.
- Guitard G. Sur la présence de feldspaths à structure «rapakiwi» et à inclusions en zone dans les gneiss ocellées du massif de Canigou-Caranca (Pyrénées Orientales). C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 3, 1963.
- Guitard G. Sur l'importance des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites parmi les gneiss ocellées du Canigou (Pyrénées Orientales). C. R. somm. Soc. géol. Fr., (4), 1963.

- Guillard G. Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne: Les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées Orientales). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 258, 1964.
- Jacob Ch. Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées. Soc. géol. Fr., livre du centenaire. II, 1930.
- Jung J. Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des massifs hercyniens français. Bull. Soc. géol. France, 6 sér., III, fasc. 46, 1953.
- Kündig E. Selective Metamorphose. Sweiz. mineral. und petrograph. Mitt., Bd. 6, Heft 2, 1926.
- Lelubre M. Existence d'un socle probablement précambrien dans la région de Bompas - Arnave (Ariège). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 258, 1964.
- Llopis Llado N. Problemas de tectónica alpídica del Pirineo. Cons. Sup. Invest. Cient, prim. Congr. intern. Pireneistas Inst. Est. Pirenaicos. Zaragoza, 1951.
- Mattauer M., Proust F. et Ravier J. Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. C. R. somm. Soc. géol. France, fasc. 3, 1964.
- Pavlovsky E. Le caractère spécifique de la tectonique de l'écorce terrestre au cours du Précambrien inférieur. Dans: «Géologie et Pétrographie du Précambrien». Traduction N 3814, B. R. G. M., Paris, 1962.
- Raguin E. Vue d'ensemble sur les Pyrénées hercyniennes entre la Garonne et la Méditerranée. Livret-guide des excursions de la 7-e session de l'AZOPRO, 1963.
- Raguin E. Le massif de gneiss de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Ibidem, 1963.
- Raguin E. Les problèmes du massif de l'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Bull. Soc. géol. France, (7), VI, N 1, 1964.
- Ravier J. Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Mém. Soc. géol. France, Nouv. série, t. XXXVIII, mém. N 86—1, 1959.
- Roubault M., Leutwein F. et Sonet I. Mis en évidence de quatre «âges apparents» dans les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes des Pyrénées. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 257, N 25, 1963.
- Sitter L. U. de. Structural geology. London, McGraw — Hill, 1956.
- Sitter L. U. de and Zwart H. J. Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees. Sheet 3, Ariège, France (1 : 50 000). Leidse Geol. Mededelingen. Deel 22, 1959.
- Sitter L. U. and Zwart H. J. Excursion to the Central Pyrenees. Leidse Geol. Mededelingen. Deel 26. 1961—62.
- Sitter L. U. and Zwart H. J. Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees. Leidse Geol. Mededelingen. Deel 27, 1962.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Beih. Geol. Jb., Heft 22, 1958.
- Termier H. et G. L'évolution de la Lithosphère, t. II, Orogénèse, fasc. 2, Masson et Cie, Paris, 1957.
- Zandvliet J. The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys. Central Pyrenees. Leidse Geol. Mededelingen. Deel 25, 1960.
- Zwart H. J. La géologie du Massif du Saint — Barthélemy (Pyrénées, France). Leidse Geol. Mededelingen. Deel 18, 1954.
- Zwart H. J. On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrénées). Geol. Rundsch., Bd. 52, 1962.

УДК 551.24. (94)

В. Н. СОБОЛЕВСКАЯ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АВСТРАЛИИ

В статье дается очерк тектонического строения Австралийского континента, сопровождающийся тектонической схемой. Приводятся основные сведения об истории его развития и, на основании сопоставления с платформенными областями северного полушария, отмечаются некоторые черты их сходства и различия. Приводятся соображения о влиянии тектонических процессов, обусловивших расчленение Гондваны, на формирование крупных структурных элементов Австралийской платформы.

Настоящая статья является результатом обработки литературного материала, освещающего геологию и тектонику Австралийского континента. Изучение Австралии было предпринято с целью получить сравнительные данные, которые, с одной стороны, позволили бы считать тектонические закономерности, установленные для таких элементов земной коры, как Западно-Сибирская молодая плита и древняя Восточно-Европейская платформа, более общими, а с другой — выяснить возможные черты различия соответствующих структурных образований. Такое сопоставление интересно провести, принимая во внимание не только особенности геологического строения Австралии и ее географическое положение (в южном полушарии), но и ее размеры. Восточная эпипалеозойская платформенная часть Австралии является вполне сопоставимой по размерам с грандиозной Западно-Сибирской плитой. Площадь Австралийского материка в целом составляет около 7,7 млн. км², из них на долю эпипалеозойской части приходится около 3,0 млн. км², а размер Западно-Сибирской плиты приблизительно равен 3,5 млн. км².

В результате проведенной работы была составлена прилагаемая тектоническая карта, красочный вариант которой опубликован в Физико-Географическом Атласе Мира (1964)¹. В основу ее составления была положена легенда, разработанная в Геологическом институте Академии наук СССР для платформенных территорий, изображенных на тектонических картах, вышедших под редакцией Н. С. Шатского (1956), А. А. Богданова (1961), Н. С. Шатского и А. А. Богданова (1964), А. Л. Яншина (1965).

Данная статья посвящена описанию этой карты, истории развития изображенных на ней структурных форм и некоторым предварительным результатам сравнительно-тектонического анализа.

¹ К сожалению, не по вине автора, в опубликованный в атласе красочный вариант вкратце ошибки, искажившие представленный макет. Из них главные заключаются в том, что возраст фундамента Большого Артезианского бассейна и фундамент низменности Папуа (Новая Гвинея) показан не палеозойским, как следовало, а древним — добайкальским.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ АВСТРАЛИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

Из наиболее новых, известных у нас работ по тектонике Австралии, сопровождающихся тектоническими картами и схемами, можно назвать работы Е. Ш. Хиллса (1960) и А. Войси (Voisey, 1959). Е. Ш. Хиллсу принадлежит также последняя тектоническая карта Австралии (1960₁), составленная с учетом новейших данных.

Необходимо, однако, упомянуть и значительно более ранние работы, в которых, в общем, дается правильное, в принципе совпадающее с более поздними представлениями, освещение тектонического строения и истории развития этой территории.

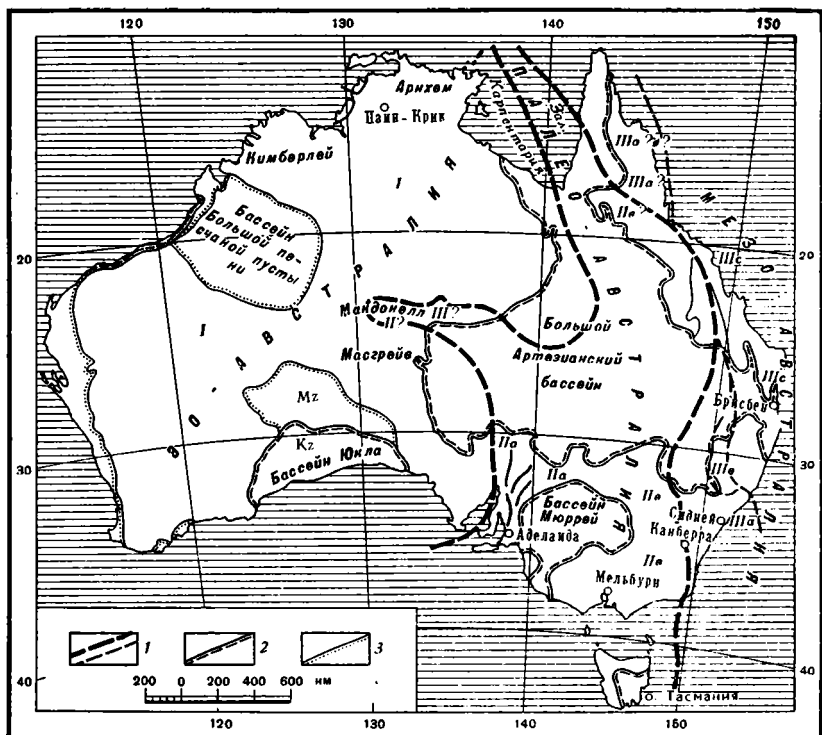


Рис. 1. Геотектоническая схема Австралии. По г. Кёльбелю (упрощена), 1945 г.

Консолидации:

I — альгоманская (конец нижнего протерозоя); *II* — каледонская: *a* — сардинская — таконская (середина кембрия, ордовик?); *b* — позднекаледонская (на границе силура и девона); *III* — варисцианская: *a* — бретонская (на границе девона и карбона); *b* — средневарисцианская; *c* — поздневарисцианская; *1* — приблизительные границы зон складчатости; *2* — границы развития отложений мезокайнозойского чехла; *3* — границы синклинальных форм, сложенных палеозойскими отложениями.

Еще В. Гейслер (Geisler, 1930) и П. Фурмарье (Faurmarier, 1933) расчленили Австралийский материк на три части по возрасту консолидации. На западе ими выделялась древняя платформа «докембрийской» стабилизации, в центральной части под мезозойским чехлом — область преимущественного развития каледонид, и на восточной окраине континента — область, захваченная наиболее молодой варисцианской складчатостью, которая выступает на поверхность из-под мезокайнозойского чехла, по восточному побережью Австралии.

Несколько позднее по инициативе Г. Штилле, изучением палеогеографии и тектоники Австралии занимался Г. Кёльбель (Kölbel, 1945).

В основу произведенного им тектонического районирования также положен принцип выделения зон разновозрастной складчатости. По Г. Кёльбелю, древняя Австралийская платформа (эо-Австралия), занимающая западную часть континента (рис. 1), последовательно наращивалась в восточном направлении зонами все более молодой консолидации. Область развития каледонид, обрамляющая с востока древний кратон (палео-Австралия), сменяется, по Г. Кёльбелю, в том же направлении, зоной сложенной более молодой варисцийской складчатостью (мезо-Австралия). И затем, уже за пределами материка, в его островной части выделяется зона развития альпийской складчатости средиземноморского типа (нео-Австралия).

Однако, четырехчленным делением, показанным на схеме Г. Кёльбеля, не ограничивается число различаемых им зон разновозрастной складчатости. Так, в кристаллическом фундаменте эо-Австралии по несогласиям и степени метаморфизма он, на основе исследований В. Броуна (Brown, 1932), Е. Дэвида (David, 1932), Е. Кларка (Clark, 1938), различает донижнепротерозойский — «лаврентьевский» орогенез (докарельский) и доверхнепротерозойский — «альгоманский» орогенез (дорифейский).

В пределах палео-Австралии им выделена зона самой ранней консолидации, где складкообразовательные процессы, охватившие верхний протерозой (рифей) и низы кембрия завершаются в середине кембрия. К этой зоне отнесен складчатый пояс Аделаида и расположенный несколько восточнее массив Брокен — Хилл (рис. 1, Па).

Присутствие в этой серии кембрия, выше которого отмечается несогласие, заставляет Г. Кёльбеля считать возраст складчатости не ассинтским (байкальским), а сардинским (раннекаледонским). Однако в нашем понимании эта фаза складчатости может рассматриваться как затянущаяся байкальская складчатость.

Так или иначе, западная граница складчатой зоны Аделаида определяет, по Г. Кёльбелю, восточную границу древней эо-Австралии.

Далее к востоку зона Аделаида сменяется областью развития позднекаледонской преддевонской складчатости (рис. 1, Пв).

И, наконец, в пределах варисцийской зоны (мезо-Австралии) им выделяются зоны, сложенные бретонской, средневарисцийской и поздневарисцийской складчатостями, также последовательно сменяющие друг друга с запада на восток (рис. 1, IIIa, IIIb, IIIc).

Что касается складчатых «гор Макдонелл», расположенных в центральной части (древней) эо-Австралии, то их возникновение Г. Кёльбель рассматривает как результат воздействия каледонского или, может быть, раннегерцинского тектогенеза на древнюю платформу.

На разрастание Австралийской платформы за счет наращивания древнего кратона с востока палеозойскими складчатыми сооружениями указывает также А. Войси (Voisey, 1959). Его представления в общих чертах можно уяснить из приведенной им схемы развития Австралийских геосинклинальных и платформенных прогибов (рис. 2). Для обозначения этих прогибов А. Войси пользуется классификацией и терминологией Маршалла Кэя (Кау 1951, Кэй 1955).

Мною была сделана попытка дать эти термины в русском переводе, т. е. заменить их русскими синонимами с той целью, чтобы было проще уяснить их генетическую сущность, однако, в большинстве случаев, это не оказалось возможным сделать.

Из описания прогибов Австралии, сделанного А. Войси, становится очевидным отсутствие в русской геологической литературе терминов, которые полностью охватывали бы понятия и признаки, положенные в основу их классификации и, следовательно, положенные в основу классификации М. Кэя. Вероятно, нет основания полагать, что последняя здесь применена неправильно,

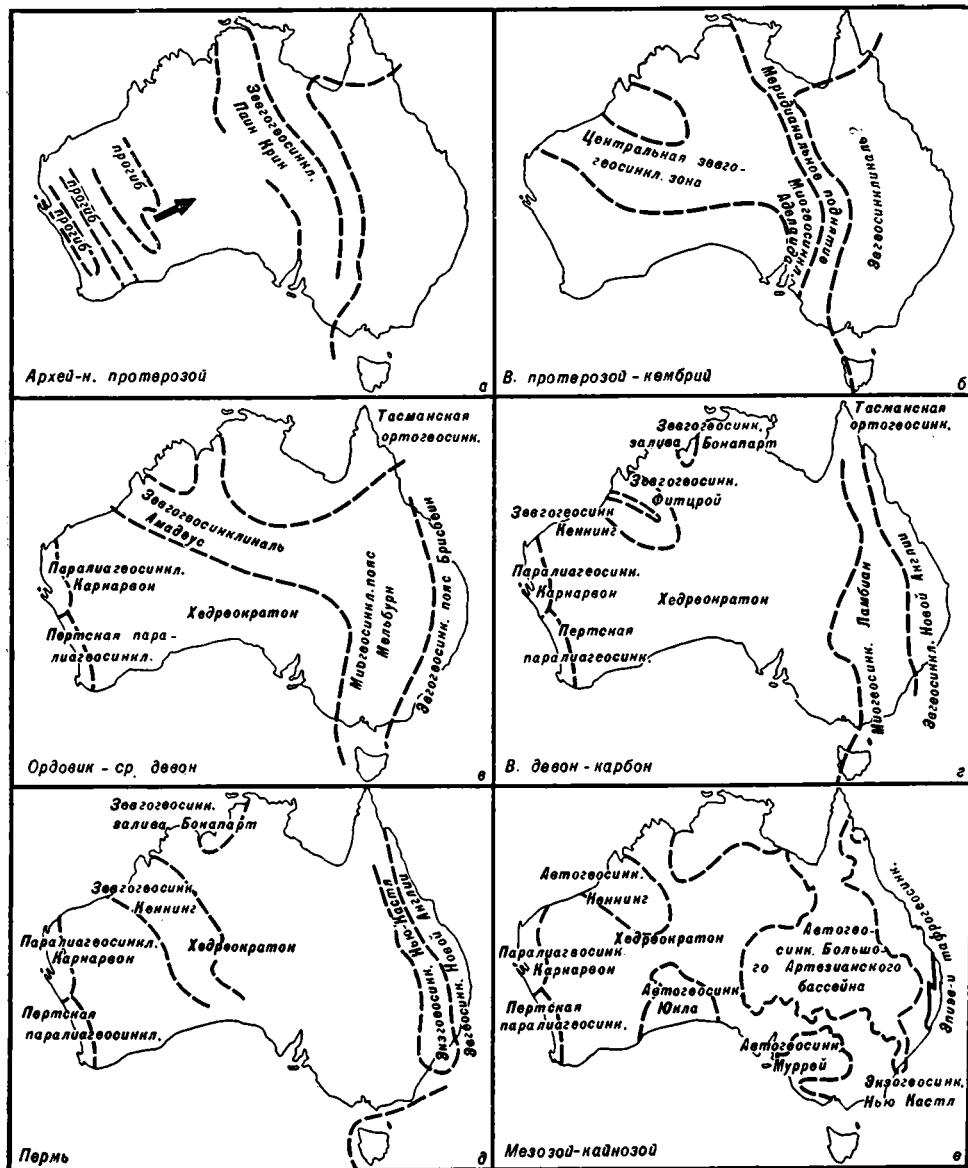


Рис. 2. Австралийские прогибы по А. Войси (Voisey, 1959).

Никаких сомнений не вызывает определение геосинклинальных прогибов восточной половины Австралии. Для этой категории термины Г. Штилле (1940), М. Кэя (1960) прочно вошли в русскую геологическую литературу, и не возникает опасности их двойного толкования. К ним относятся: ортогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, миогеосинклиналь.

Для прогибов, именуемых на карте «*geosyncline*», предложить русский термин уже представляет некоторые затруднения. Под ним в данном случае, видимо, подразумевается не просто «прогиб», как часто принято понимать этот термин в зарубежной геологии¹, а прогибы, выполненные нижнепротерозойской складчатостью, входящей в состав фундамента древней платформы (рис. 2а).

¹ См. название статьи и карты А. Войси и М. Кэя.

Большие затруднения вызывают определения прогибов, показанных на древней платформе. Сюда относятся «зевгогеосинклинали», «автогеосинклинали» и «паралиагеосинклинали».

Ни для одного из них термин «синеклиза» не может считаться синонимом, и поэтому при переводе безоговорочно не может быть применен. Термин «синеклиза» определяет структурные формы, которым свойствен только платформенный режим развития на всем доступном для изучения отрезке геологической истории, чего нельзя сказать об использованных А. Войси терминах. Рассмотрим каждый из них в отдельности.

Зевгогеосинклиналь (*zeugogeosyncline*) — тип прогибов, по А. Войси, очень широко развитых на древней платформе Австралии. На протяжении всей истории развития от верхнего протерозоя до мезозоя зевгогеосинклинали здесь возникают и исчезают в самых разнообразных местах, причем некоторые из них, как например *Rain Creek* (рис. 2а), по-видимому, перерождаются в верхнем протерозое-кембрии в ортогеосинклиналь. Об этом можно судить по тому, что южное продолжение этой зевгогеосинклинали уходит в складчатую зону Аделаида, где для верхнего протерозоя определенно устанавливается ортогеосинклинальный режим. Такое понимание развития платформенного прогиба, возможно, объясняется тем, что А. Войси, по-видимому, исходит из признания «панплатформы», на которой могли закладываться геосинклинальные трюги. Кстати, он отмечает, что в этой зевгогеосинклинали имеют место «сингенетичные» по отношению к складчатости интрузии гранитов.

При разделении зевго- и автогеосинклиналей придается решающее значение обязательному для первых присутствию источников сноса с поднятий, непосредственно их обрамляющих. Иначе говоря, они являются зевгогеосинклиналями только до тех пор, пока с обрамления идет снос. Затем они могут местами превратиться в автогеосинклинали. На молодом палеозойском складчатом фундаменте зевгогеосинклинали вообще отсутствуют. Исходя из такой характеристики зевгогеосинклиналей, вряд ли можно считать их аналогами синеклиз.

Неясность в отношении истинной природы зевгогеосинклиналей и вытекающие из этого затруднения при сопоставлении их со структурными формами чехла, например древней Русской плиты, вероятно, происходит по той причине, что изменение во времени контуров зевгогеосинклиналей на схемах таково, что их нельзя считать тектоническими границами прогибов. По всем признакам эти контуры являются достаточно произвольно реконструированными палеогеографическими границами. Поэтому, вероятно, на картах никак не оконтуривается грабенообразный прогиб Макдонелл в Центральной Австралии, где накапливались мощные осадки верхнего протерозоя, кембрия и, быть может, частично ордовика. Следовательно, необходимо сделать вывод, что вполне определенное тектоническое понятие «синеклиза» не может соответствовать палеогеографическому понятию «зевгогеосинклиналь».

Таким образом, в пределах зевгогеосинклиналей Австралии могут формироваться не только платформенные структуры типа синеклиз или грабенообразные прогибы типа авлакогенов, но даже и ортогеосинклинальные трюги.

Из всего сказанного вытекает, что край древней платформы на севере Австралии может проходить согласно схемам А. Войси, по западному борту зевгогеосинклинали *Rain Creek* (а не восточнее ее) на севере и западнее миогеосинклинали Аделаида на юге (рис. 2а, 2б). Однако слабая изученность северной части Австралии пока не позволяет здесь решить этот вопрос вполне однозначно, тем более, что имеются иные данные, как это будет видно ниже, которые заставляют нас отнести край древней плиты несколько дальше к востоку, захватив Архемленд.

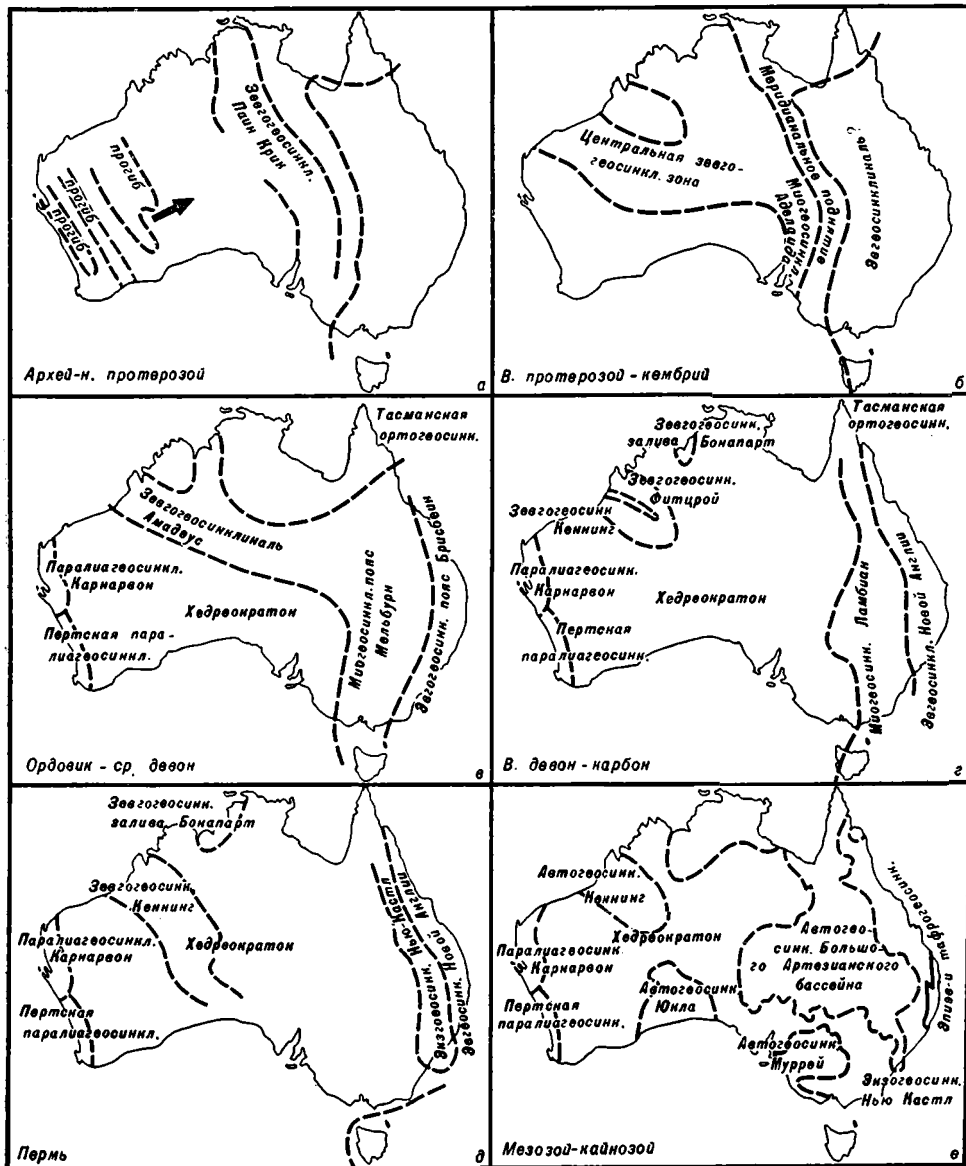


Рис. 2. Австралийские прогибы по А. Войси (Voisey, 1959).

Никаких сомнений не вызывает определение геосинклинальных прогибов восточной половины Австралии. Для этой категории термины Г. Штилле (1940), М. Кэя (1960) прочно вошли в русскую геологическую литературу, и не возникает опасности их двоякого толкования. К ним относятся: ортогеосинклиналь, эвгеосинклиналь, миогеосинклиналь.

Для прогибов, именуемых на карте «*geosyncline*», предложить русский термин уже представляет некоторые затруднения. Под ним в данном случае, видимо, подразумевается не просто «прогиб», как часто принято понимать этот термин в зарубежной геологии¹, а прогибы, выполненные нижнепротерозойской складчатостью, входящей в состав фундамента древней платформы (рис. 2а).

¹ См. название статьи и карты А. Войси и М. Кэя.

Большие затруднения вызывают определения прогибов, показанных на древней платформе. Сюда относятся «зевгогеосинклинали», «автогеосинклинали» и «паралиагеосинклинали».

Ни для одного из них термин «синеклиза» не может считаться синонимом, и поэтому при переводе безоговорочно не может быть применен. Термин «синеклиза» определяет структурные формы, которым свойствен только платформенный режим развития на всем доступном для изучения отрезке геологической истории, чего нельзя сказать об использованных А. Войси терминах. Рассмотрим каждый из них в отдельности.

Зевгогеосинклиналь (*zeugogeosyncline*) — тип прогибов, по А. Войси, очень широко развитых на древней платформе Австралии. На протяжении всей истории развития от верхнего протерозоя до мезозоя зевгогеосинклинали здесь возникают и исчезают в самых разнообразных местах, причем некоторые из них, как например *Pain Creek* (рис. 2а), по-видимому, перерождаются в верхнем протерозое-кембрии в ортогеосинклиналь. Об этом можно судить по тому, что южное продолжение этой зевгогеосинклинали уходит в складчатую зону Аделаида, где для верхнего протерозоя определенно устанавливается ортогеосинклинальный режим. Такое понимание развития платформенного прогиба, возможно, объясняется тем, что А. Войси, по-видимому, исходит из признания «панплатформы», на которой могли закладываться геосинклинальные трюги. Кстати, он отмечает, что в этой зевгогеосинклинали имеют место «сингенетичные» по отношению к складчатости интрузии гранитов.

При разделении зевго- и автогеосинклиналей придается решающее значение обязательному для первых присутствию источников сноса с поднятий, непосредственно их обрамляющих. Иначе говоря, они являются зевгогеосинклиналями только до тех пор, пока с обрамления идет снос. Затем они могут местами превратиться в автогеосинклинали. На молодом палеозойском складчатом фундаменте зевгогеосинклинали вообще отсутствуют. Исходя из такой характеристики зевгогеосинклиналей, вряд ли можно считать их аналогами синеклиз.

Неясность в отношении истинной природы зевгогеосинклиналей и вытекающие из этого затруднения при сопоставлении их со структурными формами чехла, например древней Русской плиты, вероятно, происходит по той причине, что изменение во времени контуров зевгогеосинклиналей на схемах таково, что их нельзя считать тектоническими границами прогибов. По всем признакам эти контуры являются достаточно произвольно реконструированными палеогеографическими границами. Поэтому, вероятно, на картах никак не оконтуривается грабенообразный прогиб Макдонелл в Центральной Австралии, где накапливались мощные осадки верхнего протерозоя, кембрия и, быть может, частично ордовика. Следовательно, необходимо сделать вывод, что вполне определенное тектоническое понятие «синеклиза» не может соответствовать палеогеографическому понятию «зевгогеосинклиналь».

Таким образом, в пределах зевгогеосинклиналей Австралии могут формироваться не только платформенные структуры типа синеклиз или грабенообразные прогибы типа авлакогенов, но даже и ортогеосинклинальные трюги.

Из всего сказанного вытекает, что край древней платформы на севере Австралии может проходить согласно схемам А. Войси, по западному борту зевгогеосинклинали *Pain Creek* (а не восточнее ее) на севере и западнее миогеосинклинали Аделаида на юге (рис. 2а, 2б). Однако слабая изученность северной части Австралии пока не позволяет здесь решить этот вопрос вполне однозначно, тем более, что имеются иные данные, как это будет видно ниже, которые заставляют нас отнести край древней плиты несколько дальше к востоку, захватив Арнхемленд.

Автогеосинклиналь (*autogeosyncline*) также рисуется в виде крупной негативной структуры, образующейся в платформенных условиях и сложенной отложениями платформенного чехла. Автогеосинклинали показаны как на древнем, так и на молодом платформенном основании (рис. 2е). Они имеют здесь большей частью изометричную форму, и, вероятно, по существу, ближе всего могут быть сопоставлены с синеклизами. Однако это возможно лишь в том случае, если пренебречь теми представлениями об их развитии, которые имеет в виду А. Войси. Так, легко заметить, что автогеосинклиналями здесь именуется прогибы только в мезозойское время платформенного развития континента. В предыдущие отрезки геологического времени им на древних плитах предшествуют зевгогеосинклинали. Остается неизвестным, под влиянием каких факторов автогеосинклинали начинают обособливаться как са-

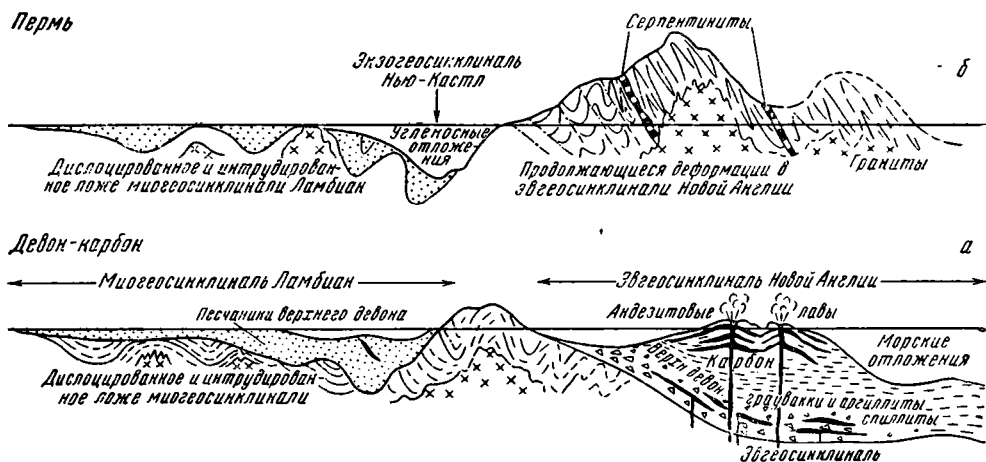


Рис. 3. Профиль через экзогеосинклиналь Нью-Кастл по А. Войси (Voisey, 1959 г.).

мостоятельные структурные элементы. Во всяком случае, возникновение автогеосинклиналей, по-видимому, определяется только прекращением сноса с окружающих поднятий.

П а р а л и а г е о с и н к л и н а л ь (*paraliageosyncline*) — структурная форма, показанная в Австралии на прибрежном краю древней платформы; — это как бы «окраинная синеклиза», имеющая на материке лишь один борт. Противоположная ее сторона переходит в современную прибрежную и подводную равнину. Причем, увеличение мощностей в ее подводной части не наблюдается. Однако остается невыясненным, отражает ли такой характер мощностей первичные седиментационные условия, т. е. первичное это явление или результат последующей морской абразии. По времени заложения это молодая структурная форма, в нижнем палеозое никак не проявившаяся.

Наконец, последнюю группу составляют синклинальные формы, приуроченные только к молодой эпипалеозойской платформенной области. В нее входят: экзогеосинклинали, тафрогеосинклинали и эпизевгогеосинклинали.

Экзогеосинклиналь (*exogeosyncline*) — термин, переведенный на русский язык как «краевой прогиб» (Кэй, 1955). На разбираемой схеме (рис. 2д) он применен для прогиба Нью-Кастл, выполненного пермскими угленосными отложениями. Этот прогиб существенно отличается от краевых прогибов в нашем понимании. Располагаясь внутри области палеозойской складчатости, он не может быть сопоставлен ни с одним типом краевых прогибов, выделенных Ю. М. Пушаровским (1960), отличаясь от них тем, что полностью лежит на вариссийской

миогеосинклинали и приурочен к зоне сочленения последней с эвгеосинклинальным поясом того же времени (рис. 3, рис. 2*д*, 2*е*). Иначе говоря, прогиб расположен внутри варисцийской ортогеосинклинали и, вероятно, скорее является предгорным прогибом.

Тафрoгeосинклиналь (*taphrogeosyncline*) — грабенообразная депрессия на палеозойском складчатом основании. Такие структурные формы выявлены по восточному побережью Австралии, в области развития варисцийской складчатости. Они выполнены озерными и вулканогенными отложениями мезозойского возраста. Такого типа структурной формой является трог *Brisbane Valley*, ограниченный разломами и выполненный континентальными отложениями триаса с андезитами, риолитами и туфами (рис. 2*е*). Возникновение данного грабена связывается с заключительной стадией развития варисцийской Тасманской геосинклинали. Эта структурная форма сопоставляется с тафрoгeосинклиналями Коннектикут и др. в Аппалачах, описанными М. Кэем (Kay, 1951). Таким образом, можно предполагать, что и в Австралии эти структурные формы возникают после того как уже установился платформенный режим. Во времени они предшествуют началу формирования чехла, т. е. являются образованиями переходного этапа. Так как термин характеризует формы, возникающие на уже платформенном основании, было предложено на русском языке приблизить его к привычной нам терминологии и изменить «тафрoгeосинклиналь» на «тафросинклиналь» (Соболевская, 1963).

Эпиевгеосинклиналь (*epieugeosyncline*) — наложенный прогиб на палеозойском складчатом основании. Эта форма характеризует тот же этап развития, что и тафрoгeосинклиналь, но отличается от последней отсутствием дизъюнктивных границ. Прогиб расположен в области обнаженных варисцид по восточной окраине Австралийского континента (рис. 2*е*).

Таким образом, в заключение рассмотрения работы А. Войси можно еще раз заметить, что расшифровать истинную природу структурных форм Австралии, пользуясь терминологией М. Кэя (1955), во многих случаях не представляется возможным, т. к. она охватывает не только тектонические, но и палеогеографические понятия.

В особенности для нас было важно выяснить генетическую сущность зевгогеосинклиналей (которые, оказывается, могут со временем превратиться в ортогеосинклинали), чтобы определить, где А. Войси проводит границу между древней и молодой платформами. Согласно классификации М. Кэя, зевгогеосинклиналь является структурой, возникающей на древнем основании, и здесь формально этот признак не нарушен, так как в основу положено представление Е. Ш. Хиллса (Hills, 1946) о первоначальном «пантектогенезе» (то же, что «панплатформа», Пейве, Синицин, 1950; Пейве, 1956), после которого заложилась в нижнем протерозое зевгогеосинклиналь *Pain Creek*, однако, в верхнем протерозое она переродилась в ортогеосинклиналь.

Рассмотрение классификации и терминологии М. Кэя на конкретном примере прогибов Австралии облегчит, может быть, в дальнейшем понимание некоторых зарубежных работ.

Кратко остановимся еще на одной работе, принадлежащей индийскому исследователю Австралии (J. Swamy, 1958). В ней также разбирается история тектонического развития восточной части Австралии, включая и о. Тасмания, начиная с кембрия и до перми.

Основные положения, развиваемые в этой работе, также сводятся к тому, что к древней западной части Австралии постепенно причленяются с востока зоны все более молодой консолидации. Соответственно, эта территория для различных геологических отрезков времени, в тектоническом отношении, ими районирована следующим образом.

В кембрии — от западного побережья материка до зоны Аделаида располагается древний кратон; зона Аделаида в это время представляет

собой миогеосинклинали, восточнее которой располагается эвгеосинклинали.

В ордовике — зона Аделаида уже присоединяется к кратону, а миогеосинклиналиный пояс оказывается перемещенным к востоку; соответственно в том же направлении отступает и эвгеосинклинали.

В силуре — край кратона проходит приблизительно через центральную часть Большого Артезианского бассейна. К нему с востока примыкает миогеосинклиналиная и затем эвгеосинклиналиная зоны.

В нижнем и среднем девоне — площадь, которая была занята в силурийский период эвгеосинклиналию, сокращается за счет расширения в восточном направлении миогеосинклинали.

Такой режим, т. е. постепенное замыкание геосинклиналиных систем с запада на восток, продолжается вплоть до перми. В начале пермского времени накапливаются красноцветные терригенные и угленосные отложения заключительного этапа развития вариссийской складчатости и начального этапа платформенного режима. И, наконец, в конце триаса и юре на палеозойском основании начинает образовываться платформенный чехол.

В работе приводится сравнение палеозоид Австралии и Северной Америки. Отмечается, что миогеосинклинали Австралии содержат значительно большее количество вулканитов, но, в общем, развитие эв-, мио- и эпизеосинклиналией Австралии вполне сопоставимо с развитием прогибов того же типа в Северной Америке.

В 1960 г. была издана упомянутая ранее тектоническая карта Австралии, масштаба 1 : 2 534,400, составленная Е. Ш. Хиллсом. Эта карта во многих отношениях и, главным образом, по положенному в основу ее составления принципу, представляет собой обобщенную геологическую карту. Границы древней платформы и палеозойской складчатой области на ней проведены так же, как и на картах упомянутых ранее исследователей. Однако принципиально важной особенностью тектонических построений Е. Ш. Хиллса является то, что решающее значение в образовании структурных форм он придает разломам. Кроме того, надо учесть, что Е. Ш. Хиллс стоит на несколько иных теоретических позициях, чем большинство авторов, в том отношении, что он не исходит из представлений наращивания древней Австралийской платформы последующими складчатостями, а считает, что здесь происходит регенерация ортогеосинклиналиных условий внутри довершне-протерозойского кратона. Иначе говоря, он рассматривает развитие геосинклиналией Австралии с позиций признания первоначальной всеобщей консолидации, называемой им «пантектогенезом». Согласно такой точке зрения, все геосинклинали восточной половины Австралии закладывались на древнем, раздробленном системой разломов фундаменте. Даже зона Аделаида, несмотря на ее дугообразное простираие, согласно его воззрениям, подчинена системе пересекающихся линейных расколов большой протяженности. Эту систему разломов Е. Ш. Хиллс рассматривает как ортогональную, длительно живущую систему, унаследованную от древнего основания. Поэтому, та же ортогональная система разломов характерна и для западной древней довершнепротерозойской платформы Австралии. Она определяет и здесь общий тектонический план и формирование главных структурных элементов. Этой главной системе, по Е. Ш. Хиллсу, подчинены дополнительные более мелкие «вторичные» структурные линии.

Восточная половина Австралии, по Е. Ш. Хиллсу, значительно отличается от ее западной части более густой сетью разломов в складчатом фундаменте. Система разломов контролирует здесь как выходы пород фундамента на поверхность, так и контуры мезокайнозойских бассейнов Муррей, Большого Артезианского и др. Протяженность разломов, отделяющих эти два бассейна, составляет около 1600 км (Самрана, 1955).

Рассмотренными работами, естественно, не исчерпываются все использованные исследования, посвященные геологии и тектонике Австралии, однако они дают достаточно полное представление о существующих взглядах на строение и историю развития этого континента.

В заключение обзора литературных данных необходимо отметить чрезвычайно ценную, насыщенную фактическим материалом обширную работу по Квинсленду, вышедшую под редакцией Д. Холла (Hill, 1960), и фундаментальную работу по Новой Гвинее (Wisser, Hermes, 1962).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА АВСТРАЛИИ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ В ЕЕ ПРЕДЕЛАХ КРУПНЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

В основу составления прилагаемой тектонической схемы Австралии (рис. 4) положен принцип районирования по возрасту главной складчатости, заканчивающей геосинклинальное развитие данного участка земной коры, хотя на карте не разделены зоны каледонской и герцинской складчатостей. Области разновозрастной складчатости, перекрытые платформенным чехлом, обозначены на карте единым знаком чехла древних или молодых плит.

Чтобы показать строение погребенного под чехлом складчатого фундамента, дополнительно даны схемы его районирования и несколько палеотектонических реконструкций (рис. 5).

Историю развития восточной Австралии, с достаточным фактическим обоснованием, можно рассматривать начиная с верхнего протерозоя — кембрия. Для более раннего периода мы сталкиваемся в литературе главным образом лишь с соображениями различных авторов.

К началу верхнего протерозоя (рифей) западная часть Австралийского материка уже представляла собой жесткую кристаллическую глыбу, сложенную образованиями архея и нижнего протерозоя. В верхнем протерозое на большей ее части начинает формироваться платформенный чехол, достигающий в рифее своего максимального площадного развития. Ареалы распространения более молодых отложений платформенного чехла постепенно сокращаются.

Восточная граница древней платформы на юге определяется положением геосинклинального пояса, сложенного серией Аделаида, возраст которой отвечает нижнему протерозою — среднему кембрию. Западнее этой зоны геосинклинальные формации серии Аделаида переходят в отложения платформенного чехла.

Северный отрезок восточной границы древнего цоколя несколько менее определенный. По А. Войси (Voisey, 1960), как мы уже видели, она должна быть проведена по западному борту зевгогеосинклинали *Pain Creek* (рис. 2а). Однако присутствие к востоку от нее, в районе Арнхем, в составе платформенного чехла отложений, которые вероятнее всего должны быть отнесены к верхнему протерозою, заставляют принять вариант Е. Ш. Хиллса (Hills, 1946) и провести эту границу восточнее Арнхема, там, где резко увеличиваются мощности верхнего протерозоя и кембрия, изменяется вещественный состав этих отложений, широко развиты вулканические серии, более ранние, чем нижнекембрийские основные лавы. К западу от этой области на карте показана эпикарельская, иначе говоря, добайкальская платформа.

В отношении определения возраста докембрийского фундамента западной Австралии, помимо стратиграфического метода, применялись и определения абсолютного возраста радиоактивными методами (Вильсон и др., 1963). Для большей части этого пространства возраст докембрийского фундамента этими методами устанавливается в пределах от 1600 до 2700 млн. лет.

Меньшие значения приводятся для Центрального района древней платформы (грабен Макдонелл, массив Масгрейв, а также для пород

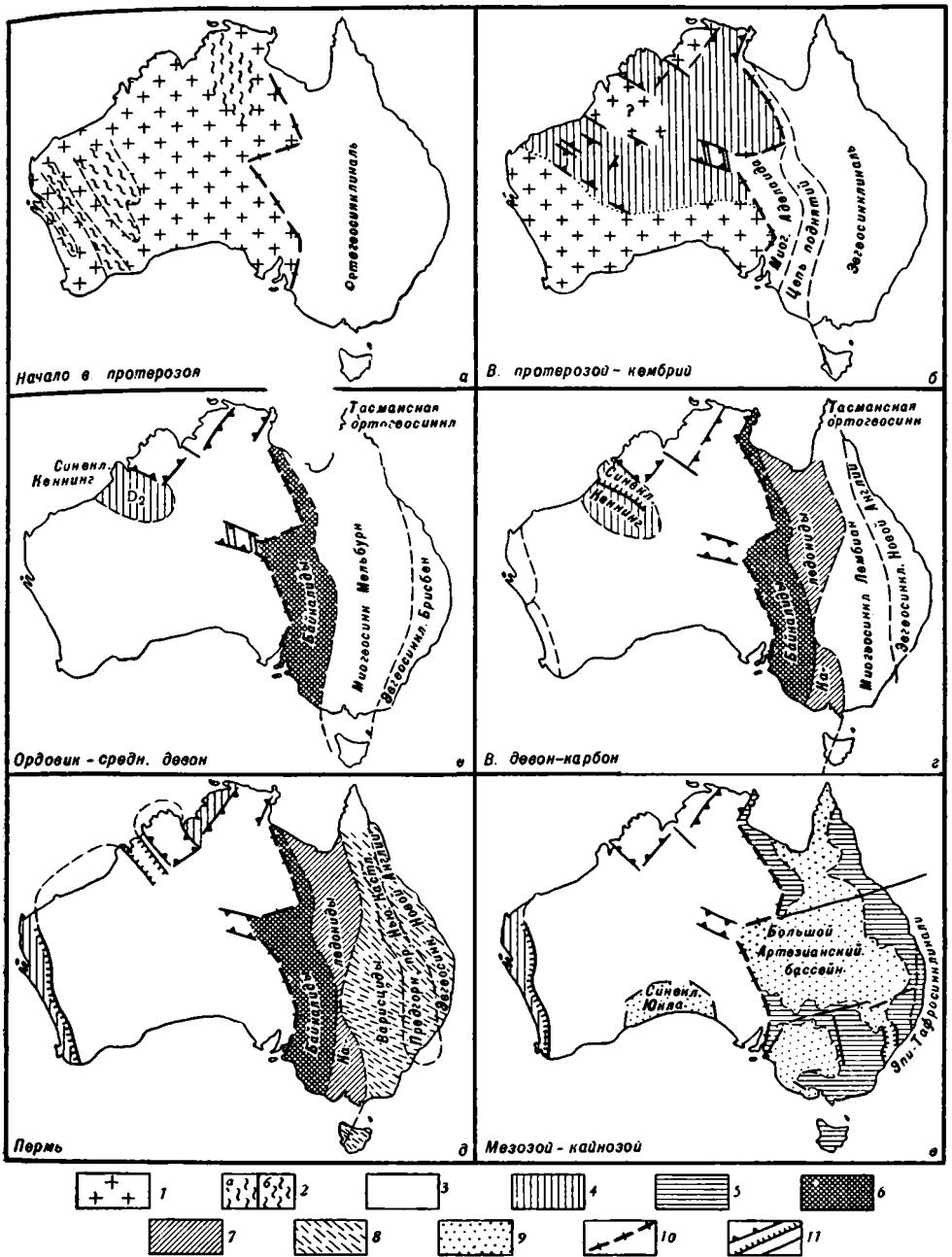


Рис. 5. Палеотектонические схемы развития платформенных и геосинклинальных прогибов Австралии.

Составлены В. Н. Соболевской по А. Войси (Voisey, 1959)

1 — Область древней дорифейской консолидации — древняя платформа; 2 — Складчатый нижний протерозой: а — достоверный, б — менее достоверный. 3 — На древней платформе отсутствуют отложения данного отрезка времени, 4 — Палеогеографические реконструкции бассейнов древней платформы, 5 — Палеозонды, не перекрытые чехлом. Зоны послерифейской консолидации: 6 — байкальская, 7 — каледонская, 8 — варисийская, 9 — мезозойский чехол на эпипалеозойском складчатом основании, 10 — Граница древней платформы, 11 — Разломы: а — в обрамлении докембрийских и кембрийских структурных форм, б — обрамляющие более молодые структурные формы, в — прочие.

некоторых участков северной и южной окраин континента. Порядок цифр составляет здесь от 400 до 1100 млн. лет. Большую часть полученных низких значений сами авторы объясняют вторичными проявлениями магматизма, метаморфизма и позднейшей минерализацией. Так, например, для стратиграфически доказанного раннего докембрия комплекса Арунта (северо-западнее системы Аделаида) все определения возраста оказались близкими к 400 млн. лет (стр. 336, Вильсон и др. 1963).

Таким образом, при тектоническом районировании мы руководствовались в основном стратиграфическими исследованиями (Глеснер, 1963 и др.).

Почти весь юго-западный угол древней платформы обнаруживает тенденцию к подъему, начиная с рифея и до мезозоя. В течение этого времени он не перекрывался осадками и, таким образом, может рассматриваться как щит.

В центральной части древней платформы, там, где ее восточная граница образует входящий угол, формируется грабенообразный прогиб (Макдонелл), в котором идет накопление мощных толщ отложений верхнего протерозоя, кембрия и, может быть, начала ордовика, претерпевших значительные складчатые деформации.

Мощность верхнего протерозоя в авлакогене Макдонелл достигает 1000 м, но, тем не менее, здесь отсутствуют геосинклинальные формации. (По Г. Кельбелю эти образования отличаются промежуточными признаками между ортогеосинклинальными и платформенными формациями, и, во всяком случае, их нельзя рассматривать в качестве геосинклинальных). С этими отложениями здесь связаны покровы базальтов траппового типа.

Верхний протерозой развит не только в депрессиях, но его можно наблюдать и в области современного поднятия Кимберлей (на севере Австралии). В рифее оно представляло собой опущенный блок, ограниченный разломами, в пределах которого накопились рифейские отложения, мощность которых достигает нескольких сотен метров. Затем блок Кимберлей привратился в устойчивое поднятие, где кембрийские отложения уже не отлагались.

В кембрии платформенные отложения первоначально накапливались в центральной и северной частях древней плиты. Затем в среднем и верхнем кембрии море отступило в восточном направлении, в результате чего отложения этого времени развиты только на небольших участках восточной окраины древней платформы и в пределах грабенообразного прогиба Макдонелл. В состав отложений кембрия здесь входят терригенные образования, часто красноватые песчаники. В восточной части этой структуры в кембрии присутствуют мощные рифогенные образования, что, вероятно, указывает на близость геосинклинального бассейна. Этот грабенообразный прогиб, судя по своеобразному характеру отложений, по структурным и другим признакам, нами предположительно отнесен к типу авлакогенов, подобных выделенным Н. С. Шатским в пределах Русской плиты.

Таким образом, к северо-востоку от авлакогена Макдонелл, где расположена главная область распространения кембрия на Австралийской древней плите, развит неполный разрез платформенного кембрия. В восточном направлении мощность и полнота разреза кембрия увеличивается. И, наконец, по-видимому, только за пределами плиты разрез становится полным, в него входят все горизонты кембрия от нижнего до верхнего отделов включительно, в формационном отношении характеризующие уже условия геосинклинального бассейна. Интересно еще раз отметить, что платформенный чехол достигает своего максимального развития в верхнем протерозое — кембрии. В дальнейшем ходе истории этот бассейн прекращает свое развитие (фиг. 5в) и заложившиеся позднее синеклизы не являются унаследованными формами. Продолжает существовать только авлакоген Макдонелл.

В ордовике и силуре морских бассейнов на древней платформе Австралии, по-видимому, не существовало, т. е. соответствующих отложений пока нигде не обнаружено. Только в пределах авлакогена Макдонелл накапливались континентальные и морские мелководные мало-мощные терригенные отложения ордовика. В это время здесь имела место морская регрессия. Силур отсутствует полностью. Авлакоген Макдонелл перестает существовать как негативная структурная форма. Выполняющие его отложения, претерпевшие значительные складчатые дислокации, выходят на поверхность, образуя поднятие, не перекрывавшееся более морем. Это так называемые «горы Макдонелл».

В девоне, точнее в среднем девоне, начинает обособливаться синеклиза Кеннинг, на одном из участков зевгогеосинклинали Амадеус (фиг. 2а и 5а). За пределами этой синеклизы морские отложения девона и карбона на древней платформе также больше нигде не встречены, за исключением Карнарванской и Пертской краевых синеклиз.

Это обстоятельство, а также некоторые другие, дают основание полагать, что палеогеографическая реконструкция А. Войси (Voisey, 1959) недостаточно обоснована. Вероятно, синеклиза Кеннинг представляет собой заливообразный бассейн, открытый на запад, как это полагал Г. Кёльбель (Köbel, 1945).

Интересно отметить, что синеклиза Кеннинг заложилась на том месте, где в верхнем протерозое предполагается блоковое поднятие.

В конце карбона — начале перми местами непосредственно на кристаллическом фундаменте начинают чакапливаться осадочные толщи в краевых синеклизах на юго-западном краю древней платформы (северная синеклиза Карнарвон и Южная или Пертская).

Карнарвонская синеклиза (Teicheri Curt, 1947) представляет собой узкую краевую структурную форму, расположенную на западном побережье Австралии. Она сложена отложениями пермского, мелового и третичного возраста. Нижняя часть пермской толщи представлена песчаниками и базальными конгломератами. Мощность этой осадочной серии чехла составляет здесь более 4000 м. Из них на долю меловых и третичных образований приходится около 950 м.

Слои падают на запад, в сторону океана, но говорить об увеличении мощностей в этом направлении невозможно из-за отсутствия соответствующих данных.

Уменьшение мощностей устанавливается с севера на юг, с приближением к перемычке, отделяющей северную синеклизу от южной Пертской синеклизы. Перемычка сложена выступами древних массивов в районе Гералдтона.

Морские отложения перми южной синеклизы того же типа, что и северной. Всеми авторами отмечается сходство пермских отложений этих краевых синеклиз, по фаунистическим остаткам, с отложениями того же возраста на Африканской платформе.

В мезозое начинается формироваться синеклиза Юклы. Она расположена на южном побережье Австралии. Большая часть ее границ имеет ясно выраженный дизъюнктивный характер. В ее пределах, непосредственно на древнем кристаллическом основании, залегает базальный конгломерат, переходящий в морские отложения нижнего мела и палеогена. Их общая мощность составляет примерно 500 м.

Таким образом, весь юг древней Австралийской платформы, от западных краевых синеклиз до байкальских сооружений пояса Аделаида, до мезозоя представлял собою щит, лишенный платформенного чехла. Только в мезозое впервые на его южной окраине закладывается структурная форма, которая по своему пространственному положению и времени ее заложения скорее всего должна быть отнесена к типу краевых синеклиз.

Происхождение синеклизы Юклы может быть связано с мезокайнозойскими движениями, вызванными погружениями располагавшихся южнее частей материка Гондваны.

Упомянутыми структурными формами исчерпываются крупные синклинальные формы, известные на древней Австралийской платформе.

Их особенность заключается в том, что области развития верхнего протерозоя и кембрия никак не определяют положение заложившихся позднее отрицательных структурных элементов типа синеклиз и впадин (если только использованные нами наблюдения исследователей Австралии верны).

Так, например, на месте девонской синеклизы Кеннинг в кембрии было поднятие. Авлакоген Макдонелл не развивается со временем унаследованно в синеклизу, а превращается в поднятие (горы Макдонелл). О былом существовании некоторых негативных форм можно судить лишь по резкому локальному увеличению мощностей, как это имеет место для отложений верхнего протерозоя в области блокового поднятия Кимберлей.

Далее кратко остановимся на рассмотрении восточной эпипалеозойской платформенной области Австралийского континента. В общих чертах здесь происходит, как можно видеть из ранее сказанного, постепенное наращивание древней платформы в восточном направлении зонами разновозрастной складчатости (рис. 5), начиная с байкальской на западе и кончая варисцидской на восточном крае континента. Варисцидской складчатостью была захвачена и островная часть Австралии, где она затем подверглась альпийской регенерации. Таким образом острова Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия и ряд других входят в состав обрамляющего Австралию пояса альпийской складчатости¹.

Б а й к а л ь с к а я с к л а д ч а т о с т ь нами выделяется вдоль восточного края древней платформы, в области горных цепей Лофти и Флиндерс, именуемых складчатой зоной Аделаида (рис. 5б). Она сложена интенсивно дислоцированными отложениями верхнего протерозоя и кембрия. Это рассланцованные глинистые толщи, осложненные надвигами и опрокинутыми к западу складками. Складчатость несколько выполаживается в северном направлении. Южное продолжение этой зоны можно наблюдать на о. Кенгуру. В состав складчатых сооружений зоны Аделаида, помимо метаморфических серий верхнего протерозоя, входят также отложения до среднего кембрия включительно, что заставляет некоторых исследователей рассматривать эту складчатость как раннекаледонскую (сардисккая фаза Штилле).

Западнее зоны Аделаида, как уже было указано, отложения рифея и кембрия представлены платформенными формациями. Только здесь в складчатой зоне Аделаида, где мощность отложений рифея и кембрия достигает 3500—4000 м, появляются признаки, в формационном и структурном отношении характеризующие краевые части ортогеосинклинали. Кембрий в основном представлен граувакками с лавами и пирокластами спиллитового состава. Для времени, отвечающего верхнему протерозою — кембрию, эта зона представляла собой миогеосинклинальный бассейн, отшнурованный с востока цепью поднятий от эвгеосинклинали, распространявшейся на всю остальную восточную часть Австралии (рис. 5б).

На юге Австралии в штате Виктория к образованиям рифея и кембрия относятся широко развитые кремнистые сланцы.

С гранитными интрузиями верхнего протерозоя — кембрия связаны многочисленные рудопроявления (золото, железо, медь и др.), но промышленные скопления дает главным образом железо.

¹ Островная альпийская зона показана только на карте в Физико-Географическом Атласе мира (1964). В прилегаемую карту (рис. 4) она не вошла.

Зона каледонской складчатости располагается восточнее области развития байкалитид пояса Аделаида (рис. 5г). Для времени от ордовика и до среднего девона включительно А. Войси (Voisey) выделяет здесь миогеосинклинальный пояс (Мельбурнская миогеосинклиналь) и к востоку от него эвгеосинклиналь Брисбейн (рис. 5в). Складчатые сооружения этого времени выходят на поверхность небольшими участками на территории штата Виктория. Каледониды Австралии обычно сопоставляются с каледонидами Шотландии (Грампианской геосинклиналью).

Конец каледонской складчатости устанавливается главным образом по региональному несогласию между силуром и девоном. Это несогласие можно наблюдать в нескольких пунктах восточнее пояса Аделаида, в тех местах, где фундамент не перекрыт мезозойским чехлом, как, например, в районе Кобар (рис. 4). Базальные конгломераты девона содержат гальки пород силура с включениями серпентина. С додевонскими гранитами связано золотое оруденение.

Зона варисцидской складчатости, как показано на карте (рис. 4), занимает всю восточную окраину континента. Конечная стадия геосинклинального развития и начало становления платформы здесь отвечает пермскому и, частично, триасовому времени. Отложения перми и триаса большей частью слабо дислоцированы. В формационном отношении это главным образом континентальные красноцветные терригенные и угленосные образования заключительного геосинклинального и начала платформенного этапов развития, выполняющие межгорные прогибы и грабенообразные впадины.

В отдельных пунктах, например в Новом Южном Уэльсе, складчатостью охвачены отложения до нижних горизонтов перми включительно.

Помимо основной варисцидской складчатости, проявившейся в конце карбона — начале перми, здесь отмечается еще несколько слабее выраженных «фаз складчатости», причем, более молодые «фазы» постепенно смещаются к востоку от более древних. Таким образом, складчатая зона, соответствующая наиболее молодой «фазе», располагается по самой окраине континента. Этим как бы еще раз подчеркивается представление о постепенной миграции разновозрастных складчатостей в восточном направлении.

Варисцидская складчатость сопровождалась синорогенным магматизмом и связанными с ним рудопроявлениями, возраст которых последовонский — допермский.

Восточная граница варисцид уходит далеко на север и восток, за пределы континента, захватывая восточные острова Австралии. Так, по данным Кейри (Cagey, 1963), палеозойды слагают складчатое основание низменности Папуа в Новой Гвинее. Палеозойская складчатость прослеживается далее на территории Новой Каледонии и островов Новой Зеландии, позднее захваченных альпийским геосинклинальным тектогенезом, где палеозойды образуют нижний структурный этаж.

Для грабенов, развитых в восточной прибрежной части Австралии, т. е. в области развития Австралийских Кордильер, сложенных варисцидами, характерны гигантские мощности пермских (частично, может быть, пермокарбонатовых) отложений. Это грабены Бовен (*Bowen*) в Квинсленде и Сидней (*Sydney*) в Новом Южном Уэльсе, которые являются главными угольными бассейнами страны. Во грабене Бовен «достоверная» мощность перми составляет более 7300 м, предполагаемая около 12500 м, во впадине Сидней ее мощность достигает 5200 м. В состав этих толщ входят континентальные и вулканические породы с несколькими глинистыми морскими пачками. Однако в основном огромные мощности образовались за счет ледниковых отложений, накопившихся в результате неоднократных оледенений.

За пределами грабенов, на юге в штате Виктория и на о. Тасмания, мощность пермских отложений составляет соответственно около 300 м и 600 м.

В составе чехла Большого Артезианского бассейна пермские отложения возможно отсутствуют. Проводимые в последнее время буровые исследования, несомненно, уточнят этот вопрос.

Отложения триаса также связаны главным образом со впадинами и прогибами, которые можно наблюдать в Квинсленде, где континентальные толщи этого времени достигают мощности 1200 м, а может быть, и больше. По периферии Большого Артезианского бассейна они большей частью отсутствуют. Однако не исключена возможность присутствия континентального триаса, вероятно его верхов, в центральной части Большого Артезианского бассейна.

Образование триасовых и пермотріасовых грабенообразных впадин, по-видимому, отвечает переходному этапу развития эпипалеозойской Австралии и тем самым они могут быть сопоставлены с подобными грабенообразными впадинами Западной Сибири (Челябинской, Кушмурунской и др.), (Соболевская, 1965).

Формирование широко развитого чехла на эпипалеозойском складчатом основании восточной Австралии начинается с юрского времени.

Первыми в юре начинают вырисовываться структурные формы типа синеклиз (субсинеклизы¹): Большой Артезианский бассейн и бассейн Карпентария. В общих чертах, представление о строении чехла можно получить на примере разреза платформенных отложений Большого Артезианского бассейна (наиболее крупной структурной формы), который дается нами по Франку Ривес (Frank Reeves, 1951).

Эоцен — континентальные пески и глины мощностью около 150 м. Стратиграфическое несогласие.

Верхний мел — глины, песчаники и сланцы, 950—1300 м.

Нижний мел — серовато-голубые морские сланцеватые глины с известковыми конкрециями и базальными конгломератами по периферии бассейна. Залегает на докембрии вдоль южной окраины бассейна (на байкалидах в районе зоны Аделаида и Брокен Хилл) — 500—650 м.

Юра — по периферии бассейна представлена континентальными слоистыми песками и угленосными отложениями. К юре приурочен главный водоносный горизонт бассейна, мощностью 30—60 м. Общая мощность юры от периферии бассейна к центру изменяется от 30 до 700 м.

Есть основание полагать, что в центральной части бассейна частично может быть развита и морская юра, которая могла проникнуть сюда с севера, так как в бассейне Карпентария установлено присутствие морских отложений нижнего лейаса.

Триас — континентальные песчаники и конгломераты, развиты по восточной периферии бассейна. Их мощность изменяется от 0 до 650 м. Присутствие триаса в центральной части бассейна окончательно не выяснено.

Таким образом, общая мощность отложений чехла составляет здесь от 1630 до 3500, а возможно, и более метров.

В морфологическом отношении Большой Артезианский бассейн представляет собой крупную, в общих чертах плоскую чашу, наибольшие глубины которой находятся в ее юго-западной части, приближающейся к краю древней платформы, как это можно видеть по изогипсам поверхности палеозойского фундамента (рис. 4).

Отложения чехла залегают практически горизонтально. Углы падения значительно увеличиваются, иногда до 60° и более, на восточной окраине бассейна лишь вблизи сбросов.

Несколько особняком стоит бассейн Муррей, расположенный на юге восточной Австралии. Здесь отложения чехла начинают накапливаться лишь в третичное время, причем одновременно море наступает на южную окраину древней Австралийской платформы в области синеклизы Юклы. Мощность третичных отложений в бассейне Муррей достигает 900 м.

¹ «Субсинеклизы» — для структурных форм на палеозойском фундаменте в отличие от «синеклиз» на древнем фундаменте.

В заключение необходимо отметить, что в районе Аделаиды имеются грабены, к которым приурочены заливы Винцент и Спенсер. Эти грабены, заложившиеся в пермское время, продолжают развиваться до третичного времени. Мощность кайнозойских отложений здесь составляет более 800 м.

На востоке, в области обнаженной варисцийской складчатости местами развиты впадины, выполненные континентальными отложениями юры. Возможно, что с образованием этих структурных форм могут быть связаны гранитные интрузии, для которых устанавливается юрский возраст.

СРАВНЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИИ АВСТРАЛИИ С ВОСТОЧНО-РУССКОЙ ПЛАТФОРМОЙ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТОЙ

Сопоставление эпипалеозойской платформенной области Австралии с Западно-Сибирской плитой позволяет отметить ряд общих черт в истории их развития, однако имеются и существенные отличия.

Предварительно следует оговориться, что фундамент Западно-Сибирской плиты пока еще не может считаться окончательно изученным, поэтому вопрос о его тектоническом районировании еще не всегда решается однозначно. Однако в последнее время представления многих исследователей начинают заметно сближаться, и это позволяет надеяться, что принимаемое нами (для сравнения с Австралией) районирование фундамента Западно-Сибирской плиты, вероятно, близко к действительности. Согласно этим представлениям (Соболевская, 1963), в пределах Западной Сибири происходит постепенное наращивание древней платформы, в данном случае Сибирской, разновозрастными складчатыми зонами, заполнившими все огромное пространство до Урала включительно. Так же как и в Австралии, древний коколь Сибирской платформы обрамляется байкальскими или раннекаледонскими складчатыми сооружениями, геосинклинальное развитие которых заканчивается приблизительно в середине кембрия. Далее к западу выделяется область развития собственно каледонид, пространственно сменяющихся ранневарисцийскими, затем варисцийскими складчатыми сооружениями — уралидами.

Вторым общим признаком является присутствие грабенообразных структурных форм, выполненных отложениями, предшествовавшими началу формирования чехла и более молодыми, чем образования, характеризующие завершающую стадию геосинклинального развития, иначе говоря, структурных форм типа эпипалеозойских тафрогессинклиналей М. Кэя, и тафросинклиналей Западной Сибири (Соболевская, 1965).

Что касается условий образования структурных элементов чехла на сравниваемых молодых плитах, то объем статьи позволяет нам отметить лишь самые основные черты их сходства и отличия. Вероятно, основная закономерность для той и другой плиты (а возможно и для эпипалеозойских плит вообще) заключается в том, что платформенный чехол начинает образовываться только после замыкания последней наиболее молодой в данном ряду палеозойской геосинклинальной системы, для рассматриваемых нами плит — после завершающей стадии варисцийского тектогенеза.

Таким образом, отложения чехла на разновозрастном (от байкалид до варисцид) складчатом фундаменте как в Западной Сибири, так и на Австралийской плите, начинают формироваться только с мезозоя, в данном случае с рэт-лейса или юры, т. е. после того как установились платформенные условия на всей площади развития палеозойских складчатостей. Из этого следует, что постепенное замыкание разновозрастных палеозойских складчатостей, возможно, отвечает стадиям становления единого жесткого фундамента молодых эпипалеозойских платформенных

областей. Только после завершения этого процесса начинают действовать напряжения, вовлекающие его в погружение, и тем самым создаются условия, необходимые для накопления осадочных толщ чехла.

Из рассмотрения карты (рис. 4) можно видеть, что большую роль в формировании структуры играет блоковое строение фундамента. Ведущая роль в возникновении и развитии структурных форм чехла как в Западной Сибири (Соболевская, 1963), так и в эпипалеозойской платформенной области Австралии принадлежит разломам и блоковым подвижкам по ним. Легко заметить, что границы всех крупных структурных элементов чехла в восточной Австралии, так же как и на Западно-Сибирской плите связаны с разломами. Так, например, Большой Артезианский бассейн ограничен и отделен от бассейна Муррей системой разломов Дарлинг (рис. 4). То же можно сказать о северном ограничении Большого Артезианского бассейна и многих других ведущих зонах нарушенных, которые здесь нет возможности перечислить и описать.

Наконец, несомненно общим является характер проявления унаследованности, которая здесь выражается в том, что простирания разломов, обрамляющих тафрогеосинклинали, наследуются от простираний складчатого фундамента. Такая система разломов обусловила развитие упомянутых выше грабенов Боуен, Сидней, Винцент, Спенсер и др., ориентированных параллельно простираниям складчатости основания точно так же, как это имеет место в Западной Сибири (Соболевская, 1963₁).

Сравнение древнего фундамента западной Австралии с фундаментом наиболее изученной в северном полушарии древней Восточно-Европейской платформой позволяет отметить черты сходства и отличия, которые оказалось возможным выявить. В первую очередь вопрос касается определения времени становления этих двух платформ, расположенных в разных полушариях. Как иногда полагают (Штрейс, 1964), платформы так называемого «северного ряда» опережают в своем развитии платформы «южного ряда». Становление Русской платформы, как известно, относится к дорифейскому времени и, таким образом, она является эпикарельской. Согласно упомянутой концепции, для Австралии, расположенной в южном полушарии, доказывается более молодой, байкальский¹ возраст фундамента западной части континента. Однако древний фундамент Австралии, как мы уже видели, прошел все стадии геосинклиналичного развития к началу верхнего протерозоя (рифей). Таким образом, его возраст также эпикарельский или, иначе говоря, дорифейский, как и фундамента Восточно-Европейской платформы. Как там, так и здесь начало формирования платформенного чехла относится частично к рифею и кембрию.

Сходство этих двух древних платформ подчеркивается еще и тем, что как в пределах Русской плиты, так и в Австралии на древнем основании развиваются грабенообразные прогибы (авлакогены, Н. С. Шатский, 1955), выполненные своеобразными вулканогенноосадочными отложениями большой мощности, значительно дислоцированными и уплотненными в процессе их развития.

Однако, как уже указывалось выше, в дальнейшем ходе развития древней и палеозойской Австралии намечаются особые черты, не свойственные, как правило, древней Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плите. Они заключаются в удивительном непостоянстве крупных структурных элементов типа синеклиз, возникающих на различных участках континента в самое различное время и также, казалось бы без всякой закономерности, прекращающих свое существование.

Причины такого явления, вероятно, можно найти в том влиянии, которое оказывали напряженные тектонические процессы, протекавшие

¹ В упомянутой работе складчатость именуется «рифейской». Может быть, необходимо уточнить ее возраст.

за пределами современных границ Австралийского континента, связанные с тектоническим преобразованием Гондваны. Этот процесс выразился в том, что в конце палеозоя и в мезокайнозойскую окраины материка, как его древней, так и эпипалеозойской частей, откалывались и вовлекались в погружение. При этом здесь образовывались как параллельные окраинам континента сколы (разлом Дарлинг на западе), так и врезающиеся в континент «заливообразные» и грабенообразные структурные формы. Постепенное раскалывание могло происходить по системе разломов, возникавших или оживлявшихся при вовлечении в погружение окраинных частей материка, или, может быть, по разломам, имеющим, согласно теории Венинга Мейнеца (Vening Meinesz, 1947), планетарное происхождение (последней точки зрения придерживается Е. Ш. Хиллс).

Ведущая роль единой системы разломов хорошо видна по очертаниям поднятых или опущенных блоков периферии Австралии, как, например, залива Карпентария или поднятия Кимберлей и Арнхем.

Однако, кроме того, на Австралийской платформе имели место и более ранние морские трансгрессии, которые проявились уже в начале и середине палеозоя. В это время море проникало в пределы современного континента только с севера и востока, где располагался обрамляющий древнюю платформу палеозойский геосинклинальный пояс. Иначе говоря, если рассматривать Австралийскую древнюю платформу как часть бывшего материка Гондваны, то для начала палеозойского времени можно отметить, что погружения и соответствующие наступления моря шли в этот период времени со стороны внешнего края Гондваны, сопряженного с мобильной палеозойской геосинклинальной областью.

Обращает на себя внимание, что остальные окраины Австралийской древней платформы полностью лишены геосинклинального обрамления. Эти края, вероятно, следует рассматривать как внутренние борта древнего кратона, образовавшиеся в конце палеозоя и в мезозое, при расчленении Гондваны на несколько континентов. Таким происхождением внутренних бортов легко объясняется отсутствие здесь обрамляющих активных зон геосинклинального тектогенеза.

В заключение можно еще раз подчеркнуть, что история развития Австралии, вероятно, в принципе ничем не отличается от развития изучавшихся нами ранее платформенных территорий северного полушария вплоть до момента, когда начинается влияние тектонических процессов, в результате которых произошло расчленение единого материка Гондваны.

Литература

- Вильсон А. Ф., Компстон В., Джефри П. М. Возраст докембрийских пород Австралии по данным радиоактивных методов. Вопросы геохронологии, М., Изд-во иностр. лит. 1963.
- Глесснер М. Ф. Докембрийские ископаемые органические остатки из Южной Австралии, Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. 1, М., Изд-во иностр. лит. 1963.
- Кондон М. А. Геологические условия залегания нефти и газа в Австралии. XX Междунар. геол. конгресс. Материалы по геологии нефти, т. IV, М., Гостоптехиздат, 1959.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки, М., Изд-во иностр. лит. 1955.
- Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5, Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А. В., Синицин В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1956.
- Соболевская В. Н. Об этапах тектонического развития молодых платформенных областей. (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве, 1963), «Древние и молодые платформы» Изд-во «Наука», 1965.

- Соболевская В. Н. Строение фундамента восточной окраины Западно-Сибирской плиты в связи с ее общим тектоническим районированием. Тектоника Сибири, т. II, Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Соболевская В. Н. Тектоническая карта Австралии. М-б 1 : 20 000 000. Физ.-Геогр. атлас мира. Изд-во АН СССР ГУГК, 1964.
- Соболевская В. Н. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит. (Проблемы региональной тектоники Евразии) Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 92. М., Изд-во АН СССР, 1963₁.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Ред. Н. С. Шатский, 1956.
- Тектоническая карта СССР. Ред. А. А. Богданов, 1961.
- Тектоническая карта Европы, ред. Н. С. Шатский, А. А. Богданов, 1964.
- Тектоническая карта Евразии. Ред. А. Л. Яншин, 1965.
- Физико-Географический Атлас Мира, Изд-во АН СССР и Главн. Упр. Геодез. и Карт. ГГК СССР, Москва, 1964.
- Хиллс Е. Ш. Тектоническое строение Австралии. Вопросы современной зарубежной тектоники. Сб. статей. Изд-во иностр. лит., М., 1960.
- Хиллс Е. Ш. Тектоническая карта Австралии, масштаб 1 : 2534.400, 1960.
- Шатский Н. С. Предисловие к кн. М. Кэя «Геосинклинали Северной Америки», М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Штрейф Н. А. О происхождении Гондваны. (Международ. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов). Изд-во «Наука», 1964.
- Brown W. R. A possible correlation of certain Pre-Cambrian Granites of Australia and some deductions therefrom. J. Proc. R. Soc. New South Wales, 66, 1932.
- Самрапа В. The structure of the Eastern South Australian Ranges, the Mt. Lofiy — Olary Arc., J. Geol. Soc. Aust., 2, 1955.
- Sagey S. Papua and New Guinea. 1963 (рукопись).
- Clarke E. de C., Middle and West Australia. Regionale Geologie der Erde, Leipzig, 1938.
- David T. Geological Map of the Commonwealth of Australia. Scale 1 : 2 990 000, Sydney, 1931.
- David T. The Geology of the Commonwealth of Australia. Arnold, London, 1950. Приложение Geological map of the Commonwealth of Australia. Scale 1 : 1 299 000.
- Fourmarier P. Principes de Geologie. Paris, 1933.
- Geisler W. Beobachtungen über Stratigraphie und Tektonik der MacDonnell-Kette in Zentralaustralien. Geol. Rundsch., 20, 1929, St. 161—180.
- Geisler W. Aufbau und Tektonik des Festlandes von Australien. Geol. Rundsch., 21, 1930.
- Glaessner M. F. Geotectonic position of New Guinea. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 34, 1950.
- Hill D. Hon. Editor. Journal of the Geological Society of Australia, volum 7, Adelaide, 1960.
- Hills E. Sh. The tectonic style of Australia, Geotectonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, 1956
- Hills E. Sh. Some aspects of the tectonics of Australia, J. Roy. Soc. N. S. W., 79, 1946.
- Kölbel Heinrich. Die tektonische Entwicklung Australiens, Geotekt. Forschung, h. 7—8, 1945, Berlin.
- Kay M. North America-Geosynclines, The Geological Soc. of America, Memoir 48, Baltimore, 1951.
- Mawson D., Madigan C. T., Pre-Ordovician Rocks of the MacDonnell Rangess, Quart. J., 86, 1930, London.
- Reeves Frank. Australian Oil Possibilities. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, vol. 35, № 12.
- Stille H. Wege und Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung. Festschr. Kaiser — Wilhelm Gesellsch, Förd. Wiss., 2, 1936.
- Teichert Curt. Stratigraphy of Western Australia. Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, vol. 31, № 1, 1947.
- Thomas S. D. The geological structure of Victoria, J. and Proc. Roy. Soc. N. S. Wales, 1958, 92, № 4.
- Visser W. A., Hermes J. J. Geological results of the exploration for oil in Netherlands New Guinea. Koninklijk Nederlands Geologisch mijnbouw kunclig genootschap, Geol. ser. deel XX, spec. num., 1962.
- Voisey Alan H. Australian Geosynclines. The Australian Journal of Science, v. 22, № 5, November, 1959.
- Swami I. (Nath.), B. Sc. (Madras), M. Sc (Tasmania). Classification of the Tasman Geosyncline. Assistant Geologist, Geological Survey of India (with Plates 10—17), Records, of the Geological Survey of India, Vol. 85, Part 4, 1958.
- Wening Meinesz F. A. Shear patterns in the earth's crust, Trans. Am. Geophys. Union, vol. 28, 1947.
- Walkom A. B. The limits of the Permian system in Australia. Ind. Geol. Congr. Washington. Rep. 16, Sess, USA, 1933, I, 1936, Washington.

УДК 551.24(597.1)

Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

ВПЕЧАТЛЕНИЯ О ТЕКТЕНИКЕ СЕВЕРНОГО ВЬЕТНАМА

В статье дается краткая характеристика основных тектонических зон Демократической Республики Вьетнам и делаются выводы о главных особенностях истории их развития. Приложена схема тектонического районирования ДРВ.

Летом 1964 г. автору представилась возможность ознакомиться с тектоникой Демократической Республики Вьетнам. Эта территория представляет исключительный интерес для понимания структурных особенностей юго-восточной Азии, а также хода тектонического процесса в Тихоокеанском поясе вообще. Сразу же скажу, что мои впечатления о тектоническом строении и истории структурного развития ДРВ по ряду вопросов существенно отличаются от недавно опубликованных у нас представлений на этот счет (Китовани, 1964; Постельников, 1964). Очевидно, что по этим вопросам еще предстоит дискуссии, тем более, что сейчас очень быстро накапливаются новые фактические сведения.

Пользуясь возможностью искренне поблагодарить вьетнамских геологов, особенно т.т. Чан Дык Лыонга, Нгуен Суан Бао, Чан Ань Тьяу, Нгуен Тхе Тхона и Као Тхе Лонга, за большую помощь, которую они мне оказали при ознакомлении с геологическим строением страны, особенно во время экскурсий. Хочу отметить, что очень большое впечатление во время поездки на меня произвела помощь, которую оказали Демократической Республике Вьетнам советские геологи. Особенно это касается геологического картирования страны, проводившегося экспедицией под руководством А. Е. Довжикова (ВСЕГЕИ).

ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕКТЕНИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ ДРВ

На территории ДРВ можно выделить 4 основные тектонические области (рис. 1). Северную часть страны занимает южная окраина Южно-Китайской древней платформы. К юго-западу от нее простирается Северо-Вьетнамская складчатая система. Эти области разделены крупнейшей шовной зоной Красной реки, протягивающейся в северо-западном направлении. На западном побережье Тонкинского залива находится окончание зоны китайских катазиатских каледонид, перекрытых местами платформенным эпикаледонским чехлом. Наконец, самостоятельным тектоническим районом является крупная и глубокая мезозойская впадина Ан-Тьяу, расположенная между упомянутой выше зоной и Южно-Китайской платформой и наложенная на них. Насколько можно судить, эта впадина развивалась обособленно от главного ствола Северо-Вьетнамской геосинклинали.

Южная окраина Южно-Китайской платформы. Прежде всего хочу заметить, что если рассматривать тектонику северных районов ДРВ изолированно, то легко придти к заключению, что это часть какой-то складчатой зоны, а не платформы с докембрийским фундаментом. К этому могут склонить наблюдающиеся здесь нередко

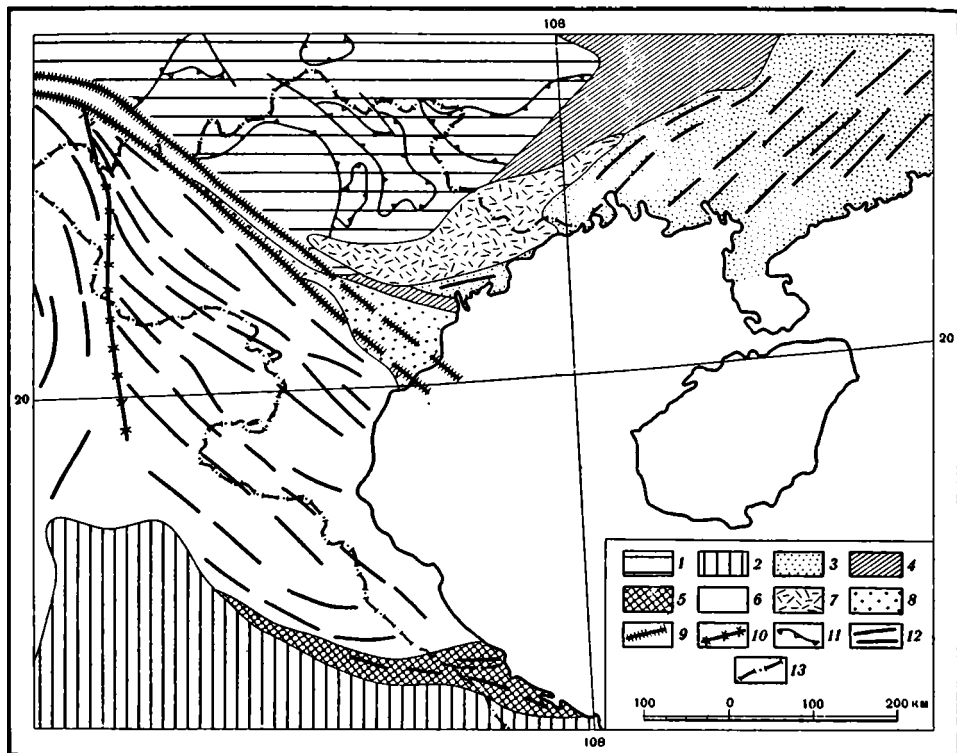


Рис. 1. Тектонические зоны Демократической Республики Вьетнам и сопредельных территорий.

1 — Южно-Китайская платформа; 2 — Индосинийский массив; 3 — катазиатские каледониды; 4 — чехол на каледонидах; 5 — герциниды; 6 — северо-вьетнамские мезозойды; 7 — мезозойская впадина Ан-Тьяну; 8 — Ханойская кайнозойская впадина; 9 — шовная зона Красной реки; 10 — разлом Тхань-Хоа; 11 — контуры платформенных структур; 12 — простираание складчатых структур; 13 — границы ДРВ.

достаточно крутые складки, многочисленные разломы, большие мощности отложений, а также характер пород, напоминающий разрезы миогеосинклиналей. Только отсутствие в структуре общей линейности может насторожить исследователя. Однако, если выйти за пределы Северного Вьетнама, на территорию Южного Китая, то можно сразу же увидеть, что эти районы структурно едины и отвечают той тектонической единице, которую именуют Южно-Китайской платформой. С другой стороны, тектонический план северных районов ДРВ принципиально отличен от структурного плана действительно складчатой системы (Северо-Вьетнамской), расположенной непосредственно южнее и характеризующейся ярко выраженной линейностью. Таким образом, объяснение тектоническим особенностям платформенной зоны севера Вьетнама следует искать в тех же причинах, что и Южно-Китайской платформы в целом.

Основной структурной особенностью периферической части Южно-Китайской платформы является ее раздробленность. Здесь выделяется ряд сравнительно небольших блоков, отличающихся уровнем залегания метаморфического фундамента, а также мощностями, полнотой разреза отложений чехла и отчасти составом пород. Наиболее поднятым блоком является Северо-Вьетнамский массив. Местами здесь на поверхности выступает метаморфический комплекс фундамента. Однако значительная часть фундамента этого массива опущена и перекрыта полого складчатым чехлом, достигающим большой мощности. Разрез чехла начинается породами нижнего кембрия и кончается красноцветами юры. Неко-

торыми особенностями своего строения и тектоническим положением Северо-Вьетнамский массив напоминает краевой Оленёкский массив Сибирской платформы.

Фундамент смежных блоков платформы опущен на более значительную глубину, и мощности отложений здесь еще более увеличиваются, достигая многих километров. Судя по сообщенным мне данным, можно считать, что дифференцированное развитие блоков определено происходило в среднем палеозое, но вероятно также и в нижнем палеозое. Иными словами, современные структуры юга Южно-Китайской платформы характеризуются очень длительным развитием и отнюдь не определены только мезозойскими тектоническими движениями, как иногда это мы себе представляем.

Главную часть разрезов окраины Южно-Китайской платформы (ее вьетнамскую часть) составляют палеозойские толщи, представленные преимущественно глинистыми сланцами и различными известняками. Наблюдаемые парагенетические ассоциации пород здесь весьма тесно связаны между собой, и если их рассматривать в совокупности, то создается впечатление о едином процессе развития на протяжении палеозоя образованной ими тектонической структуры (чехла Южно-Китайской платформы). Если верно, что из разреза выпадает силур, то в этом можно видеть отражение каледонских движений, имевших место в соседней Катазиатской геосинклинали. Обращает на себя внимание практическое отсутствие в разрезах палеозоя вулканических и интрузивных пород.

Что касается структурных форм, то для них типичны крупные коробчатые, блюдцевидные, «лапчатые» и т. п. формы, осложненные волнообразными складками и разрывами. В целом можно сказать, что строение чехла окраины Южно-Китайской платформы столь же своеобразно, как и тектоника чехла основной площади этой платформы. Объяснение этому своеобразию нужно искать, конечно, в разных причинах, но в том числе и в раздробленности фундамента с дифференцированными движениями блоков еще в палеозойское время.

Зона продолжения катазиатских каледонид. Эта зона, как уже говорилось, располагается в районе побережья Тонкинского залива. В ее пределах местами выходит на поверхность складчатый каледонский комплекс, но большей частью он скрыт под покрывающим его осадочным эпикаледонским чехлом. Таким образом, описываемая зона представляет собой часть Катазиатской тектонической зоны, которая простирается в пределах Юго-Восточного Китая.

Каледонский складчатый комплекс выходит в сравнительно узкой полосе, в районе разлома, ограничивающего с юга впадину Ан-Тьяу. В сложении комплекса принимают участие сильнодислоцированные слюдястые сланцы, филлиты, рассланцованные песчаники и в подчиненном количестве некоторые другие породы. На простирании этого комплекса в пределах Катазии развиты толщи близкого характера, которые образуют здесь верхний структурный ярус катазиатских каледонид. Представляется, что катазиатская каледонская геосинклиналь простиралась в область Северо-Вьетнамской складчатой системы, разделяя Южно-Китайскую платформу и Индосинийский массив. Подтверждают это отдельные выходы нижнепалеозойских пород геосинклинального типа в пределах мезозойской складчатой системы.

Чехол, перекрывающий складчатый каледонский комплекс, образован преимущественно средние- и верхнепалеозойскими отложениями мощностью до 4000 м. В основном он сложен известняками; магматических пород в разрезе нет. Отложения чехла смяты в брахискладки с углами наклона крыльев 30—40°. По всем признакам данный тип разреза сходен с разрезами юга Южно-Китайской платформы и соответственно нужно считать, что обе структурные зоны в среднем и верхнем палеозое

развивались однотипно, как части единой структурной области. Подобное явление известно для некоторых случаев причленения к древним платформам байкалид; в Северном Вьетнаме подобные соотношения наблюдаются при причленении к платформе каледонских складчатых структур. Поверх палеозойских отложений в локальной впадине близ залива Хонгай залегают континентальные норийские породы. Они начинаются базальными конгломератами, выше которых лежит мощная толща сильно дислоцированных песчаников (отчасти туфогенных) и алевролитов с пластами углей. В виде пологих куэст выступают здесь также нижнеюрские в основном красноцветные терригенные образования, которые имеют также значительную мощность (более 1000 м). Наконец, местами сохранились континентальные неогеновые отложения.

Суммируя сказанное о палеозойском чехле, перекрывающем каледониды на северо-востоке ДРВ, можно констатировать, что такого рода образования представляют собой, по-видимому, весьма редкий случай, так как в других частях земного шара, например в Европе или в Советской Азии, поверх каледонид в среднем и верхнем палеозое развивались лишь специфические впадины.

Впадина Ан-Тьяу. Это крупная и глубокая мезозойская впадина, которая лишь частично находится на территории ДРВ; другой своей частью она располагается в пределах КНР. На значительном протяжении впадина имеет северо-восточное простирание, отвечающее простиранию катазиатских каледонид, и поперечное по отношению к Северо-Вьетнамской складчатой системе. Только на юге ее простирание становится субширотным. С обеих сторон впадину на значительном протяжении ограничивают разломы. Структурные соотношения впадины с сопредельными тектоническими районами показывают, что она имеет наложенный характер и отчасти перекрывает структуры Южно-Китайской платформы, а отчасти — продолжение катазиатских каледонид. Впадина характеризуется значительно более полным и мощным разрезом триаса и юры, чем в смежных районах. В нижней части разреза здесь развита нижнетриасовая толща флишеподобно чередующихся мелкозернистых песчаников, глинистых сланцев и алевролитов мощностью свыше 500 м. Далее следует мощный разрез (до 4000 м) терригенных отложений среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса, смятых в достаточно резкие складки. Над породами триаса залегают также мощные и складчатые терригенные (местами угленосные) и вулканогенные образования юры, и, возможно, мела, а вверху разреза развиты неогеновые континентальные угленосные отложения мощностью свыше 500 м. Можно сказать, что триасовая часть разреза впадины сходна с миогеосинклинальными комплексами; что же касается более молодых мезозойских образований, то они похожи на формации орогенной группы. С периферией впадины связано распространение гранитоидных интрузий в основном поздне триасового возраста. Как будто есть основания считать, что эта впадина развивалась обособленно от мезозойской геосинклинали, почему она и рассматривается как самостоятельная структурная единица. Но, несомненно, процесс ее развития был связан с тектоническим процессом в мезозойском геосинклинальном поясе. Тем самым эта впадина отражает влияние тектонических преобразований в этом поясе на области, расположенные по его периферии.

Северо-Вьетнамская складчатая система. Описываемая складчатая система расположена между Южно-Китайской платформой и Индосинийском массивом. Последний представляет собой крупный блок, похожий по своему строению на древние платформы, однако очень малых размеров по сравнению с ними. Существующие данные позволяют предполагать, что это — крупный останец некогда более широко распространявшейся платформенной области.

От Южно-Китайской платформы Северо-Вьетнамская складчатая система отделена шовной зоной Красной реки. Это чрезвычайно крупная зона, вдоль которой происходит резкий стык разнородных структурных областей. По своей выразительности она принадлежит к числу наиболее эффективных примеров подобных структурных образований.

Протяженность шовной зоны более 400 км. На севере, за пределами ДРВ, она смыкается с очень крупными разломами, проходящими западнее Южно-Китайской платформы. В юго-восточном направлении зона прослеживается под молодыми формациями Ханойской впадины и далее уходит под воды Тонкинского залива.

Шовная зона ограничена двумя очень крупными разломами, вытянутыми параллельно на очень близком расстоянии друг от друга (порядка 10 км). Между разломами развиты чрезвычайно дислоцированные метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты и др. (рис. 2)). Ни возраст этих пород, ни время их метаморфизма пока не известны. К зоне шва приурочена система очень узких (2—3 км, а иногда меньше) и длинных неогеновых впадин, выполненных угленосными континентальными молассаами, углы наклона пород в которых могут достигать 30—40°. На юго-востоке эта система впадин раскрывается в крупную и глубокую Ханойскую впадину, в которой мощность четвертичного аллювия достигает 500 м.

На северо-западе складчатая система Северного Вьетнама продолжается в южную часть Китая; на юго-востоке, в пределах Южно-Китайского моря, продолжение ее недостаточно ясно. Ширина системы в среднем около 700 км.

Простираения мезозойского Северного Вьетнама и каледонид Катазии образуют между собой прямой угол, что косвенно подтверждает положение границ Южно-Китайской платформы в том виде, как об этом говорилось выше (см. рис. 1). Уже упоминалось, что Северо-Вьетнамская складчатая система обладает очень четко выраженной линейностью тектонического плана. Для нее характерно чередование чрезвычайно протяженных антиклинорных и синклинорных зон, южные из которых выходят за пределы ДРВ и простираются на территории Лаоса.

С северо-востока на юго-запад, в пределах ДРВ, в складчатой системе выделяются следующие основные структурные элементы: краевой антиклинорной Фан-Си-Пан, синклинорий Черной реки (Шонг-Да), антиклинорий Шонг-Ма, синклинорий Дьен-Бьен-Фу, синклинорий Сам-Неа, внутренний массив Фу-Хоат и поднятие Трыонг-Шон. Все они характеризуются вполне определенными особенностями геологического строения, при этом в поднятых элементах широко развиты докембрийские и палеозойские породы, а в прогнутых — мезозойские. Поверх складчатой структуры в ряде мест развиты мезозойские наложенные впадины, иногда довольно значительные.

Многие из основных структурных элементов ограничены разломами. Главным образом разломы имеют продольное простирание, но один из крупных разломов — шов Тхань-Хоа (на северо-западе системы) протягивается почти в поперечном направлении. Ранее этот разлом характеризовался как шаррунг; я полагаю, что это большой сдвиг. Об этом шве можно привести следующие данные.

В пределах ДРВ он прослеживается на 120 км, однако истинная длина шва значительно больше. Все линейные тектонические элементы Северо-Вьетнамской складчатой системы утыкаются в этот шов, несколько отгибаясь при этом к северу. Однако синклинорная зона Дьен-Бьен-Фу продолжается за швом, смещаясь при этом в северном направлении по крайней мере на 60 км. Это смещение легче всего объяснить крупным правосторонним сдвигом. Вдоль шва развиты грабены, выполненные красноцветными отложениями юры. Породы в зоне шва очень сильно дислоцированы, раздроблены и ороговикованы.

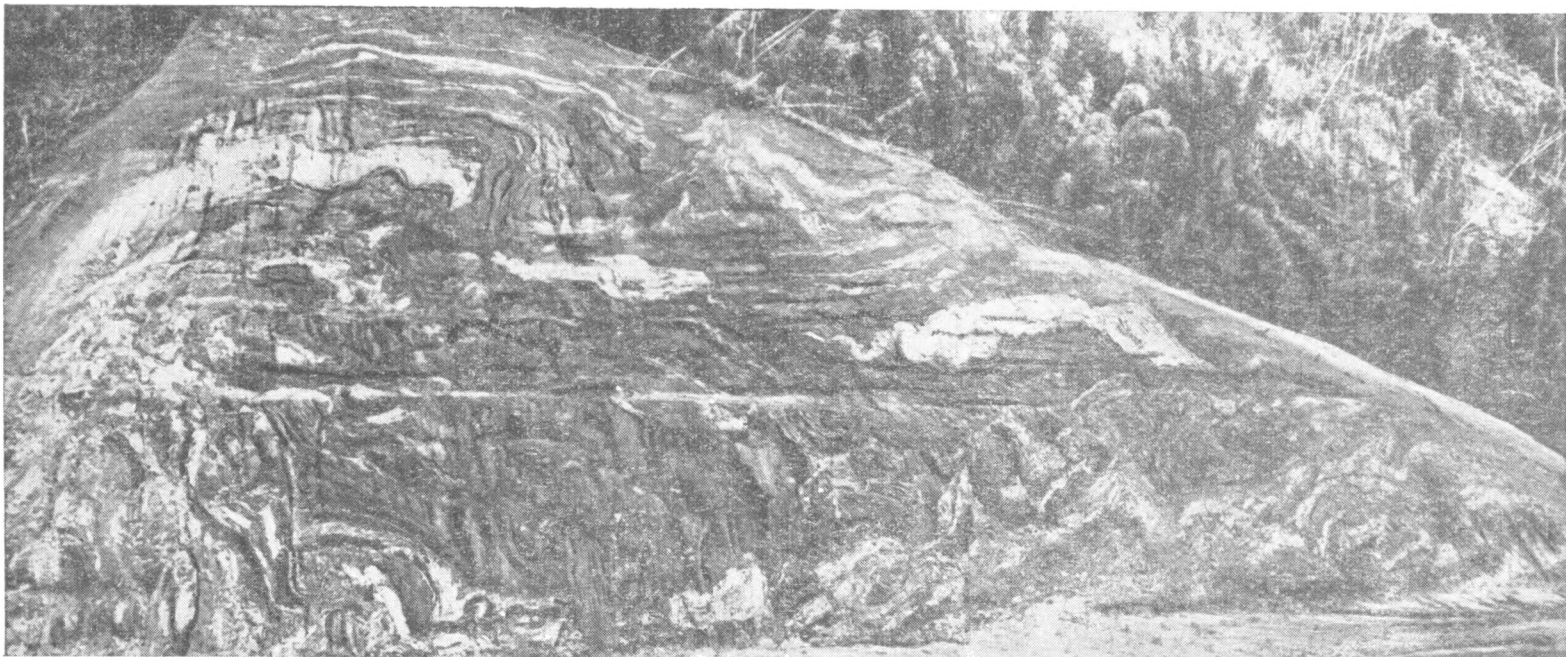


Рис. 2. Дислокации пород метаморфического комплекса в шовной зоне Красной реки

◆

Северо-Вьетнамская складчатая система принадлежит индосинидам или ранним мезозоидам. Геосинклинальное осадконакопление в ней закончилось еще в карнийском веке верхнетриасовой эпохи, а норийский век был уже орогенным этапом ее тектонического развития. Как известно, в более северных районах Азии и в Северной Америке становление мезозойского периода относится к значительно более позднему мезозойскому времени.

Чередованием в структурном плане крупных и прямолинейных антиклинорных и синклинорных форм Северо-Вьетнамская складчатая система похожа на область Сихотэ-Алиня. Антиклинорные структуры здесь лишены формаций, синхронных геосинклинальному комплексу, выполняющему синклинории, либо они развиты на них в редуцированном виде и имеют иной характер. Соответственно можно констатировать, что дифференцированное развитие основных современных антиклинорных и синклинорных структур мезозой Северного Вьетнама происходило на протяжении всего времени формирования геосинклинального комплекса.

Среди геосинклинальных толщ, выполняющих синклинории, можно указать следующие: а) песчано-сланцевые флишевидные; б) сложного состава, в строении которых, помимо терригенных пород, принимают участие кислые туфы, эффузивы (порфириды, риолиты, дациты) и известняки (в том числе кремнистые); в) преимущественно сланцевые с прослойками черных местами кремнистых известняков; г) известняково-сланцевые с эффузивами (порфириды); д) сложные в основном эффузивами (спилиты и др.); и, наконец, е) кремнистые образования. Преимущественным развитием в разрезах каждого из синклинориев пользуются терригенные породы, что сближает данный геосинклинальный комплекс с другими главными геосинклинальными комплексами мезозой Азии. Очень значительны здесь и мощности соответствующих разрезов — порядка нескольких тысяч метров (4—5 тыс. м).

Помимо того, обращает на себя внимание очень незначительное развитие в геосинклинальном комплексе базитовых, и гипербазитовых интрузивов, в чем также проявляется сходство с мезозоидами других зон.

Еще совсем недавно существовало представление об отсутствии в описываемой складчатой системе отложений нижнего и в значительной мере среднего триаса, что создавало совсем иные представления о ее тектоническом развитии. В действительности же геосинклинальный комплекс включает в свой состав все эти образования, а в синклинории Дьен-Бьен-Фу — также и верхнепермские. Что касается последних, то можно думать, что они будут обнаружены и в других синклинориях, тем более что в отдельных районах уже появляются находки верхнепермских фораминифер. Таким образом, геосинклинальный комплекс северо-вьетнамских мезозой формировался в интервале времени верхняя пермь — карнийский ярус. Если области мезозойской складчатости Азии вообще характеризуются сравнительно непродолжительным периодом образования геосинклинального комплекса, то мезозойды Северного Вьетнама отличаются особенной кратковременностью такого периода.

Упомянутый выше набор толщ, принимающих участие в строении геосинклинального комплекса, показывает, что этот комплекс достаточно разнообразен, но в то же время нужно отметить, что его отдельные части в каждом из конкретных синклинориев настолько тесно связаны друг с другом, что не представляется возможным обособить в нем подразделения, отвечающие отдельным структурным ярусам. По существу, геосинклинальный комплекс выражает в тектонической структуре единый ярус, подобно тому, как это имеет место, например, в случае верхоянского комплекса в мезозоидах северо-восточной Азии. По разнообразию же толщ и участию в строении эффузивных и отчасти кремнистых пород он напоминает сихотэ-алиньский геосинклинальный комплекс.

Анализируя распределение различных толщ в структурах, можно тем не менее заметить, что особенное их разнообразие свойственно докар-

нийским образованиям, в то время как эти последние, имея мощность, составляющую около половины суммарной мощности геосинклинального разреза, характеризуются менее пестрым, в основном терригенным составом. Это позволяет подразделить геосинклинальный комплекс на два структурных подъяруса: верхнепермско-среднетриасовый и карнийский.

Все основные тектонические единицы складчатой системы имеют большие размеры, протягиваясь на сотни километров. Внутреннее строение их часто сложное, однако можно сказать, что синклинорий Черной реки в целом имеет асимметричное сечение: наиболее глубокая его часть прижата к антиклинорию Фан-Си-Пан, тогда как юго-западное крыло — широкое и сравнительно пологое. Это крыло далее в юго-западном (поперечном) направлении постепенно переходит в антиклинорное поднятие Шонг-Ма, которое отделено от сопредельных синклинорных структур (с юго-запада) крупным разломом.

Толщи, выполняющие упомянутый выше синклинорий Черной реки, смяты в линейные сжатые складки, осложненные разрывами (иногда надвигами). В антиклинорных зонах структуры, в общем, более простые.

И верхняя, и нижняя границы геосинклинального комплекса устанавливаются вполне определенно по резкой смене геологических формаций и структур.

Выше складчатых образований в мезозоидах Северного Вьетнама во многих районах распространены наложенные, как правило, молассовые (или молассоподобные) угленосные отложения норийского яруса, залегающие в грабенах и грабен-синклиналях. Среди пород этого возраста выделяются прибрежно-морские и континентальные отложения; иногда в разрезе присутствуют вулканогенные образования. Мощность отложений достигает многих сотен метров. Дислокации в таких впадинах гораздо проще, чем в структурах, поверх которых они развиты. Все это — очень ясные признаки тектонических структур позднегеосинклинальной (орогенной, в узком смысле этого слова) стадии развития.

Формированию норийских орогенных структур предшествовало внедрение гранитоидных интрузий, довольно широко распространенных в складчатой системе. Поскольку можно судить, их основная масса связана с зонами поднятий. Возникновение гранитоидных интрузивов — вполне закономерное явление для заключительного этапа развития геосинклинали.

Снизу геосинклинальный комплекс мезозоид подстилается мощной и очень характерной толщей светло-серых известняков, обычно массивного сложения. Возраст толщи определяется от среднего карбона до перми (C_2 — Р). Обращает на себя внимание распространение таких пород во всех основных тектонических зонах складчатой системы и, более того, за ее пределами — в некоторых районах Южно-Китайской платформы и продолжения катазиатских каледонид. При этом градиент изменения мощности этих известняковых толщ очень невелик.

Если сопоставлять данную толщу с геосинклинальными комплексами, лежащими выше и ниже ее, то, конечно, по своему характеру она тяготеет к нижнему из них. Однако столь широкое структурное распространение не позволяет включить ее в этот комплекс. Вернее считать, что эта толща отражает некоторую эпоху тектонического выравнивания, охватившего как геосинклиналь, так и сопредельные с ней платформенные районы. Эпохи тектонического выравнивания в геосинклинали при смене одного тектонического цикла другим известны и в других областях (например, триас и юра Восточных Карпат и др.), а В. Е. Хаин, видимо, для соответствующих структурных образований предложил даже специальный термин «нейтралиды».

Далее попытаемся проследить предысторию Северо-Вьетнамской складчатой системы. В ней достаточно ясно прослеживаются каледонский и герцинский этапы тектонического развития.

В течение каледонского этапа на соответствующей площади существовала геосинклиналь, о чем свидетельствуют состав и особенности строения нижнепалеозойских отложений, развитых в зонах, современных антиклинорных структур (Фан-Си-Пан, Шонг-Ма, Трыонг-Шон). Эта геосинклиналь, как уже упоминалось, соединялась с геосинклиналью Катазии. Сейчас еще недостаточно данных, чтобы наметить частные структурные элементы в этой геосинклинали, но то, что известно об особенностях пород, позволяет предполагать, что контрастного тектонического рельефа здесь не было.

В разрезах более или менее определенно датируются верхнекембрийские, ордовикские и нижнесилурийские образования, т. е. те, которые отвечают второму этапу развития каледонской геосинклинали. Это песчано-сланцевые породы и в меньшей мере, известняки, заключающие кварциты и основные эффузивы или граувакки, или кремнистые сланцы. Породы более метаморфизованы, чем вышележащие комплексы. В пределах антиклинорной зоны Шонг-Ма и в смежных с ней районах находилась центральная часть геосинклинали, что и подтверждается распространением здесь основных эффузивов. Краем геосинклинали на юго-западе был Индосинийский массив, а на северо-востоке — Южно-Китайская платформа.

Метаморфические образования, обнажающиеся в антиклинориях Фан-Си-Пан и Шонг-Ма, а также на массиве Фу-Хоат и подстилающие нижнепалеозойские толщи, по всей вероятности, отвечают рифею, т. е. первоначальному этапу развития каледонской геосинклинали или самостоятельному этапу развития Вьетнамских байкальских структур¹. Такое предположение основывается на общей тенденции структурного развития земной коры в районе северо-вьетнамских мезозоид.

Как между рифейскими и палеозойскими комплексами, так и между нижнепалеозойскими и среднепалеозойскими имел место перерыв в осадконакоплении. В последнем случае этот перерыв разграничивает каледонский этап развития и герцинский. Особенности строения среднепалеозойских разрезов позволяют считать, что в эту эпоху уже обособились некоторые антиклинории и синклинории, характеризующие современный структурный план. Так, в пределах антиклинориев Фан-Си-Пан и Шонг-Ма формировались комплексы, в общем сходные с теми, которые образовывались на прилегающей платформе. Наоборот, на месте синклинориев Шонг-Да и, по-видимому, Сам-Неа в девоне существовали типичные геосинклинальные прогибы с образованием сланцевых, кремнистых и эффузивных (основного состава) пород. Однако район крупного массива Фу-Хоат в среднем палеозое входил еще в геосинклинальную зону, единую с районом синклинория Сам-Неа. Его оформление таким образом относится к верхнепалеозойскому времени. То же можно сказать и о поднятии Трыонг-Шон. Из сказанного вытекает, что целый ряд крупных тектонических зон мезозоид развивался преемственно (унаследованно) от структурного плана среднепалеозойской геосинклинали, в то время как другие структурные элементы оформились в начале последнего геосинклинального цикла.

Ранее считалось, что с эпохой среднего карбона (московский ярус) связано внедрение в складчатую структуру крупных масс гранитов. На этом строился вывод о завершенности герцинского геосинклинального цикла и соответственно — начале нового. Современные данные свидетельствуют, что палеозойских гранитоидов в пределах складчатой системы, видимо, нет и поэтому соответствующие структурные построения не имеют под собой почвы.

¹ Последнее более вероятно, поскольку древние гранитоиды сформировались, видимо, в конце докембрия.

Разрезы геосинклинальных трогов герцинского этапа развития отличаются от более поздних прежде всего значительным развитием карбонатных и кремнистых пород.

Теперь можно отметить, что в истории геосинклинального развития того участка земной коры, где ныне располагается Северо-Вьетнамская складчатая система, выделяется 3 или 4 крупных тектонических этапа: байкальский (?), каледонский, герцинский, и мезозойский. В то же время, только после мезозойского этапа здесь впервые появились структурные формы и отложения, свойственные орогенной (позднегеосинклинальной) стадии развития. Это показывает, что такой стадии не проходили ни герцинские структуры, ни каледонские. Иными словами можно сказать, что соответствующие периоды тектонического развития оказались по-существу незаконченными.

С другой стороны, только что можно было видеть общий поступательный ход структурной эволюции от цикла к циклу с последовательным усложнением тектонического плана, но без его радикальных перестроек.

Обе указанные особенности позволяют заключить, что в общем мы имеем здесь складчатую систему как бы «сквозного» развития (палеозой — мезозой), хотя в то же время разграничение каледонских и герцинских структур, с одной стороны, и герцинских и мезозойских — с другой, несомненно существует.

Подобный характер тектонического развития складчатой системы можно связывать с ее тектоническим положением, а именно с приуроченностью к сравнительно небольшой зоне, разделяющей два жестких платформенных блока — Южно-Китайский и Индосинийский. Можно высказать предположение, что оба этих блока ранее соединялись между собой, что на всем этом пространстве был развит примерно сходный кристаллический цоколь и что, следовательно, геосинклиналь заложилась на коре континентального типа в весьма отдаленную эпоху развития Тихоокеанского сегмента земной коры.

Высказанное предположение позволяет также подойти и к объяснению отсутствия интрузий в разрезе палеозоя: в связи с хорошо развитой континентальной корой проницаемость ее стала возможной только в эпоху проявления чрезвычайно мощных тектонических движений в мезозое, которые, как известно, составляют одну из наиболее ярких черт в развитии Тихоокеанского тектонического пояса.

Из изложенного видно, что история развития в палеозое северо-вьетнамских мезозойдов напоминает до известной степени прогибы подвижной платформы Северо-Востока СССР. Это естественно, потому что в обоих случаях структуры располагаются между сближенными древними платформенными блоками. Однако тождества между ними нет, так как северо-вьетнамские мезозойды находятся рядом с главным стволом Тихоокеанской палеозойской геосинклинали.

Последний вопрос, на котором следует остановиться, это — тектонические движения юрского, мелового, третичного и четвертичного времени.

В целом, Северо-Вьетнамскую складчатую систему можно охарактеризовать как весьма динамичную во все эти периоды развития.

Может быть, с известной долей условности, но ни юрские, ни меловые структуры и формации мы не рассматриваем в качестве орогенных, т. е. свойственных заключительной стадии геосинклинального процесса. Что касается юрских образований (континентальные красноцветные породы), то основываясь на очень широком их распространении как поверх различных зон в складчатой системе, так и в платформенных областях, можно думать, что они отражают первый этап формирования чехла молодой платформы. В плаще этих отложений, ныне существенно размытом, имелись участки (впадины), где накопление осадков было особенно мощным; на других участках оно было меньшим. Однако, вследствие

большой активности тектонических движений в более позднее время, процесс формирования чехла остановился, и в меловом периоде снова стали образовываться локальные грабены с континентальными моласами. Природа этих меловых структур, как нам представляется, такая же, что и более поздних неогеновых и четвертичных грабенов.

С тектонической активизацией начала третичного времени (палеоген) было связано внедрение гранитов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Заканчивая этот краткий очерк, полагаю необходимым отметить следующее.

1. Существующие в литературе представления о тектонике Демократической Республики Вьетнам в настоящее время должны быть значительно изменены и уточнены как в отношении района, расположенного к северо-востоку от шва Красной реки, так и складчатой системы, находящейся к юго-западу от этого шва.

2. Анализ тектонического строения и развития территории ДРВ представляет большой интерес для общих исследований в области типизации тектонических структур, поскольку здесь можно видеть весьма своеобразные структурные формы древней платформы, чехол эпикаледонской платформы, что представляет собой уникальный случай в Евразии, своеобразную геосинклиналь с преемственным развитием от цикла к циклу и т. д. Не меньший интерес представляют и распространенные здесь тектонические швы, по одним из которых развиты мощнейшие зоны метаморфизма, а по другим происходили, вероятно значительные смещения, в том числе горизонтальные.

3. Тектоника Вьетнама дает богатый материал для развития общих представлений об особенностях строения и истории развития мезозойд Тихоокеанского тектонического пояса Азии. Здесь, в частности, совершенно иное, значительно более раннее время становления складчатой мезозойской системы, что существенно для представлений о хронологии тектонических процессов в пределах этого пояса. К тому же период развития последнего геосинклинального комплекса характеризуется здесь особенной кратковременностью.

4. Представляется, что этот участок земной коры интересен и как пример длительно развивавшейся геосинклинали, которая, как можно предполагать, формировалась на древнем метаморфическом фундаменте, сходном с основанием прогибов подвижной платформы. Если это так то в новом аспекте можно рассматривать историю развития обширной области южной и юго-восточной Азии. Во всяком случае, не лишена оснований гипотеза о развитии геосинклинальных зон в указанном регионе на древних структурах с континентальным типом строения земной коры, простиравшихся между высоко консолидированными собственно платформенными блоками на большом пространстве от Индии до Южного Китая.

Литература

- Китовани Ш. К. Перспективы нефтегазоносности Демократической Республики Вьетнам. Тр. ВНИГНИ, вып. 42, 1964.
- Постельников Е. С., Затонский Л. К., Афремова Р. А. Тектоническое развитие и структуры Индокитая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 108, Изд-во «Наука», М., 1964.

**ОБСУЖДЕНИЕ МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ
КАРТЫ ЕВРОПЫ МАСШТАБА 1 : 2 500 000**

УДК 550.8 : 528(4)

А. В. ДОЛИЦКИЙ, С. В. ЧЕРНООК

**ОБЩИЕ ИТОГИ ОБСУЖДЕНИЯ
МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ****ВВЕДЕНИЕ**

Осенью 1964 г. вышла в свет Международная тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000. Ее публикации предшествовала, начиная с 1957 г., длительная работа большого авторского коллектива геологов стран Европы, Северной Африки и Ближнего Востока, насчитывающего более 200 человек. Общее руководство осуществлялось Подкомиссией по международной тектонической карте мира Международного геологического конгресса и редакционным комитетом карты, в который вошли представители геологических служб всех стран, принимавших участие в работе. Активную роль в составлении карты играли советские геологи объединенные в Комиссию по международным тектоническим картам АН СССР. Инициаторами и руководителями всей работы были Н. С. Шатский и А. А. Богданов.

В процессе подготовки и составления карта и ее легенда многократно обсуждались на сессиях Подкомиссии по тектонической карте мира в Париже и Москве¹. Впервые в виде законченного авторского макета карта была продемонстрирована на XXI сессии Международного геологического конгресса в Копенгагене в 1960 г. В последующие годы она экспонировалась на выставках достижений советской науки и культуры в Лондоне, Париже и Генуе, где привлекла к себе большое внимание. Последние исправления в карту были внесены в 1962 г. Таким образом, она отражает состояние наших знаний на этот год, крупными цифрами указанный на ее титульном листе.

Работа Подкомиссии по тектонической карте мира и ее ядра — Комиссии по международным тектоническим картам АН СССР, подготовивших и издавших Международную тектоническую карту Европы, получила признание со стороны широких кругов мировой геологической общности.

На XXII сессии Международного геологического конгресса в Дели в конце 1964 г. было принято решение поручить Подкомиссии по тектонической карте мира приступить к составлению первой Международной тектонической карты мира и начать подготовку 2-го издания, вернее второго варианта, Международной тектонической карты Европы. В связи с этим встала необходимость широкого обсуждения изданной

¹ Богданов А. А. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, 5. Сов. геология, 1961, № 2, 1964, № 1, 9. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы. Отд. геол. т. XXXVIII, № 1, 3, 1963, т. XXXIX, № 3, 1964. Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV (геолог.) 1961, № 5, 1962, № 2.

карты с целью выявления ее недостатков, совершенствования методики составления и постановки наиболее важных проблем тектоники Европы, подлежащих дальнейшему изучению.

Началом проведения такого рода обсуждений можно рассматривать сессии Редакционного комитета Международной тектонической карты Европы в Праге (март 1962) и в Закопане (сентябрь 1963). Тогда же был поставлен вопрос о необходимости составления нового варианта карты и рассматривался представленный А. А. Богдановым проект ее программы и легенды.

Дискуссии по изданной карте были открыты французским геологическим обществом (ноябрь 1964) по докладу проф. Ж. Гогеля¹ и геологическим обществом Дании по докладу д-ра Г. Зоргенфрая (май 1965), а также, насколько нам известно, подготавливаются в геологических службах и обществах Великобритании, ГДР, ФРГ и ряда других стран.

У нас в СССР обсуждению Международной тектонической карты Европы были посвящены: заседание Тектонического комитета в Москве, совместное заседание ученого Совета ВНИГРИ и НТО нефтяников в Ленинграде, а также совещание геологов Госгеолкома УССР, Геофизического института и Института геологических наук АН УССР в Киеве.

Заседание Тектонического комитета было проведено 19 марта с. г. в Москве².

Вскоре после этого, 8 апреля с. г., в Ленинграде состоялось заседание Ученого совета ВНИГРИ и НТО нефтяников под председательством З. А. Мишуниной. Присутствовало на нем более 100 человек. Карту представил собравшимся А. А. Богданов. С рецензией выступил Л. И. Красный³. В дальнейшем обсуждении приняли участие Б. П. Бархатов, Р. С. Деменицкая, В. П. Мирошниченко, З. А. Мишунина, Д. В. Наливкин, В. Д. Наливкин, Л. Н. Розанов, Б. С. Романович, В. Н. Соколов и С. С. Шульц.

В Киеве 11 мая с. г. было проведено совещание геологов Госгеолкома УССР, Геофизического института и Института геологических наук АН УССР под председательством В. С. Попова. Присутствовало на этом совещании около 150 человек. После доклада А. А. Богданова, представившего карту, состоялась дискуссия, в которой приняли участие Ф. И. Жуков, Б. С. Ковалев, В. С. Попов, И. Л. Соколовский, И. И. Чебаненко, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская и А. Л. Эйно́р.

На всех трех заседаниях А. А. Богданов рассказывал об истории создания карты, ее легенде и некоторых проблемах тектоники Европы, которые встали перед авторами карты в процессе ее составления.

Касаясь истории создания карты, А. А. Богданов отмечал трудности, которые пришлось преодолеть при организации работы многонационального авторского коллектива геологов, представлявших различные европейские школы, и при разработке единой согласованной легенды карты.

Работа над картой позволила объединить усилия наиболее известных и авторитетных геологов Европы, Северной Африки и Ближнего востока для решения важнейших проблем строения европейского материка: проблемы границ и фундамента Восточно-Европейской платформы, а также других проблем, возникших большей частью при составлении карты.

Эта коллективная работа привлекла внимание мировой геологической общественности к составлению тектонических карт материков,

¹ Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France, F. 9, 1964.

² Информация о заседании Тектонического комитета помещена в разделе хроники этого номера.

³ Рецензии Е. В. Шанцера и Л. И. Красного публикуются в этом номере.

как определенному пути обобщения данных об их строении и развитии, как средству ориентировки геологических исследований для решения кардинальных проблем тектоники. Так, за последние годы закончено составление тектонических карт Северной Америки и Австралии. Завершается составление тектонической карты Африки. В основу легенд многих из этих карт положены общие принципы, разработанные у нас А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским при составлении первых обзорных тектонических карт территории СССР и получившие в процессе работы над тектонической картой Европы свое дальнейшее развитие.

Все эти работы надо рассматривать как этапы подготовки к составлению тектонической карты мира. Международная тектоническая карта Европы является первой попыткой подобного рода и наиболее полно выражает собой общие принципы, которые, вероятно, должны быть положены в основу дальнейших крупных обобщений.

Далее А. А. Богданов остановился на легенде Международной тектонической карты Европы.

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ

Ведущим признаком, по которому произведено тектоническое районирование континента, является возраст складчатости, определяющийся временем завершения конечных интенсивных деформаций в складчатых областях, т. е. временем превращения складчатых геосинклинальных областей в платформу.

По предложению Н. С. Шатского, впервые на карте была сделана попытка отображения тектонической зональности геосинклинальных складчатых областей путем расчленения их на миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны, на основании краевого или внутреннего положения в пределах геосинклинальной области в целом, различного проявления в них магматической деятельности и особенностей рядов слагающих их ассоциаций осадочных и вулканогенных пород.

Внутренняя структура складчатых областей показана путем выделения в них структурных этажей, отвечающих соответственно начальному и среднему (собственно геосинклинальным этапам) и конечному (орогенному) этапу развития геосинклиналей. Их выделение и изображение позволяет показать не только историко-геологические элементы геосинклинального развития складчатой области, но и ее строение: крупные антиклинории, синклинории и межгорные впадины.

Как особый тип структурных этажей вариоцийских и альпийских складчатых областей, синхронных орогенному этапу, выделены краевые прогибы.

В пределах платформ дано изображение кристаллического складчатого фундамента и осадочного платформенного чехла. Там, где кристаллический фундамент выходит на поверхность, он расчленяется на зоны различных эпох складчатости с выделением в пределах каждой из них структурных этажей. В пределах плит изображается рельеф поверхности фундамента в абсолютных отметках с помощью изогипс и ступенчатой раскраски. Структура платформенного чехла изображена с помощью стратозиогипс, проведенных по кровле или подошве различных опорных горизонтов.

Структурные этажи в пределах складчатых областей и рельеф поверхности фундамента в пределах плит составляют первый, главный план карты и изображаются присвоенными им цветами и оттенками цветов.

В большинстве случаев на карте дано изображение вещественного состава структурных этажей в пределах складчатых областей. Это сделано путем выделения трех основных формаций: спилито-кератофировой, флишевой и молассовой, дающих дополнительные подтверждения для отнесения соответствующих комплексов к нижнему, среднему или верхнему структурному этажу.

На карте показаны гранитоиды, основные, ультраосновные и щелочные интрузии. Гранитоиды цветом подразделяются по возрасту складчатости, с которой они связаны, а рисунком — по их положению в орогеническом цикле (раннеорогенные, позднеорогенные, анорогенные). Ультраосновные и основные, а также щелочные интрузии изображены яркими красками вне зависимости от возраста складчатости, который указывается стратиграфическим индексом. Выделяются на карте также зоны метаморфизма и зоны мигматизации и гранитизации.

Недостаточно разработанным остался вопрос об изображении морфологических и генетических типов складок, лишь в некоторых случаях изображены крупные антиклинали и синклинали.

На карте выделены покровы шарьяжей, но их изображение накладной сеткой, по-видимому, нуждается в улучшении.

Черными линиями различной толщины изображены тектонические швы, региональные флексуры, разломы, сбросы, взбросы, сдвиги, крутые надвиги, пологие надвиги, флексуры. Авторы не представили данных о возрасте и величине перемещений, что первоначально предполагалось показывать. Очевидно, вопрос о разработке классификации разрывных нарушений и их изображении на тектонических картах требует специального рассмотрения.

В числе важных проблем тектоники Европы, вставших перед авторами карты в процессе ее составления, А. А. Богданов отметил проблемы строения, истории развития и границ Восточно-Европейской платформы.

Докембрийские складчатые комплексы, слагающие фундамент платформы, выделены и показаны лишь в пределах щитов. Но в их изображении недостаточно структурности, что связано с неполнотой наших знаний и неразработанностью методов изображения этих глубоко метаморфизованных зон. На карте не показаны простирания докембрийских складчатостей под платформенным чехлом. Эти вопросы еще ждут своего решения.

Современные данные, полученные норвежскими геологами, позволяют уточнить северо-западную границу Восточно-Европейской платформы, отодвинув ее несколько к северу-западу — к границам тектонических окон, в которых обнажаются платформенные нижнепалеозойские образования.

Положение юго-западной границы Восточно-Европейской платформы было предметом длительного обсуждения среди авторов карты¹. Удовлетворительное решение так и не было найдено, поскольку имеющиеся данные не позволяют сделать окончательный вывод о возрасте складчатого фундамента дна Северного моря и прилегающих территорий на площади от линии Торнквиста до юго-восточной Великобритании, где английские геологи обнаружили платформенные нижнепалеозойские образования.

Еще нет достаточной ясности и в положении северо-восточной границы платформы. Неизвестно, является ли Тиманский кряж узкой зоной байкальской складчатости (типа авлакогена) или область байкальской складчатости распространяется далее на северо-восток, охватывая весь северо-восточный угол платформы.

¹ Богданов А. А., Кельбель Г., Зноско Е. и др. Бюлл. Моск. об-ва испытат. природы. Отд. геол., т. XXXIX, 1964.

На карте показан лишь один авлакоген — прогиб Большого Донбасса. Однако современные данные указывают на существование и других авлакогенов в теле Восточно-Европейской платформы: Пачелмского, Московского и др. Они требуют своего изображения как и многие разломы, установленные в последнее время в фундаменте платформы и указывающие на его блоковое строение.

Обогащая рисовку структуры платформы новыми данными, следует, по мнению А. А. Богданова, отдавать решающее преимущество изображению элементов строения фундамента и главной структурной поверхности платформы — поверхности раздела фундамента и чехла, хотя следует в то же время улучшить изображение основных структур платформенного чехла.

ДИСКУССИИ О ПУТЯХ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДИКИ СОСТАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ МАТЕРИКОВ

После докладов А. А. Богданова на заседаниях в Москве, Ленинграде и Киеве были проведены дискуссии, обобщенное содержание которых излагается ниже.

Все выступавшие прежде всего отмечали большую работу, выполненную авторским коллективом карты. Подчеркивалось значение организации международного коллектива при составлении карты, а также важность вскрытых этой работой проблем тектоники Европы. К числу больших достоинств карты выступавшие относили осуществленное впервые разделение складчатых областей на эв- и миогеосинклинальные зоны, выделение в них структурных этажей и древних ядер консолидации, выделение формаций, подразделение гранитоидов по возрасту складчатости, детализация в изображении складчатых структур и разрывов.

Отмечалось также высокое картографическое искусство исполнения карты, удачный подбор цветов и оттенков для изображения разновозрастных областей, которые великолепно читаются на карте и придают ей структурность.

Участники дискуссий подробно останавливались и на недостатках карты, касающихся как общих принципов ее построения, так и частных вопросов применения легенды и трактовки строения отдельных регионов или отдельных структур.

Ниже мы коснемся некоторых вопросов, привлечших наибольшее внимание.

Прежде всего подвергся обсуждению вопрос о возрасте складчатости (Г. Д. Ажгирей, Д. В. Наливкин, Е. В. Шанцер, Н. А. Штрейс и др.). Было отмечено, что на карте не везде строго выдерживается принцип возраста завершенной складчатости. Е. В. Шанцер и Н. А. Штрейс связывают это с неразработанностью вопроса о возрасте отдельного складчатого сооружения и складчатой зоны в целом. Д. В. Наливкин предлагает попытаться обосновывать цифрами абсолютного возраста выделение не только докембрийских, но и более молодых складчатых областей.

Предметом наиболее широкого обсуждения оказался вопрос о принципах выделения структурных этажей в пределах складчатых областей, представляющий сложную задачу, при решении которой неизбежна наибольшая субъективность в оценке геологических явлений.

Выделение трех структурных этажей, отвечающих соответственно начальному, среднему и конечному, орогенному, этапам геосинклинального развития, как отметил Е. В. Шанцер, приводит к слишком большой схематизации, чрезмерно нивелируя все индивидуальные различия, неоправданно упрощая и даже искажая действительные соотношения. Стратиграфический объем и формационный состав толщ, включенных

в один структурный этаж, в разных частях единой складчатой области часто различен, в силу того, что нет полной синхронности в развитии отдельных ее частей. Как заметил С. С. Шульц, один и тот же заключительный этап варисцийского геосинклинального развития в Европе падает на средний карбон, а на Урале — на триас. Если различие обычно и не столь значительно, то оно всегда существует. В изображении на карте подобные различия пропадают и могут быть обнаружены лишь при внимательном рассмотрении легенд отдельных листов карты, где имеются соответствующие замечания о стратиграфическом объеме структурных этажей отдельных зон. Заслуживает внимания предложение Е. В. Шанцера о замене трехчленной системы этажей на свободную, выделяя в зависимости от особенностей развития отдельных частей складчатой области два, три или четыре этажа. Этим способом можно было бы, в частности, выделить зоны, испытавшие сквозное геосинклинальное развитие на протяжении двух последовательных тектонических этапов, как, например, каледонского и варисцийского.

Подобное же предложение ранее, в процессе работы над картой, вносилось Ф. У. Даннингом (Великобритания). Одновременно этот геолог указывал на абстрактность таких понятий, как, «нижний», «средний» и «верхний» структурные этажи, предлагая заменить их стратиграфическими индексами, которые на карте следует добавить к индексам тектоническим.

Л. И. Красный отметил формальный характер изображения структурных этажей. Он предложил в основу их выделения положить структурно-формационные признаки, раскрывающие индивидуальные особенности и характеризующие стадийность развития складчатых областей.

Е. В. Шанцер и Л. И. Красный отметили также недостаточную работанность вопроса классификации краевых прогибов и внутренних впадин и, в связи с этим, недостаточно последовательное выделение их на карте. Л. И. Красный выразил несогласие с трактовкой краевых прогибов в легенде, где они попали в рубрику складчатых областей, в то время как они, по его мнению, являются самостоятельными пограничными структурами.

По мнению Н. А. Штрейса, характеристика складчатых областей и их развития путем выделения структурных этажей является несовершенной. Дальнейшее совершенствование методики он видит в выделении и изображении генетических типов структур.

Тесно связан с этим вопрос об изображении этапов поднятия и складчатости, не оказавшейся для данной области завершенной, значение которой разными исследователями трактуется различно. На это обратили внимание Г. Д. Ажгирей, Е. В. Шанцер и Н. А. Штрейс, отметившие отсутствие на карте изображения каледонской складчатости на Урале. В противоположность этому отдельные узкие зоны Армориканского массива изображены как области складчатостей различного возраста: байкальской, каледонской и варисцийской.

На Урале и на Армориканском массиве имеет место незавершенная каледонская складчатость, но авторы уральской части карты соответствующие формации включили в состав нижнего структурного этажа варисцид, а авторы армориканской части сочли их отвечающими каледонской складчатости, хотя и охватившей узкую полосу. Эти примеры можно расширить. Аналогичный вопрос встал при изображении альпийской складчатой области. Как известно, киммерийская складчатость, имевшая место в конце юры, хотя и не завершила собой альпийский этап геосинклинального развития всей области, в некоторых ее частях (в Румынии) была весьма интенсивной и рядом исследователей рассматривается для них как завершающая. Тем не менее она не

шла своего отражения. Не изображены и зоны, испытывавшие те или иные фазы складчатости.

Вместе с тем изображение отдельных частей складчатых областей, где проявились разной интенсивности фазы складчатости, было бы весьма желательным, хотя бы потому, что это обогатило бы содержимое карты. На это еще в 1959 г. на сессии Подкомиссии по тектонической карте мира в Москве обратил внимание Ж. Гогель (Франция). Картографические возможности подсказывают такое решение этого вопроса. Вдоль границ структурных этажей, разделенных по времени периодом поднятия и складчатости (фазой складчатости), можно проводить достаточно яркую линию с индексом фазы, толщина которой могла бы условно отвечать интенсивности проявления складчатости.

Детальному рассмотрению был подвергнут вопрос о целесообразности и методах выделения и изображения эв- и миогеосинклинальных зон складчатых областей. Лишь один из выступавших (Л. И. Красный) подверг сомнению объективность и пользу подобного их деления, предлагая общую (приближенную) зональность (по магматизму) показывать на специальной врезке мелкого масштаба (1 : 15 000 000), тогда как на карте, по его мнению, необходим и достаточен показ главных формаций.

Большинство участников дискуссий выступили в защиту выделения эв- и миогеосинклинальных зон, предлагая различные пути его усовершенствования. Основываясь на ряде примеров, Е. В. Шанцер показал, что принципы, положенные в основу выделения зон (интенсивность магматизма и краевое или внутреннее положение в пределах складчатой области), не всегда могут быть выдержаны. Так, Крым и южный склон Большого Кавказа, занимающие периферическое положение в альпийской складчатой области, в средней юре обнаруживают интенсивный вулканизм, затухающий в верхней юре и мелу. Основываясь на этом и других примерах, Е. В. Шанцер приходит к выводу о том, что положение эв- и миогеосинклинальных зон внутри складчатой области не остается постоянным на протяжении всего цикла геосинклинального развития. Он выдвигает задачу показа перестройки плана этих зон, предлагая изображать структурные этажи в пределах крупных зон эв- или миогеосинклинальными в зависимости, в первую очередь, от их формационного состава, а также от изменения всего структурного плана и морфологии складчатых структур.

Е. В. Шанцер и Н. А. Штрейс отмечали различный подход к изображению фрагментов древних складчатых областей, оказавшихся внутри более молодой складчатой области и подвергшихся тектоническому воздействию с ее стороны. При изображении подобных фрагментов разные авторы пользовались разными критериями: возраст слагающих толщ (Армориканский массив), возраст древней складчатости (Чешский массив), степень тектонического воздействия (Урал). По-видимому, предлагает Е. В. Шанцер, предпочтение надо отдать принципу показа этажей древней складчатости с целью максимального раскрытия деталей тектонической истории. Лишь в том случае, когда этот принцип по тем или иным причинам выдержать не удастся, можно показать данный фрагмент как древнее ядро внутри области более молодой складчатости.

На принципы изображения структур орогенного этапа обратили внимание Е. В. Шанцер, и С. С. Шульц. Е. В. Шанцер выдвинул предложение о разработке представлений о синорогенных и посторогенных впадинах. Он справедливо отметил неодинаковый характер изображения впадин, развившихся на платформах и синхронных альпийскому этапу на территории Европы и Африки. Предложение о показе орогенных областей, развившихся на платформах (типа Тянь-Шань), выдви-

нул С. С. Шульц. По-видимому, к их числу можно отнести горные области Восточного Средиземноморья (докембрийская платформа), Анти-Атлас (эпигерцинская платформа). Если современный орогенный характер Восточного Средиземноморья не нашел отображения на карте, то горный складчатый облик Анти-Атласа может быть усмотрен в изображении смятого в складки чехла эпигерцинской платформы и молодых альпийских впадин, заполненных молассаами. Последовательно проводя принципы изображения областей современного орогенического поднятия с помощью выделения смежных и генетически связанных с ними молодых впадин, следовало бы, вероятно, искать и изображать такие впадины по периферии Урала, Центрального и Чешского массивов и в других районах.

Расширить число выделяемых в складчатых областях формаций предложил Е. В. Шанцер. По его мнению, в их число, помимо спилито-кератофировой, флишевой и молассовой, следует включить кремнисто-сланцевую, граувакковую, красноцветную и соленосную формации. Кроме того, он отмечает необходимость более строгого подхода к их выделению и изображению на карте. На целесообразность разработки и показа генетических типов складок обратили внимание Б. П. Бархатов и Е. В. Шанцер.

Вопросу методики изображения интрузивных тел уделили внимание многие выступавшие. Л. И. Красный предложил делить и изображать их как геосинклинальные, инверсионные, орогенные и интрузии активизированных зон. По-видимому, этот вопрос еще требует обсуждения и можно было бы попытаться уязвать интрузии, особенно гранитные, с фазами складчатости и поднятия, а также завершающим орогенным этапом. Во всяком случае при изображении тем или иным путем зон распространения фаз складчатости увязка с ними интрузивных проявлений была бы целесообразной. Несколько выделяются по способу своего изображения основные, ультраосновные, а также щелочные интрузии. Они показаны яркими красками вне зависимости от возраста складчатости. Е. В. Шанцер заметил, что если для щелочных интрузий, развитых обычно на платформе, такой подход правомерен, то для основных и ультраосновных, связанных с геосинклинальным развитием, подобное изображение вызывает возражение. В. Д. Наливкин высказал мысль, что современные данные позволяют показывать интрузивные тела не в эрозионном срезе, как это сделано на карте, а в их тектонических границах.

Широкая дискуссия развернулась по вопросу изображения на карте платформенных областей. Большинство выступавших отмечали целесообразность сохранения общих принципов легенды, вместе с тем указывая на недостаточную разработанность этого вопроса как в изображении складчатого фундамента, так и в изображении платформенного чехла. Отмечалось некоторое несоответствие в изображении складчатых и платформенных областей. Если в первом случае карта в основном приобрела историко-тектоническое содержание, то для платформ, по мнению Л. Н. Розанова, М. М. Толстихиной, Е. В. Шанцера и др., она сохранила, по существу, старое структурно-морфологическое содержание, приближаясь к обычным структурным картам в изогипсах поверхности фундамента.

А. А. Борисов, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, Д. С. Соколов, И. Л. Соколовский, А. В. Чекунов, М. В. Чирвинская, И. И. Чебаненко, А. Л. Эйно и другие выступавшие отмечали необходимость дальнейшего уточнения и детализации изображения структуры кристаллического фундамента, учитывая его гетерогенность и блоковый характер строения.

В настоящее время имеющиеся данные позволяют изобразить в ряде случаев контуры погребенных складчатых структур фундамента.

Это касается как докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, так и палеозойского фундамента варисцид Западной Европы, перекрытых мезозойским чехлом. Показать пунктиром простирающие докембрийских складчатостей в основании Восточно-Европейской платформы, связать единым пунктирным контуром разрозненные выходы западноевропейских варисцид, а возможно и каледонид, безусловно, интересно. Столь же важная задача — изобразить блоковый характер строения фундамента. Их решение означало бы изображение всей мозаики складчатых и блоковых структур, что не может быть дано на геологической карте. Показать их можно лишь на тектонической карте, и это было бы ее большим достоинством. Особенности строения областей докембрийских складчатостей, обнажающихся в пределах Балтийского и Украинского щитов, создают специфические трудности в их изображении. Эти трудности не были полностью преодолены; как отметили А. А. Богданов и М. В. Муратов, тектоническая карта для этих областей обладает недостаточной структурностью и, по существу, сближается с геологической.

Многие выступавшие говорили о недостаточном освещении структуры платформенного чехла путем выборочного проведения стратонизогипс по отдельным опорным горизонтам и недостаточно продуманном и часто случайном их выборе. Отмечалось полное отсутствие изображения на платформе наложенных молодых структур.

Е. В. Шанцер предлагает, как один из возможных вариантов изображения структурных этажей осадочного чехла, проведение на карте жирными цветными линиями стратонизогипс по подошве структурных этажей, которые следует строить по поверхностям важнейших региональных перерывов, соответствующих основным этапам перестройки структурного плана платформ.

Д. С. Соколов считает, что этапы развития платформенных структур можно попытаться отразить также путем изображения возраста формирования (заложения) синеклиз.

При выделении структурных этажей платформенного чехла предлагалось показывать их формационный состав (Е. В. Шанцер), их мощность (И. П. Атласов, М. М. Толстихина).

Б. С. Ковалев и В. С. Понов предложили рассмотреть вопрос о создании атласа карт (минимум трех), изображающих самостоятельно структуру платформенного чехла и фундамента.

В связи с задачей совершенствования изображения платформ отмечалась необходимость дальнейшей разработки классификации структур и унификации их терминологии.

Много внимания в выступлениях Г. Д. Ажгирея, И. П. Атласова, Б. П. Бархатова, А. А. Борисова, Д. В. Наливкина, Л. Н. Розанова, И. И. Чебаненко, А. В. Чекунова, М. В. Чирвинской, А. Л. Эйнора было уделено обсуждению вопроса о разломах, принципах их выделения, классификации и изображения. Многие предложения касались необходимости показа величины перемещений по разломам и их возраста. Как заметил А. А. Богданов, попытки такого рода уже предпринимались при работе над картой, но оказались безуспешными из-за отсутствия точных данных о разломах, которые можно было бы достаточно уверенно зафиксировать. Необходимость специального выделения и классификации глубинных разломов отметили в своих выступлениях Г. Д. Ажгирей, А. А. Борисов и М. В. Чирвинская, причем А. А. Борисов и М. В. Чирвинская предложили подразделять их по масштабу на три категории. И. И. Чебаненко и А. В. Чекунов говорили о том, что уже нанесенные на карту разломы в совокупности с теми, которые можно показать по геофизическим данным, позволяют при генерализации построить общую сеть, рисунок которой отразил бы характер неоднородности строения коры в Европе.

Многие участники дискуссии в своих выступлениях отмечали необходимость изображения на новой карте структуры морского дна. Е. В. Шанцер предлагал найти методы, которые бы резко отличались от применяемых для изображения тектоники суши, подчеркивали меньшую достоверность данных и не вуалировали бы контуры морских бассейнов; при этом он выступил за сохранение батиметрии, как наиболее объективного фактического материала.

На желательность изображения на специальной врезке мощности земной коры (например, изолиниями границ Мохоровичича и Конрада) обратили внимание А. А. Борисов, Р. С. Деменицкая и М. В. Чирвинская.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные дискуссии показали, что выход в свет Международной тектонической карты Европы рассматривается геологической общественностью как крупное научное событие, имеющее значение не только для европейских геологов, но и для мировой науки в целом. Это — первый опыт осуществления большой программы проведения международных исследований строения Земли. Работа над картой позволила вскрыть ряд важнейших проблем тектоники европейского материка, требующих дальнейшего изучения, и привлекла внимание широких кругов мировой геологической общественности к составлению обзорных тектонических карт материков, к обсуждению и разработке, в связи с этим, многих важных проблем и теоретических вопросов.

Изданная карта показала правильность общих принципов построения легенды, которые, очевидно, должны быть положены в основу дальнейших крупных обобщений. Методика, разработанная при составлении карты, получила всеобщее признание, что является несомненным успехом советской тектонической школы.

Подводя некоторые итоги, можно отметить те основные направления, по которым, согласно мнению выступавших, следует развивать методы составления общих тектонических карт материков.

1. Представляется целесообразным сохранить в дальнейшем способ выделения складчатых поясов по возрасту завершающей складчатости и платформ по времени их возникновения, как наиболее объективный и теоретически обоснованный метод геотектонического районирования. При этом, очевидно, следует более широко использовать цифры абсолютного возраста при выделении не только древних, но и более молодых складчатых областей, а также изучить вопрос о целесообразности и необходимости разделения эпох складчатости на крупные циклы 2-го порядка.

2. В целом несомненным достижением карты следует считать зональное расчленение складчатых поясов путем выделения структурных этажей и типов геосинклиналей. Однако выделение структурных этажей следует подчинять принципам более объективного отображения индивидуальных особенностей развития отдельных зон складчатых областей. Очевидно, заслуживает внимания и требует дальнейшей разработки вопрос о возможности выделения различного количества структурных этажей в разных частях геосинклинали с различным стратиграфическим объемом каждого из них. В дальнейшем следует рассмотреть целесообразность введения непосредственно в тектонический индекс буквенных обозначений, которые показывали бы стратиграфический объем каждого структурного этажа. Желательно проверить также возможность выделения фаз складчатости по границам структурных этажей.

3. Сохраняя в дальнейшем общие принципы, положенные в основу разделения складчатых геосинклинальных областей на эв- и миоэв-

клинальные зоны, следует, очевидно, расширить и более четко установить используемые при этом критерии, включая морфологию складчатости. Дальнейшего тщательного изучения также требует вопрос о возможности выделения эв- и миогеосинклинальных этапов развития (этажей) складчатых областей.

4. Для анализа строения и развития складчатых областей большое значение имеет отображение областей ранней консолидации (древних ядер или массивов) среди более молодых складчатых сооружений. Являясь одним из наиболее сложных и слабо разработанных вопросов легенды, он требует дальнейшего изучения, направленного на более глубокое раскрытие взаимоотношений молодых и древних структур с максимальным раскрытием истории развития последних.

5. Очевидно, в дальнейшем следует рассмотреть вопрос о необходимости выделения и изображения на тектонических картах орогенического этапа (орогена), считая его особым типом тектонического развития и формирования современных горных сооружений, захватывающих платформы.

6. Оценивая положительно введение формационной характеристики складчатых областей, следует рассмотреть возможность увеличения числа выделяемых формаций, характеризующих историко-тектоническую обстановку, а также попытаться внести элементы формационного анализа в изображение осадочного чехла платформ.

7. Представляется целесообразным сохранить общие принципы, положенные в основу изображения платформенных областей, отдавая при этом решающее преимущество изображению элементов строения фундамента и главной структурной поверхности платформ — поверхности раздела фундамента и чехла.

Накопившийся за последние годы огромный материал позволяет провести дальнейшую детализацию изображения структуры кристаллического фундамента, подчеркнув его гетерогенность и блоковый характер строения, а также раскрыть, по возможности, возраст и простиранья погребенных складчатых структур.

Дальнейшие исследования должны быть также направлены на расшифровку строения осадочного чехла, отражающего историю развития платформ. В первую очередь следует обратить внимание на совершенствование методики выделения и изображения структурных этажей осадочного чехла, соответствующих основным этапам перестройки структурного плана платформ, используя новые данные о крупных платформенных структурах (синеклизах и антеклизах) — их форме, этапах развития и смещении во времени. Дальнейшего развития требует также методика изображения локальных структур, с которыми связано образование месторождений полезных ископаемых.

8. Требуется улучшения методика выделения и изображения интрузивных тел. Необходимость более полного раскрытия индивидуальных особенностей строения и развития складчатых и платформенных областей требует более широкого освещения их структурных и историко-геологических связей, а также попытки изображения их морфологических типов.

9. Все большее внимание привлекают к себе разломы, как зоны интенсивных деформаций и частого проявления магматизма. Раскрытие структурных и историко-геологических связей разломов требует их внимательного изучения, классификации и поисков закономерностей пространственного расположения. В большой мере этому может способствовать изображение разломов на общих тектонических картах материков. Крайне желательным представляется введение количественных характеристик с указанием основных этапов движений по разломам и амплитуды смещений.

10. Раскрытие особенностей деформации толщ вызывает необходимость дальнейшего развития методов изображения морфологии складчатых структур.

11. Состояние знаний о строении дна некоторых морских бассейнов, особенно примыкающих к европейскому материку, позволяет приступить к составлению их тектонических карт. Специфика этих знаний, значительное место в которых отводится геофизическим данным, вынуждает разработать методику изображения, предусматривающую различную степень достоверности и обобщения имеющихся сведений на различных участках морского дна от материка до шельфа и глубоководных впадин.

Комиссия
по Международным тектоническим картам
АН СССР

Статья поступила
27 мая 1965 г.

УДК 550.8 : 528(4)

Е. В. ШАНЦЕР

О МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЕВРОПЫ

Выход в свет международной тектонической карты Европы, составление которой было завершено еще в 1962 г., — значительное научное событие. Вряд ли можно переоценить значение этого опыта коллективного синтеза тектонической структуры европейского континента на современном уровне геологических знаний.

Европа является колыбелью большинства фундаментальных представлений геотектоники, таких, как теория геосинклиналей, концепция основных эпох тектогенеза, современных представлений о платформах и др. Поэтому создание карты, на которой под углом зрения единой методики сделана попытка изображения основных черт тектоники этой части света, имеет первостепенное значение не только для европейских геологов, но и для мировой геологической науки в целом.

Перед составителями карты стояли очень большие трудности, обусловленные не только различиями точек зрения по частным вопросам, но и принципиально различным подходом к теоретическому истолкованию геологических фактов и методике структурно- и историко-тектонического анализа, который отличает разные европейские геологические школы. Поскольку в работе над составлением карты участвовал очень большой коллектив геологов, практически всех стран Европы, то эти расхождения неизбежно сильно осложняли выполнение задачи. Большой заслугой редакционной коллегии карты и, прежде всего, ее руководящего ядра во главе с акад. Н. С. Шатским и исполнявшим ведущую роль после его смерти проф. А. А. Богдановым, было то, что удалось, если не изжить все принципиальные разногласия, то, во всяком случае, значительно сблизить позиции участников большой коллективной работы и добиться их взаимопонимания.

Основой идейного сближения авторского коллектива явился принятый им общий принцип тектонического районирования континента по времени завершения геосинклинального этапа развития разных его регионов и соответственно по возрасту их складчатого основания и перекрывающего осадочного платформенного чехла. Этот принцип, разработанный в СССР А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, приобрел теперь, таким образом, международное признание, что является несомненным успехом советской тектонической школы. Последовательное проведение его в жизнь и послужило причиной того, что карта в целом достаточно четко и единообразно отражает общую картину тектоники Европы.

Конечно, это не означает, что расхождения в среде авторского коллектива могли быть полностью преодолены. Наоборот, многие вопросы не смогли получить вполне однозначного решения. Это ясно видно уже из неодинаковой трактовки тектонической структуры иногда даже сопредельных и сходных по тектоническому плану территорий, которая сохранилась на карте. Графически подобные разногласия выражаются, однако, по преимуществу в отдельных деталях. Гораздо более существенно сказались они на тексте объяснительной записки, которая весьма неоднородна в отдельных своих частях. По сути дела, редакционной колле-

гии не удалось создать цельной объяснительной записки в собственном смысле слова. Если исключить вводную статью, то в остальном она носит скорее характер сборника весьма разнородных по плану изложения и часто довольно слабо связанных друг с другом статей. Часть из них содержит лишь самую общую краткую структурную характеристику отдельных регионов, в других основное внимание обращено на анализ стратиграфического разреза и этапов тектонического развития. Часть статей совершенно не содержит пояснения карты, в других, наоборот, такие пояснения специально выделены или даже составляют основу изложения. В ряде статей текст настолько слабо связан с картой, что показанные на ней структуры остаются неупомянутыми, а приводятся названия как раз тех, которые на карте отсутствуют. Редколлегия попыталась, правда, сгладить эту неоднородность текста путем включения вводных обобщающих разделов по крупным структурно-тектоническим регионам. Но это лишь частично восполнило неоднородность записки и вовсе не сгладило принципиальных разногласий между точками зрения и терминологией авторов.

Указанная неоднородность карты и, особенно, объяснительной записки, естественно, является их отрицательной стороной. Однако они совершенно неизбежны, поскольку речь идет о первом опыте большой и сложной международной коллективной работы, участники которой представляют существенно различные научные школы. Мало того, для первого издания подобной карты это обстоятельство имеет даже свою положительную сторону, ибо приковывает внимание к наиболее неясным и сложным проблемам и дает возможность критически подойти к сравнительной оценке достоинств и недостатков позиций разных соавторов.

В настоящее время Международным геологическим конгрессом и его Комиссией по геологической карте мира в порядок дня поставлена задача создания нового улучшенного и исправленного варианта международной тектонической карты Европы. Очевидно, этот новый вариант должен быть, по возможности, лишен недостатков первого издания. Для этого необходимо прежде всего учесть и проанализировать наиболее существенные недостатки, касающиеся общих принципов построения карты и требующие для своего устранения всестороннего обсуждения и разработки ряда теоретических вопросов. Именно на них мы и сосредоточим свое внимание, оставив в стороне частные случаи сомнительного или спорного толкования деталей тектоники отдельных регионов. Подобного рода частных замечаний можно, конечно, сделать довольно много, но они не имеют принципиального значения.

Составители карты не ограничились простым приложением к территории европейского континента той легенды, которая до этого применялась для обзорных тектонических карт территории СССР. Они попытались пойти дальше по пути совершенствования содержания карты. Наиболее важными нововведениями явились выделение структурных этажей и мио- и эвгеосинклинальных зон в складчатых областях, показ основных типов геосинклинальных осадочных и вулканогенных формаций и подразделение гранитоидных интрузий на ранне-, позднеорогенные и анорогенные. В целом такой опыт следует оценить положительно и отнести к числу бесспорных достижений авторского коллектива, так как изображение структуры складчатых областей приобрело большую выразительность, и карта оказалась более насыщенной историко-тектоническим содержанием. Дальнейшее развитие методики построения обзорных тектонических карт в этом направлении следует всячески приветствовать. Однако теоретическая формулировка и практическое осуществление новых задач, вставших в связи с этим перед авторами, оказались недостаточно глубоко продуманными, и как раз в этом отношении рассматриваемое первое издание карты вызывает наиболее серьезные критические замечания.

Как правильно подчеркнули Н. С. Шатский и А. А. Богданов во вводной статье объяснительной записки, выделение структурных этажей в геосинклинальных складчатых областях — одна из наиболее сложных задач, при решении которой возможна значительная субъективность в оценке геологических явлений. В связи с этим, очевидно, необходимо предельно четкое раскрытие самого содержания, вкладываемого в понятие структурного этажа, и полная договоренность об основных критериях выделения этих этажей. Само собою разумеется, что при составлении обзорной тектонической карты разграничение структурных этажей по узко региональным, а тем более чисто местным структурным взаимоотношениям разновозрастных толщ, как это делается обычно при геологической съемке, не может быть пригодным. В этом случае на первый план выступают частные особенности истории развития отдельных крупных тектонических структур, нередко значительно изменяющиеся от места к месту. В основу, несомненно, должны быть положены достаточно широкие историко-тектонические обобщения, которые позволили бы выделить этажи, соответствующие крупным этапам развития геосинклинальных систем или обширных геосинклинальных областей, взятых в целом. В принципе именно так и подошли к решению этого вопроса авторы карты. Во вводной статье к объяснительной записке прямо указывается, что каждый структурный этаж, «отвечая определенной стадии развития складчатой области, слагается ассоциациями пород, обычно отделяющимися от выше- и нижележащих ассоциаций несогласиями» (стр. 12).

Таким образом, на первый план выдвигаются принципиальные различия в составе ассоциаций горных пород или, иначе говоря, формаций, которые, несомненно, выражают наиболее ярко и объективно общие историко-геологические изменения тектонического режима всей геосинклинальной области или значительной ее части. Угловые несогласия и перерывы, связанные обычно с индивидуальными чертами эволюции частных тектонических структур, ставятся на второй план в качестве дополнительного факультативного критерия. С этой принципиальной установкой можно полностью согласиться. Но необходимо учесть, что последовательное проведение ее в жизнь требует весьма углубленного и тщательно методически продуманного сравнительного анализа громадного фактического материала. Нельзя забывать, что историко-тектоническое единство геосинклинальных систем и областей отнюдь не исключает существенных качественных различий в ходе тектонического развития их отдельных геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Поэтому не только число, стратиграфическая позиция и степень резкости угловых несогласий и перерывов, но также и типы и закономерности хронологической смены формаций весьма часто подвержены большим изменениям даже в пределах одной и той же складчатой области. Эта неравномерность тектонической эволюции земной коры превращает задачу выделения единых для всей складчатой области структурных этажей в весьма сложную проблему. Вероятно, на данном этапе работы как ее руководители, так в еще большей степени большинство соавторов недостаточно учли это обстоятельство и во многих случаях допустили слишком большую схематизацию, чрезмерно нивелирующую все индивидуальные различия, неоправданно упрощая и даже искажая действительные соотношения. Это можно еще в какой-то мере оправдать для первого издания карты, учитывая большие трудности ее составления, но тем важнее обратить внимание на эту сторону вопроса в связи с предстоящей подготовкой нового варианта карты.

При построении легенды карты фактически принята единая унифицированная схема выделения во всех складчатых областях трех структурных этажей, отвечающих ранним, средним и поздним стадиям развития геосинклиналей. Из них нижний и средний структурные этажи отражают собственно геосинклинальный этап эволюции, а верхний — завершаю-

щий орогенный этап, с которым связано накопление молассовых формаций краевых прогибов и внутренних впадин. Насколько подобная трехчленная схема упрощенно рисует фактическую историю развития геосинклинальных областей, лучше всего показать на конкретных примерах.

В качестве первого из них рассмотрим каледонскую складчатую область Европы. Все, что нам известно о геологической истории метаморфической зоны каледонид Шотландии, показывает, что геосинклинальные прогибы заложились здесь уже в докембрии и развивались непрерывно в течение всего времени накопления серии Мойн и кембрийского периода. При этом в них шло накопление практически чисто терригенных формаций при отсутствии существенных проявлений вулканизма. Такой же характер носило кембрийское осадконакопление и в залежившейся позже геосинклинали Уэльса. Этот этап развития, который справедливо может быть назван начальным, выделяется достаточно отчетливо и поэтому можно вполне согласиться с отнесением доордовикских толщ во всей этой области к нижнему структурному этажу, как это и сделано на карте и в пояснительном тексте Ф. У. Даннинга. Резко противостоит ему ордовикский этап широкого развития основного вулканизма на всей площади геосинклинальной области. Поэтому вполне обосновано отнесение ордовика уже к следующему, второму структурному этажу¹. Однако на карте к тому же второму структурному этажу причислены и силурийские отложения. Между тем, если не считать локального проявления вулканизма в ландовери, то силур характеризуется вновь почти безраздельным господством чисто осадочных формаций. Иными словами, с формационной точки зрения он не менее четко противостоит ордовика, чем предшествующая кембрийско-мойнская часть разреза. Возникает естественный вопрос, — не следует ли силур британских каледонид (местами, быть может, вместе с верхами ордовика) выделить в еще один самостоятельный структурный этаж, особенно учитывая предшествующую ему существенную структурную перестройку некоторых участков геосинклинальной области, например Уэльса, где весьма отчетливо выражены «таконские» несогласия и перерывы. Тогда, включая молассовые толщи древнего красного песчаника, в пределах каледонид выделится четыре структурных этажа, а не три, как это принято на карте. По нашему мнению, это значительно правильнее выразило бы основные особенности историко-тектонической эволюции этой складчатой области.

В связи со сказанным следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Принятая авторами карты трехчленная схема выделения структурных этажей предполагает, что вулканизм характерен для ранних стадий развития геосинклиналей, в связи с чем в большинстве статей объяснительной записки он прямо и называется «начальным» или «инициальным». Для этой ранней стадии, выраженной нижним структурным этажом, считаются характерными и формации, свидетельствующие о наиболее интенсивном прогибании геосинклинальных трогов (спилит-кратофировая, яшмовая, кремнисто-сланцевая). Эти представления, несомненно, соответствуют конкретным особенностям развития некоторых типов геосинклиналей, например герцинских зеленокаменных геосинклиналей восточного склона Урала. Однако было бы ошибочным рассматривать их как выражение всеобщей объективной закономерности. На примере британских каледонид мы уже показали, что вулканизм может быть связанным отнюдь не с начальными этапами эволюции геосинклиналей. Как раз наоборот, громадный по длительности отрезок времени, охватывающий значительную часть верхнего докембрия и кембрий, отличался в

¹ Представляется совершенно непоследовательным отнесение ордовика Озерной области Англии к нижнему структурному этажу, хотя он ничем принципиально не отличается от синхронных образований соседних районов Великобритании и структурно занимает то же положение в разрезе геосинклинальных серий.

каледонской геосинклинальной области почти полным отсутствием проявления вулканической деятельности. Последняя достигла большой активности лишь на следующем ордовикском этапе, хронологически соответствующем середине каледонского геосинклинального цикла в этой части Европы. Здесь поэтому нет, очевидно, никаких оснований называть ордовикский вулканизм «начальным». Скорее время его проявления соответствует уже не периоду «юности», а полной «зрелости» геосинклинальной области. На карте это и нашло свое выражение, поскольку ордовикские вулканогенно-осадочные толщи отнесены к среднему структурному этажу, а отнюдь не к нижнему, как этого требует установка, принятая во вводной статье объяснительной записки.

Сказанное в неменьшей степени касается варисцидской реногерцинской зоны. Начало варисцидского геосинклинального цикла развития соответствует здесь времени накопления преимущественно кластических толщ жедина и нижнего девона. Вулканические же проявления в основном связаны с более поздним среднедевонско-нижнекаменноугольным этапом. Поэтому, если класть в основу выделения структурных этажей формационный принцип, то для территории западноевропейских герцинид нижний девон следовало бы противопоставить вышележащей части разреза, как нижний структурный этаж, гомологичный доордовикскому этажу каледонской области.

Аналогичные замечания можно сделать и в отношении выделения структурных этажей в пределах альпийской геосинклинальной системы. На карте в нижний структурный этаж здесь объединены все толщи, начиная с триаса и кончая нижним мелом. Между тем, даже в миогеосинклинальных зонах Альп триас существенно отличается от вышележащей части мезозоя. Для него характерно развитие совершенно не типичных для геосинклинальной области красноцветных гипсоносных формаций в нижнем отделе и крайне монотонный карбонатный состав большей части вышележащих горизонтов. По сути дела, это почти платформенные образования, как правильно указывает М. В. Муратов в объяснительной записке (стр. 236), свидетельствующие о стадии общего выравнивания рельефа. Значительная фациальная дифференциация возникает лишь с конца триаса и юры. Хотя и эти толщи сохраняют преимущественно карбонатный состав, но их фациальная неоднородность, явно согласующаяся с крупными элементами складчатой структуры, придает им в формационном отношении уже достаточно отчетливый геосинклинальный облик. В эвгеосинклинальной зоне Альп это отличие триасовой части разреза выражено еще резче. Она сохраняет те же особенности, что и в других частях Альп, и поэтому особенно ярко контрастирует со стратиграфически более высокими, типично эвгеосинклинальными формациями «блестящих сланцев» и «офиолитов». Нельзя не согласиться с Ж. Гогелем, который пишет на стр. 322 объяснительной записки, что включение триаса зоны Бриансонне в нижний структурный этаж эвгеосинклинального пояса Альп вместе с юрско-нижнемеловыми образованиями возможно «только при условии искажения значения, придаваемого ему легендой». По-видимому, гораздо правильнее было бы выделить альпийский триас в особый самостоятельный, самый нижний структурный этаж, четвертый по счету, если считать сверху. Это, конечно, не исключает того, что в других частях Средиземноморского геосинклинального пояса, например в Горном Крыму или на южном склоне Западного Кавказа, по крайней мере верхнетриасовые отложения правильнее объединять в один структурный этаж с лейасом, поскольку там они едины в формационном отношении.

Вторая группа вопросов, на которой, по нашему мнению, следует остановиться в связи с обсуждением Международной тектонической карты Европы, касается принятого на ней противопоставления мио- и эвгеосинклиналей. Мы уже указывали, что само по себе это является опре-

деленным шагом вперед в методике составления обзорных тектонических карт. Но тот подход к разграничению мио- и эвгеосинклиналей, который принят был авторами карты, является еще во многом односторонним и несколько формальным. По существу говоря, при этом были использованы два критерия. Первый из них заключается в простой констатации наличия или отсутствия в каком-либо интервале стратиграфического разреза существенно вулканогенных толщ или вообще магматогенных образований. Второй заключается в краевом или внутреннем положении данного геосинклинального прогиба в геосинклинальной области в целом. Правда, во вводной статье объяснительной записки указывается еще один, более существенный с историко-геологической точки зрения критерий, а именно «особенности рядов слагающих их ассоциаций осадочных и вулканогенных пород» (стр. 12). Но практическое применение этого критерия требует углубленного анализа толщ, выполняющих конкретные геосинклинальные прогибы, и всестороннего сравнительного изучения особенностей образующих их формационных рядов. Как правило, такой анализ либо вовсе не был сделан, либо он остался явно не завершенным и крайне схематичным. Поэтому указание на его важность можно отнести скорее к области пожеланий на будущее. В итоге фактически как мио-, так и эвгеосинклинальные зоны оказались объединяющими неодинаковые по своей природе и по истории развития геосинклинальные прогибы. Мало того, само понимание смысла и значения этих терминов разными соавторами карты оказалось существенно различным.

Так, например, Ф. У. Даннинг истолковал в качестве мио-геосинклинальной зоны узкую полоску юго-восточного крыла Уэльского геосинклинального прогиба, противопоставив ее остальной части последнего, которую вместе с подавляющим большинством каледонских геосинклиналей Великобритании он отнес к разряду эвгеосинклиналей. Таким образом, понятия мио- и эвгеосинклинальных зон было отождествлено им с совершенно иным понятием фациальных зон, выделяемых внутри единого геосинклинального прогиба. С таким толкованием, конечно, невозможно согласиться, поскольку термины мио- и эвгеосинклиналь были введены Г. Штилле и М. Кеем для обозначения определенных историко-тектонических типов геосинклинальных прогибов, выделение которых имеет целью выяснение характера тектонической зональности геосинклинальных областей, взятых в целом. Сведение термина «миогеосинклинальная зона» к значению простого синонима фациальной зоны, выделяемой внутри единого элементарного геосинклинального прогиба, полностью искажает саму идею, заложенную в этом понятии. По этой причине нельзя согласиться также с принятой на карте, вслед за Ф. У. Даннингом, трактовкой ничтожной площади в пределах Шропшира в качестве самостоятельной «миогеосинклинальной зоны», так как она тоже не представляет собою, очевидно, особого геосинклинального прогиба.

Полной противоположностью такого чисто фациального подхода к выделению «миогеосинклинальных зон» является принятое на карте толкование геосинклинали Горного Крыма. Она причислена к категории миогеосинклиналей, видимо, потому, что составляет вместе с Большим Кавказом единую периферическую тектоническую зону альпийской геосинклинальной области, которая именно на основании этого ее краевого положения в целом обозначена как миогеосинклинальная. Между тем, вся среднеюрская часть разреза геосинклинали Горного Крыма сложена целиком вулканогенными толщами, так что по этому признаку она скорее сближается с эвгеосинклиналями, чем с миогеосинклиналями. В еще большей степени это относится к Гагринско-Джавской зоне южного склона Главного Кавказского хребта, которая тектонически является прямым продолжением Крымской геосинклинали. Здесь вулканогенные образования приобретают достаточно широкое распространение не только в средней юре, но и в лейасе. Как правильно отмечают в объяснительной

записке Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин, «...это придает южной половине этой геосинклинали (имеется в виду вся геосинклинальная система Большого Кавказа.— *Е. Ш.*) определенные черты эвгеосинклинали» (стр. 249). Поэтому становится мало понятным, почему южный склон Большого Кавказа и Горный Крым вообще отнесены к миогеосинклинальной зоне. По-видимому, одного факта окраинного ее положения для этого недостаточно, тем более, что она и не занимает самой краевой позиции в геосинклинальной области. Между нею и краем эпигерцинской Скифской платформы располагается целая система геосинклинальных прогибов северного склона Большого Кавказа.

Таким образом, мы видим, что ясности в вопросе о принципах разграничения мио- и эвгеосинклиналей в среде самого авторского коллектива карты действительно не было достигнуто. Но суть дела не ограничивается этим обстоятельством. При всей плодотворности идеи Г. Штилле в настоящее время вряд ли можно уже ограничиваться ее восприятием в первоначальной форме. Противопоставление мио- и эвгеосинклиналей только по наличию или отсутствию магматической деятельности не дает возможности выявить все действительное историко-генетическое разнообразие реально существующих типов геосинклинальных прогибов. В самом деле, на карте к одной и той же категории эвгеосинклиналей отнесены и каледонские геосинклинальные тропи Великобритании, и обширные варисцийские геосинклинальные прогибы Средней Европы типа реногерцинской зоны, и узкие, линейно вытянутые зеленокаменные синклиории восточного склона Урала, ограниченные мощными зонами глубинных разломов, и даже такие небольшие внутренние прогибы крупных древних срединных массивов, как Пражский «баррандов» синклиорий в Чехии. Достаточно самого беглого сравнения, чтобы убедиться в больших принципиальных различиях морфологии и истории геологического развития всех перечисленных примеров «эвгеосинклиналей». Объединяя все эти несомненно качественно различные образования одним термином «эвгеосинклиналь», мы невольно резко обедняем сложную и многообразную картину историко-тектонической эволюции геосинклинальных областей, а тем самым, наверно, упускаем из виду многие важные общие закономерности. То же можно сказать и в отношении «миогессинклиналей», которые не менее разнообразны в структурном и историко-тектоническом аспектах. Назрела необходимость углубленной разработки проблемы типизации и классификации геосинклиналей и геосинклинальных систем на основе всестороннего сравнительного тектонического исследования. Только значительно продвинувшись вперед по пути решения этой задачи, можно достигнуть существенного прогресса и в методике построения обзорных тектонических карт геосинклинальных областей.

В связи с этим следует остановиться и еще на одной стороне вопроса о соотношении мио- и эвгеосинклиналей. Как мы подчеркивали выше, начальные стадии каледонского геосинклинального цикла на территории Великобритании характеризовались накоплением преимущественно чисто терригенных формаций. Для этого времени все геосинклинальные прогибы этой области обладали, следовательно, признаками, сближающими их с миогеосинклиналями. То же касается силура и, частично, верхнего ордовика, и только нижнеордовикский этап может быть назван здесь эвгеосинклинальным в полном значении этого слова. Поэтому нельзя не признать логичным, когда Ф. У. Даннинг пишет в объяснительной записке о миогеосинклинальных стадиях в эволюции каледонских эвгеосинклиналей Британии. Конечно, в данном случае наличие этих стадий не может служить основанием для исключения геосинклинальных прогибов британских каледонид из числа эвгеосинклиналей, ибо при отнесении их к этой категории следует исходить из особенностей всего цикла развития, а не характеристик отдельных его стадий. Но в некото-

рых случаях подобные миогеосинклинальные стадии приобретают уже в значительной мере самостоятельное значение. Это касается тех геосинклинальных прогибов, которые в ходе развития испытывают существенные перестройки структурного плана или типа морфогенетической эволюции.

Одним из примеров могут служить Лигурийские Аппенины, которые на карте в целом отнесены к эвгеосинклинальной зоне альпийской складчатой области. Юрско-нижнемеловой структурный этаж здесь можно действительно принять за эвгеосинклинальный. Однако эти эвгеосинклинальные образования приурочены только к зоне Тирренского побережья и северо-восточной Корсике, будучи, видимо, связанными с прогибами, располагавшимся западнее нынешней главной Аппенинской горной цепи. Выделенный на карте средний структурный этаж, сложенный верхнемеловым и палеогеновым флишем, наоборот, выполняет более молодой, явно самостоятельный прогиб, совпадающий с главной цепью Аппенин и в виде непрерывной дуги протягивающийся из района Генуи в Умбрию. На всем этом протяжении он выполнен однотипными флишевыми и карбонатными толщами и представляет собою несомненно единую геосинклинальную складчатую структур, во всех своих частях развивавшуюся одинаково. Между тем на карте от нее совершенно искусственно отделена Умбро-Маркская миогеосинклинальная часть, противопоставленная всей остальной «эвгеосинклинальной» части. Единственным основанием для этого послужило, видимо, то обстоятельство, что в области между Флоренцией и Генуей этот флишевый прогиб частично наложен на нижний эвгеосинклинальный структурный этаж, выполняющий более древний Лигурийско-Корсиканский прогиб. При этом авторы карты совершенно не учли несомненной резкой перестройки структурного плана, происшедшей здесь перед началом накопления флишевых толщ. В итоге этой перестройки возник, по существу совершенно новый, смещенный по отношению к ранее существовавшему, геосинклинальный трог на месте современных Тоскано-Эмилианских и Умбро-Маркских Аппенин, развивавшийся в целом по миогеосинклинальному типу. Игнорирование этой структурной эволюции и стремление все структурные этажи, выделенные в одном и том же районе, обязательно рассматривать в целом либо как эвгеосинклинальные, либо как миогеосинклинальные привело в данном случае к явному искажению действительного хода геологической истории.

Аналогичные замечания можно сделать и по отношению к уже упоминавшейся геосинклинали Горного Крыма. Как мы уже указывали, в верхнем триасе — средней юре она обладала многими чертами эвгеосинклинали и являлась прямым продолжением прогибов южного склона Западного Кавказа. Начиная с верхней юры, здесь формировались почти исключительно карбонатные толщи миогеосинклинального типа, выполнявшие наложенный на ранее существовавший, но морфологически совершенно иной по облику прогиб. Этот последний являлся уже совершенно самостоятельным и настолько резко отличным в структурном и формационном отношении от геосинклиналей южного склона Большого Кавказа, что объединение их в одну тектоническую зону было бы совершенно необоснованным. На этом этапе своего развития геосинклиналь Горного Крыма обладала значительно большим сходством с типично миогеосинклинальными прогибами северного склона Большого Кавказа. Поэтому представляется вполне рациональным нижний структурный этаж Горного Крыма рассматривать как эвгеосинклинальный, а вышележащий верхнеюрско-нижнемеловой этаж — как миогеосинклинальный. Это верно отразило бы ту действительную перестройку структурного плана, которая столь ярко выразилась здесь не только в смене типов формаций, но и в изменении всего плана и морфологии складчатых структур.

Вообще нужно сказать, что правильно выдвигая формационный критерий в качестве главного при противопоставлении мио- и эвгеосинклиналей, авторы карты совершенно незаслуженно принижают роль структурно-морфологических критериев. Между тем тип складчатых структур, формирующихся в данном геосинклинальном прогибе, несомненно столь же отчетливо характеризует ход его развития, как и формации. В связи с этим следует признать существенным недостатком карты слабую разработанность системы обозначений морфологических типов складок и тектонических структур вообще, а также недостаточную последовательность в применении этих обозначений. Многие достаточно обширные площади в пределах складчатых областей остались совершенно лишенными этих обозначений, другие, наоборот, испещрены ими. В итоге, например, область Юрских гор выступает как район несравненно более интенсивной складчатости, чем Альпы или Аппенины, тогда как фактические соотношения являются как раз обратными.

Вопрос о критериях выделения структурных этажей тесно сопрягается с вопросом о методике показа возраста складчатости в геосинклинальных областях. Для платформ авторы карты, в общем, соблюдают во всех случаях единый принципиальный подход. Возрастом их складчатого фундамента считается время окончания геосинклинального этапа развития данной территории. Менее единообразен подход к изображению разновозрастных складчатых структур в пределах внутренних массивов и ядер антиклинориев. Здесь очень часто за основу принимается уже не окончание крупного геосинклинального цикла развития целой складчатой системы, а время формирования частных структур. Особенно ярко это видно на примере Армориканского массива, где среди преобладающего поля цветов байкальской складчатости выделяются узкие полоски отдельных синклинальных структур, окрашенных в цвета каледонской или герцинской складчатости. При этом не трудно убедиться, что, по существу говоря, во многих случаях речь идет даже не о разном возрасте самих складок, а о разном возрасте толщ горных пород, слагающих их ядра. Иными словами, этот участок тектонической карты Европы по своей рисовке скорее приближается к геологической, чем к тектонической карте. Наряду с этим в пределах герцинской области Западной Европы широко применены комплексные обозначения байкальских и каледонских структур, «переработанных» герцинской складчатостью. При этом смысл понятия «переработки» остается не раскрытым, а само применение этих комплексных знаков делает его совершенно неясным для читателя. Особенно это касается Чешского массива. Здесь пятна «переработанных» и «непереработанных» карельских, байкальских и каледонских структур образуют совершенно незакономерную мозаику, чередуясь с герцинскими структурами. Это обстоятельство является одним из наиболее слабых мест карты.

Весьма неоднотипно также и изображение древних складчатых ядер антиклинориев. Можно вполне понять введение знака «переработанных» ядер, окрашенных темными тонами, основной гаммы для данной зоны складчатости, с обозначением возраста испытавших переработку древних структур только в буквенном индексе. В этом случае они выглядят, как выходы древнего складчатого основания, рассматриваемого в качестве как бы «нулевого», самого глубокого структурного этажа, внутреннее строение которого не поддается расшифровке. Не вызывает принципиальных возражений и то, что в других случаях эта внутренняя структура раскрыта путем выделения структурных этажей более древней складчатости, например, герцинской в ядрах альпийских антиклинориев. Оба способа изображения, в принципе, успешно дополняют друг друга, позволяя выражать разную степень наших знаний о предшествующем данному геосинклинальному циклу тектоническом плане. Но применены они явно непоследовательно. Так, герцинские структуры в пределах аль-

пийского складчатого пояса, байкальские и каледонские структуры в пределах западноевропейских герцинид в ряде случаев намечены. В то же время все догерцинские структуры Урала объединены общим безликим фоном «переработанных байкалид» или «доуралид». Тем самым Урал рисуется, если можно так выразиться, как «первородная» герцинская складчатая область, черты предшествующей истории которой остаются совершенно неясными. Между тем вряд ли она может считаться менее известной, чем, скажем, герцинская история альпийской зоны. Особенно это касается таких участков, как Башкирский антиклинорий, являющийся областью распространения стратотипов отложений рифейской группы Н. С. Шатского. Думается, что следовало бы преодолеть в дальнейшем эту неоднородность показа древних структур.

Недостаточно последовательно авторами карты решены вопросы выделения краевых прогибов и внутренних впадин, с которыми они связывают развитие самых верхних структурных этажей складчатых областей, сложенных по преимуществу формациями молассовой группы. Как известно, под краевыми прогибами принято понимать прогибы, заново возникающие на завершающем орогенном этапе геосинклинального развития складчатой области вдоль ее границы с примыкающей платформой. При этом краевой прогиб может образоваться как на платформенном основании, так и частично оказаться наложенным на окраинные зоны молодой складчатой области. Именно так выглядит на самой тектонической карте Европы позиция Предуральского герцинского краевого прогиба, который в южной своей части отчетливо переходит с края Восточно-Европейской платформы на складки западного склона Урала. Точно так же и западный конец Предальпийского краевого прогиба вклинивается между складками передовой миеосинклинальной зоны Швейцарской Юры и Альпами, заходя таким образом внутрь Альпийской складчатой зоны. В обоих случаях основным критерием отнесения упомянутых структур к краевым прогибам является не возраст их складчатого основания, а краевое положение и историко-тектонический смысл самого их возникновения. Совершенно очевидно, что последовательное применение этого историко-тектонического принципа требует того же подхода и к выделению других краевых прогибов. Между тем это условие далеко не всегда соблюдается на карте. Так, Рурский бассейн и бельгийский «угольный канал» вместе с его продолжением в район Кале, отнесены к краевому герцинскому прогибу. В то же время Южно-Уэльский угольный бассейн, с историко-тектонической точки зрения являющийся более западным звеном той же цепи вторичных окраинных впадин, примыкающих к границе герцинид и каледонид, исключен из системы краевых прогибов и истолкован в качестве внутригерцинского синклиория. Единственным основанием для этого служит то, что он расположен на герцинском, а не на каледонском складчатом основании. Мало того, во введении к обзору области варисийской складчатости (гл. 3 объяснительной записки) А. А. Богданов на том же основании ставит под сомнение правильность отнесения к краевым прогибам также и угольного канала Бельгии и даже вообще всей системы окраинных герцинских угленосных бассейнов Средней Европы. Еще иначе решен на карте вопрос о тектонической природе окраинных впадин альпийской зоны в Северной Африке. Южно-Рифский прогиб и его продолжение на атлантическом побережье Марокко истолкованы как краевой прогиб. В то же время линейно вытянутая, узкая, столь же глубокая впадина, сопровождающая край альпийской складчатой области между массивом Бен-Снассена и депрессией Шелиффа на территории Алжира отнесена к категории внутренних впадин. Однако ее западный конец располагается на герцинском основании перед фронтом альпийских складчатых структур, т. е. ничем не отличается по тектонической позиции от краевого Южно-Рифского прогиба. Что касается ее восточной части, то она входит внутрь альпий-

ской зоны, но является прямым продолжением западной части и не может противопоставляться последней. Но если даже рассматривать ее отдельно, то, учитывая узкую, линейно вытянутую форму и огромную мощность выполняющих неогеновых отложений (до 4000 м), закономерно можно поставить вопрос: почему нельзя истолковать эту впадину, как молодой внутриальпийский синклиниорий, наподобие того как в качестве внутригерцинского синклинория истолкован на карте Южно-Уэльский бассейн?

Уже сказанное достаточно ясно иллюстрирует отсутствие четкого и однозначного понимания рассматриваемого вопроса авторами карты. Но этим дело не ограничивается. Так, цель краевых прогибов показана на карте вдоль восточного подножия Аппенин. В данном случае речь идет уже о структурах, вообще не занимающих краевого положения в альпийской складчатой системе. Наоборот, они располагаются как раз во внутренней ее части. И хотя можно предполагать существование под Адриатическим морем древнего внутреннего массива, часть которого изображена под названием «Апулийской платформы» — в юго-восточной Италии, это обстоятельство не дает права ставить знак равенства между подобного рода структурами и краевыми прогибами в собственном смысле слова. Мало того, на карте бросается в глаза, что северная часть этой полосы, если можно так выразиться, «внутренних краевых прогибов», под названием Паданского прогиба, совершенно искусственно выделена из состава обширной, глубокой и несомненно единой в историко-генетическом отношении впадины Паданской или Ломбардской низменности. Остальная, большая часть этой низменности противопоставлена Паданскому прогибу как внутренняя впадина.

Внимательное изучение карты вообще заставляет поднять вопрос о необходимости специального углубленного сравнительного исследования наложенных синорогенных и посторогенных тектонических впадин, особенно многочисленных и разнообразных в пределах альпийской складчатой области. В историко-тектоническом отношении они, несомненно, достаточно разнородны, так же как сильно отличаются и чисто морфологически, но все показаны одним и тем же нейтральным знаком «тектонических впадин». Это нельзя поставить в вину авторам, так как иного выхода у них не было в связи с почти полной неразработанностью проблемы. Уже сейчас ясно, однако, что среди них имеются совершенно непохожие друг на друга образования. Так, полоса преаппенинских опусканий Адриатического побережья действительно обладает некоторыми чертами сходства с краевыми прогибами, т. е. своего рода вторичными рудиментарными геосинклиналями. Совершенно иначе выглядит Куринская впадина и продолжающая ее на восток впадина южного Каспия и Западной Туркмении. Это в основе своей, несомненно, наложенная структура, в некоторых частях развивавшаяся даже инверсионно по отношению к более древним элементам геосинклинальной системы. Но ее достаточно хорошо выраженная линейно вытянутая форма, наследующая, в общем, простирания альпийских складчатых структур и огромные мощности выполняющих молодых отложений, все же придают ей ряд черт, общих с геосинклинальными прогибами, которые она, частично, быть может, и наследует. От нее резко отличаются такие обширные и, видимо, весьма сложно построенные депрессии, как Венгерская (Паннонская) впадина вместе с примыкающим Венским бассейном. Наконец, весьма своеобразную и, по-видимому, неоднородную группу представляют собой многочисленные и крайне разнообразные по форме и размерам впадины, резко наложенные и часто даже секущие более древние структуры вкрест их простирания, которые развиты как в пределах собственно альпийских складчатых систем, так равно на древних внутренних массивах и примыкающих к альпийской зоне частях эпигерцинских и, частично, даже докембрийских платформ, захваченных интенсивными неотектоническими движениями. Разобраться в мо-

занке этих форм и попытаться дать хотя бы в первом приближении их историко-тектоническую и морфогенетическую классификацию представляется весьма важным при подготовке к составлению нового варианта тектонической карты Европы.

Эта задача становится тем более насущной, что одной из целей нового издания карты является изображение тектоники дна внутренних морей средиземноморской зоны, что при современном уровне развития геологии, по-видимому, следует считать вполне актуальным. Совершенно прав М. В. Муратов, когда он подчеркивает в объяснительной записке (стр. 234—235), что большинство впадин внутренних морей является не только наложенными по отношению к альпийской структуре, но и совершенно своеобразными новообразованиями, принципиально отличными от ранее существовавших здесь геосинклиналей. Океанический тип строения земной коры дна Черного, Средиземного, а частью и Эгейского морей, вытекающий из геофизических данных, является бесспорным тому свидетельством. Нельзя, однако, забывать и то, что в ряде случаев обнаруживаются явные признаки прямой преемственности в развитии или далеко идущие черты морфологического сходства между современными морскими водоемами и внутренними тектоническими впадинами в пределах соседней суши. Так, совершенно очевидно, что южная глубоководная впадина Каспия целиком вписывается в систему внутренних впадин Куринской низменности и Западной Туркмении. Многие составные элементы Эгейского моря находят свое естественное продолжение на суше в виде тектонических депрессий, выполненных неоген-четвертичными толщами. Мало того, нетрудно обнаружить весьма много сходства в морфологии Эгейского моря и северо-западной половины системы Венгерских впадин, включая Венский бассейн, особенно если мысленно снять выполняющую толщу неоген-четвертичных осадков и заменить ее морской водой. Очень много общего можно также найти между впадинами Паданской низменности и западного конца Средиземного моря, примыкающего к Гибралтарскому проливу. Обе они прямо вписываются в круто изогнутые к западу дуги альпийских складчатых систем, образованные в первом случае Альпами, Лигурийскими и Тоскано-Эмилианскими Аппенинами, во втором случае — системами Бетских Кордильеров, Рифа и Телльского Атласа. В обоих случаях окружающие альпийские цепи характеризуются наибольшим развитием пологих надвигов и шарьяжей, направленных в сторону внешнего контура образующей ими дуги. Воздерживаясь от какого-либо истолкования этих черт сходства, укажем лишь, что вряд ли они случайны. И, очевидно, для того, чтобы верно понять природу самих морских впадин, необходимо предпринять сравнительный анализ их морфологии и истории развития с морфологией и историей развития внутренних впадин, расположенных на суше.

Касаясь изображения молодых тектонических впадин на карте, нельзя не отметить некоторой его непоследовательности. Так, в пределах Северной Африки все впадины, расположенные не только в границах собственно альпийской зоны, но и на примыкающей обширной площади герцинид и даже окраины древней Африканской платформы, в той или иной мере затронутые процессами неотектонической перестройки, закрашены цветом верхнего альпийского структурного этажа с крапом альпийской молассы. Совершенно иначе обстоит дело в зоне западноевропейских герцинид, примыкающей к альпийской складчатой области с северо-запада. Эта территория также испытала существенную неотектоническую перестройку, с чем связан современный гористый рельеф большей ее части. Это нашло отражение и в штриховке «альпийской переработки», которой покрыта часть указанной площади. Между тем расположенные здесь молодые тектонические впадины, например Верхне-Рейнский грабен и впадины Нижнего Дофинэ и Бресса, закрашены

цветом эпигерцинского платформенного покрова и лишены крапа альпийской молассы. Таким образом, структуры, совершенно идентичные по возрасту и генезису с северо-африканскими, получили совершенно иное истолкование как впадины чисто платформенного типа. Вряд ли, однако, подобное толкование можно признать обоснованным. Особенно ясным становится это для впадины Камарг в низовьях Роны, которая тоже окрашена в цвет платформенного эпигерцинского чехла. В то же время ее несомненным прямым продолжением по ту сторону Лионского залива является впадина Перпиньяна, располагающаяся уже в пределах пиренейской складчатой системы и окрашенная цветом верхнего альпийского структурного этажа. Тем самым единая структура в разных своих частях оказалась истолкованной совершенно неодинаково.

В связи с этим необходимо указать также на явно различное толкование понятия альпийской молассы в разных случаях. Все упомянутые молодые тектонические впадины Северной Африки покрыты ее крапом. Таким образом, под молассой здесь понимаются молодые осадочные толщи, возникшие как за счет разрушения самих альпийских горных сооружений, так и за счет разрушения синхронных с ними неотектонических поднятий в пределах эпигерцинской и докембрийской платформ. Наоборот, в Западной Европе крап молассы использован только в краевых прогибах и внутренних впадинах альпийской области. В молодых впадинах примыкающей территории герцинид он отсутствует. Иными словами, молассой считаются только толщи, образовавшиеся за счет разрушения самих альпийских структур, а те, которые возникли при разрушении молодых поднятий герцинской зоны, за молассу уже не принимаются. Мало того, молодые отложения, выполняющие впадины Верхнего Дюфинэ и Бресса, несомненно возникли частично из материала, снесенного со складчатой Юры и передовых альпийских цепей левобережья Роны. Поэтому исключение их из состава молассы связано уже даже не с тектоническим положением области сноса, а с положением области аккумуляции.

Надо сказать, что использование на карте знака молассы вызывает ряд недоумений. Так, почему-то Рифский краевой прогиб, является единственным в системе краевых альпийских прогибов, отложения которого молассой не считаются. Точно так же часть внутренних впадин альпийской зоны, особенно в пределах Балканского полуострова и Малой Азии, покрыта крапом молассы, другая же часть им не покрыта, причем какого-либо четкого критерия этих различий не улавливается. Можно прямо сказать, что среди авторов карты, по-видимому, не было достигнуто единого понимания этого термина.

Уже этот пример показывает, что хотя идея отображения на карте формационной характеристики геосинклинальных и синорогенных осадочных и вулканогенных толщ заслуживает одобрения, но практическое ее осуществление еще далеко от совершенства. И это касается не только одной альпийской молассы. Прежде всего, сам перечень формаций, предусмотренный легендой, требует, видимо, пополнения и доработки. Для всего разнообразия вулканогенных геосинклинальных формаций в нем предусмотрен, например, лишь один знак «спилито-кератофировых и близких к ним», который и используется во всех случаях. В частности, им обозначены и вулканогенные мезозойские толщи Большого и Малого Кавказа, «близость» которых к спилито-кератофировой формации весьма и весьма относительна. Очевидно, необходима большая детализация легенды в этом отношении. Точно так же отсутствуют обозначения для таких широко распространенных геосинклинальных формаций, как кремнисто-, глинисто-сланцевые и граувакковые, в связи с чем большая часть площади складчатых областей на карте вообще лишена всякой формационной характеристики. С другой стороны, предусмотренные легендой обозначения в ряде случаев почему-то остались неиспользованными.

Например, вся толща мезозойских и большей части эоценовых отложений в миогеосинклинальной зоне Динарид сложена почти нацело карбонатными породами. Но знак «геосинклинальных формаций известняков» почему-то здесь отсутствует. Весьма неудачна рубрика «угленосные формации», противопоставленная молассе, хотя на карте она использована практически исключительно для обозначения угленосной молассы краевых прогибов и внутренних впадин. В то же время совершенно отсутствует знак красноцветной молассы и соленосных формаций краевых прогибов, весьма широко распространенных, особенно в палеозое Европы.

Особо следует остановиться на флише. Знак этой формации использован практически только для верхних и, частично, средних структурных этажей складчатых областей. Между тем, хотя флиш действительно наиболее характерен для поздних стадий развития геосинклиналей, но это далеко не всегда так. В геосинклинали Горного Крыма, например, таврическая серия, образующая нижний структурный этаж складчатого сооружения Яйлы, сложена весьма типичной флишевой формацией. На карте это не нашло отражения, видимо, постольку, поскольку в данном случае флиш попадает, так сказать, на «незаконное» место в вертикальном формационном ряду. То же касается юрского флиша южного склона Большого Кавказа. Это, видимо, невольное упущение авторов очень досадно, поскольку оно, пусть помимо их желания, фактически подгоняет сложность и многообразие фактической истории развития геосинклинальных областей под некую заранее готовую схему. Следовало бы также дифференцировать суммарное обозначение «флиша», выделив там, где это возможно, разные типы флишевых формаций. Это необходимо по тому, что такие образования, как, например, песчано-глинистый и карбонатный флиш или вулканогенный флиш, развитый особенно типично в Аджаро-Имеретинской зоне Малого Кавказа, имеют существенно различное историко-тектоническое значение. В связи с этим следует пожелать также в дальнейшем обратить серьезное внимание на критический анализ данных по фактическому распространению флиша, особенно в альпийском поясе Западной Европы. Дело в том, что в прошлом столетии этот термин очень часто использовался здесь не столько в формационном, сколько в стратиграфическом понимании, как синоним глинисто-мергельных морских толщ палеогена, хронологически предшествующих неогеновой молассе. С тех пор, по традиции, к флишу иногда продолжают относить палеогеновые отложения, по природе своей имеющие весьма мало общего с флишем. Ярким примером является так называемая далматинская флишевая зона в Западных Динаридах. Настоящий флиш здесь имеется, собственно говоря, лишь в южной Словении и прилегающей итальянской части бассейна р. Изонцо (Соча), где образует узкую полосу северо-западного простираия, тянущуюся через район Постойна-Горица. Уже в Истрии, а тем более на адриатическом побережье между Задаром и Дубровником, эоценовые отложения теряют флишевый облик. Над нуммулитовыми известняками лютетского яруса здесь располагается не очень мощная толща мелководных мергелей, буквально переполненных остатками богатейшей макрофауны. Некоторые их пачки обладают известной ритмичностью наложения, которая обусловлена присутствием прослоек органогенных известковистых мергелей и известняков, а сверху и песчаников, но не имеет ничего общего с флишевой ритмичностью. Эта толща, как удалось убедиться автору настоящих строк, совершенно постепенно сменяется вверх мощной свитой песчаников и конгломератов, относящийся уже, по-видимому, к олигоцену. Значительная часть ее сложена явно аллювиальными предгорными валунно-галечными накоплениями. В формационном отношении вся эта серия пород ближе всего стоит к молассе, внизу морской, а выше континентальной, хотя на карте она и показана как флиш. Подобного

рода поправки, несомненно, придется внести и в ряде других случаев, если предпринять внимательную ревизию первичного фактического материала. Они, естественно, могут внести существенные изменения в истолкование тектонических структур и хода геологического развития отдельных регионов.

Несмотря на указанные недостатки, формационная характеристика складчатых областей, данная на карте, является бесспорным достижением ее авторов. К сожалению, ими совершенно не сделано попытки внести элементы формационного анализа и в изображение осадочного платформенного чехла как докембрийских, так и более молодых платформ. Между тем было бы весьма ценным выделить хотя бы автохтонные и аллохтонные платформенные формации, в понимании Н. С. Шатского, что сразу вскрыло бы историко-тектонические взаимосвязи между платформенными и складчатыми областями.

Вообще надо заметить, что принципы изображения на карте структуры складчатых областей и платформ находятся в некоторой дисгармонии друг с другом. Благодаря введенным авторами усовершенствованиям в легенде, в первом случае карта приобрела, в основном, историко-тектоническое содержание. Для платформ же она сохранила, по существу, старое структурно-морфологическое содержание и приближается по своему стилю к обычным структурным картам в стратоизогипсах фундамента. Крайне желательно в дальнейшем, по возможности, сгладить эту диспропорцию, что можно достигнуть, выделив в той или иной форме структурные этажи в составе платформенного чехла, или каким-либо иным способом противопоставив друг другу платформенные структуры разных генераций. При ныне принятом суммарном изображении цветом только современного рельефа поверхности складчатого основания они оказываются неразличимыми. Поэтому, например, такие разновозрастные и разнотипные образования, как Пачелмский прогиб и Московская синеклиза сливаются и рисуются как единое целое. С другой стороны, Днепровско-Донецкая синеклиза практически вообще теряется на фоне погребенного под нею авлакогена Большого Донбасса. Конечно, изображение структурных этажей платформенного чехла является задачей достаточно сложной, ибо они, как правило, перекрывают друг друга на больших площадях, так что верхние скрывают под собою нижние, тем самым маскируя и рельеф кровли складчатого основания. Но выход можно найти хотя бы в форме показа достаточно жирными цветными линиями дополнительных стратоизогипс по подошве структурных этажей. На карте во многих местах, правда, нанесены такие дополнительные стратоизогипсы по отдельным опорным горизонтам. Но они, во-первых, даны лишь выборочно, а во-вторых, сами опорные горизонты подобраны совершенно случайно с историко-тектонической точки зрения, так что дают возможность судить лишь о местных частных деталях структуры, а не основных этапах ее развития. Например, в области Волго-Донского междуречья приведены стратоизогипсы по верейскому горизонту среднего карбона. Это не вносит ясности в представление о палеозойской структуре этой части Русской плиты, так как она слишком маскируется позднейшими осложнениями, возникшими в связи с образованием системы более молодых Доно-Медведицких и Саратовских дислокаций. В то же время на карте остается совершенно не выраженным наложенный мезо-кайнозойский прогиб Поволжья, являющийся важнейшим результатом послегерцинской истории развития. Очевидно, дополнительные стратоизогипсы, пусть в более обобщенной форме, следует строить по поверхностям важнейших региональных перерывов, знаменующих смену основных этапов тектонической истории платформы, сопровождавшейся принципиальной перестройкой ее структурного плана. Они-то и могут рассматриваться как границы структурных этажей осадочного чехла. Для Восточно-Европейской платформы такими

рубежами могут служить подошвы валдайского комплекса, девона, верхней перми, юрских отложений, палеогена, а для Причерноморской и Прикаспийской впадин также подошва неогена. В связи с задачей совершенствования методики изображения платформ возникает также необходимость дальнейшей разработки проблемы типизации крупных платформенных структур и их терминологии. Это важно постольку, поскольку сейчас одинаковым термином «синеклиза» обозначаются, например, такие явно различные образования, как Подмосковная синеклиза и Прикаспийская впадина.

Все сделанные замечания, как бы существенны они ни были, являются, в основном, пожеланиями на будущее. Указанные недостатки и недоработки отнюдь не снижают большого положительного значения выхода в свет Международной тектонической карты Европы, которую вполне можно оценить, как большое научное достижение. Ее авторы, несомненно, принципиально верно подошли к решению стоявших перед ними сложных задач и дали в целом правильную и идейно цельную картину структуры европейского континента. Карта будит мысль, заставляет по-новому взглянуть на многие геологические факты, поднимает ряд важных теоретических вопросов и позволяет наметить пути их решения. В этом и заключается ее основная ценность. Поэтому, несмотря на ту критику, которая дана была выше, можно поздравить весь авторский коллектив и его руководителей с большим успехом, которым завершилась их трудная и длительная работа.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
10 мая 1965 г.

УДК 550.8 : 528 (4)

Л. И. КРАСНЫИ

МЕЖДУНАРОДНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЕВРОПЫ

Почти полстолетия назад, в 1919 г., А. П. Карпинский опубликовал статью «К тектонике Европейской России», чем было положено начало нового историко-геологического направления в тектоническом анализе крупных территорий. Последующие работы А. Д. Архангельского, А. Н. Мазаровича и Н. С. Шатского в Советском Союзе и С. Н. Бубнова и Г. Штилле за рубежом дали общую картину тектонического развития всей Европы или ее крупных частей. Эти и другие региональные обобщения имели и методическое значение. Они привели к мысли о необходимости создания специальных тектонических карт с выделением участков земной коры, отличающихся историей своего развития. Воплощением этой идеи явилась тектоническая карта СССР масштаба 1 : 5 000 000. Как известно, эта карта была использована в качестве основы для ряда специальных (металлогенических и др.) карт, чем было доказано не только ее теоретическое, но и практическое значение.

Естественно, что, накопив опыт составления тектонической карты для большой территории, советские геологи стали инициаторами составления первой Международной тектонической карты Европы и сопредельных территорий (север Африки, Турция, западные окраины Сибири, Казахстана и Закаспия).

Начиная с 1957 и до 1962 гг. (год выпуска карты в свет), то-есть в течение семи лет, велась напряженная работа, в которой участвовало 150 геологов Европы, Африки и Азии. Этот огромный коллективный труд возглавляли подкомиссия по тектонической карте мира Международного геологического конгресса и редакционная коллегия. К глубокому сожалению, председатель подкомиссии и редколлегии Н. С. Шатский не дожид до его завершения. Много сил вложил в составление карты и объяснительной записки к ней генеральный секретарь подкомиссии и ученый секретарь редколлегии А. А. Богданов.

Достоинства составленной карты в первую очередь связаны с принципами принятой для нее легенды. Главнейший ее элемент — возраст складчатости, определяющийся временем конечных интенсивных складчатых деформаций в геосинклинальных — складчатых (подвижных) областях, был апробирован при составлении тектонической карты СССР. Благодаря этому четкому критерию и удачно подобранным цветам и их оттенкам, разновозрастные области складчатости великолепно различаются на карте. Из легенды тектонической карты СССР взяты и многие другие обозначения. Особенности легенды подробно освещены в объяснительной записке к карте и в ряде статей А. А. Богданова.

Представляется целесообразным остановиться на некоторых новых подразделениях, впервые введенных в рецензируемую карту.

1. По предложению Н. С. Шатского, на карте произведено расчленение складчатых областей байкальского и более молодого возраста на

миогeosинклинальные и эвгеосинклинальные зоны. Первые обычно располагаются во внешней части складчатых областей, ближе к консолидированным структурным элементам (платформам, срединным массивам), вторые — внутри складчатых областей, в тесной связи с глубинными разломами. В объяснительной записке подчеркивается амагматичность миогeosинклинальных зон и насыщенность вулканическими образованиями и интрузивными массивами эвгеосинклинальных зон. Однако в природе ясно выраженная «эвгеосинклинальность» или «миогeosинклинальность» характерна для немногих складчатых областей (Апеннинский полуостров, Урал). Нередко небольшая примесь основных туфов или наличие редких даек и малых интрузий основных пород, сформировавшихся в геосинклинальной или в начале инверсионной стадии, дает основание для выделения той или иной зоны. Так, например, Большую Венгерскую впадину (погруженный Паннонский массив) окаймляют с севера и востока миогeosинклинальные флишевые зоны альпид, тогда как протяженная (свыше 250 км) флишевая зона на юго-западе этой впадины, примыкающая к р. Саве, только базируясь на существовании весьма редких массивов основных пород, отнесена к эвгеосинклиналям. Рассматриваемая зональность далеко не выдержана по всей карте. Выходы палеозойского складчатого основания в Восточных Альпах указаны как эвгеосинклинальные (eV₁), тогда как выходы байкалит на Урале огромной протяженности (около 1000 км), сложенные породами, относящимся к спилито-кератофировой формации, не показаны как эвгеосинклинальные. Кстати сказать, небольшие ядра байкалит Тимана отнесены к миогeosинклиналям (mB). Сказанное приводит к выводу, что общую (приближенную) зональность по магматизму следовало бы показать на специальной врезке мелкого масштаба (1 : 15 000 000), тогда как на карте необходим и достаточен показ главных формаций.

2. По предложению А. А. Богданова, специальным знаком (штриховка вертикальными полосами) показаны *области ранней консолидации среди более молодых складчатых сооружений*. Введение этого знака, весьма выразительного и исторически правомерного, существенно обогатили наши представления о полицикличности развития геосинклинальных — складчатых (подвижных) областей. Возможно, этим знаком надо было бы пользоваться более широко. Так, массивы Эвора и Ла-Коруња¹ на востоке Иберийского полуострова, имеющие иные (не варисцийские) направления тектонических структур, должны были бы быть показаны как докадомские или кадомские массивы, переработанные варисцийской складчатостью. Уместно отметить, что в легенде слово «переработанные» употребляется довольно часто (раннеорогенные гранитоиды переработанные варисцийской складчатостью, складчатое основание переработанное готской складчатостью, слабопереработанные молданубские комплексы и пр.). В легенде, где все объяснения даются предельно кратко, вероятно невозможно было расшифровать, что авторы карты вкладывают в это туманное обозначение. Однако и в объяснительной записке процессы переработки более древних структур (метаморфические, магматические и дислокационные), как правило, не описываются.

Естественно, что в первую очередь от европейских геологов следовало бы получить ответ, что происходит при наложении более молодой складчатости (в широком понимании этого термина) на древние структуры.

¹ Следует указать на несогласованность названий на карте и в объяснительной записке, в которой они названы: Эвора и Коруна. Такая несогласованность повторяется неоднократно.

Тектоническая карта Европы, открывая новую страницу в познании строения крупного региона, безусловно оставит глубокий след не только в умах геологов, занимающихся Европой и сопредельными территориями, но и послужит для целей сравнительного тектонического анализа. Из многих вопросов, которые возникают при этом, мне представляется полезным рассмотреть следующие: 1) закономерности размещения древних («срединных») массивов; 2) значение магматических (интрузивных и эффузивных) образований для тектонической карты и способы их изображения; 3) увязка структурных этажей (и подэтажей) со стадийностью развития геосинклинальной, складчатой (подвижной) области; 4) вопросы тектонической терминологии.

1. Из карты и объяснительной записки следует, что наиболее крупные древние массивы расположены вдоль окраин складчатых сооружений. Эти пограничные структурные элементы (как правило, не «срединные», а «краевые») образуют в центральной части Западной Европы зону разобщенных блоковых поднятий, длиной около 1300 км. Положение этой зоны в краевой части альпийской складчатой области свидетельствует о проходящем здесь огромном глубинном структурном шве. Мне представляется, что в этом свете новое качество раскрывается и в Предальпийском краевом прогибе и его восточном (Моравском) продолжении, а также на его западном продолжении (впадина Алео). Можно предполагать, что это негативные структуры древнего заложения и их неоген-четвертичное развитие является лишь кратковременным заключительным эпизодом.

На тектонической карте хорошо видно, что Центральный массив Франции, массив Вогез-Шварцвальда и Чешский массив занимают сходное структурное положение по отношению к альпидам. Первый из них обрамляется с юга и востока альпийскими складчатыми зонами Юры и Пиринеев, а последний, соответственно, западными Карпатами и Восточными Альпами. Четко вырисовываются окраинные погружения (окраинные прогибы) массивов, составляющие, как мне думается, самостоятельные структурные единицы (например, впадина Дофине и Бресская на востоке Центрального массива, Дунайская на юго-востоке Чешского массива и др.).

Несколько иное положение занимает Родопский массив. Как известно, он обрамляется на севере альпийскими структурами Южных Карпат, а на юго-востоке отделяется узкой альпийской Вардарской приразломной впадиной от варисцид Призрен-Охридской зоны. Как указывает К. В. Петкович, «Родопский кристаллический массив постоянно служил как бы громадным барьером между двумя геосинклинальными системами — Динарской и Карпато-Балканской» (Объяснительная записка к карте, стр. 317). На восток и на запад от Родопского массива осадки, начиная с триаса и кончая верхнемеловыми, были развиты в различных фациях.

Такое же краевое положение, как и массивы юга Западной и Центральной Европы занимают и более хорошо мне знакомые массивы Востока СССР (Буреинский, Колымский и Омолонский).

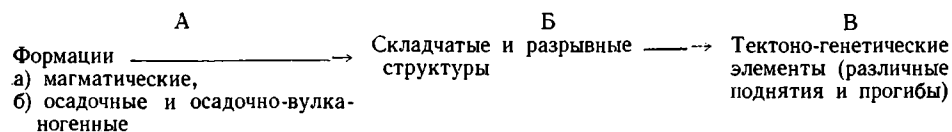
2. Слабым местом рассматриваемой карты, так же как и других известных мне общих и региональных тектонических карт, является изображение магматических тел (интрузивных массивов и вулканогенных покровов). На карте выделены три группы интрузивных пород по составу: (гранитоиды, щелочные, основные и ультраосновные), а также геосинклинальные и наземные вулканогенные формации. Кроме того, гранитоиды (архейские, карельские, готские, байкальские, каледонские и варисцидские и некоторые другие) делятся на ранне- и позднеорогенные и, частично, среди кольских, готских и далсландских, каледонских и других выделяются анорогенные. Соотношения альпийских гранитоидов с орогенезом не показано. Казалось бы, среди наиболее молодых структурных

элементов связь интрузивного процесса с орогенезом может быть вскрыта наиболее реально.

В тексте записки деления интрузивных массивов (или их групп) на «орогенные» комплексы, как правило, нет. В тех нескольких случаях, когда это деление принимается (Балтийский и Украинский щиты), авторы записки отступают от легенды, описывая большую и важную группу синорогенных интрузий, не нашедших места на карте.

Возникает естественный вопрос. Не обедняется ли содержание карты, если всю сложную гамму интрузий поставить в зависимость от орогенного процесса? Ведь сейчас хорошо известно, что в пределах стабилизированных областей (платформы, различные массивы) интрузии (в том числе и гранитоидные) нередко размещаются вне пределов геосинклинальных зон. Автор такого рода интрузии уже давно назвал под влиянием господствующей терминологии «телеорогенными», то-есть удаленными от орогенных областей. Вероятно, ряд интрузивов Чешского и Родопского массивов, а не исключено, что и некоторые трещинные интрузивы Иберийского полуострова принадлежат к этой категории. Но не это, пожалуй, главное. Более важным представляется тектоническое размещение интрузий (и вулканитов, что частично сделано на карте) в зависимости от стадийного развития геосинклинальных, складчатых (подвижных) областей. Этот вопрос тесно перекликается со следующим — о структурных этажах.

3. Как справедливо отмечено в записке (но не всегда хорошо видно на карте), структурные этажи отвечают определенным стадиям развития геосинклинальной — складчатой области. К сожалению, их абстрактные обозначения (нижний, средний, верхний) или соответствующая возрастная индексация не дают представления к какой стадии¹ (собственно геосинклинальной, инверсионной, горообразовательной, активизации) относится структурный этаж (подэтаж). Только формационные обозначения, распространенные далеко не на всю карту, дают возможность в какой-то мере судить о принадлежности структурного этажа к той или иной стадии развития складчатой области. Мне представляется, что в дальнейшем на тектонические карты, взаимодополняя и взаимоконтролируя друг друга, войдут следующие элементы, характеризующие стадийность:



Категории признаков А и Б составляют структурно-формационные комплексы, образующие структурный (структурно-формационный) этаж. Отсюда намечаются конкретные пути упорядочения тектонической терминологии интрузивных образований и, что особенно важно, тектоно-генетических элементов. Как будет видно ниже, рецензируемая карта в этом отношении не является прогрессивной.

В свете изложенного, на тектонических картах рационально показывать интрузивы: геосинклинальные, инверсионные, орогенные (в прямом смысле этого термина), активизированных зон и др. в соответствии с их формационными особенностями и приуроченностью к конкретным структурам.

¹ Название стадий и их содержание должны быть предметом специальной дискуссии. Как известно, общего языка в этом отношении геологи еще не нашли (сравните классификации, предлагаемые М. В. Муратовым, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаином, А. А. Богдановым и др.).

«Как особый тип структурных этажей варисцийских и альпийских складчатых областей, выделяются особым знаком краевые прогибы» (стр. 12). Отсюда и в легенде соответствующие знаки помещены в рубрике складчатых областей. Такое представление — неправильно. Глубокое бурение и геофизические исследования показали, что краевые прогибы являются длительно развивающимися пограничными структурными элементами, расположенными между платформой и складчатой областью. Эти прогибы обычно наследуют перикратонные (окраинные) прогибы платформ. Особенности их развития, связанные с замыканием рядом расположенной геосинклинали и горообразованием в ее пределах, являются лишь сравнительно кратким этапом в их геологическом развитии. Таким образом, как это правильно отмечено в объяснительной записке к тектонической карте СССР, это пограничные структуры. В легенде их место — между обозначениями, относящимися к складчатым и платформенным областям.

4. Рассматривая карту и объяснительную записку к ней, как труд несомненно интересующий широкие круги геологов в СССР и за рубежом, а также в связи с вероятным их переизданием, мне представляется целесообразным поставить на обсуждение вопросы тектонической терминологии. Трудности, возникшие перед редколлегией, и практическая невозможность терминологического согласования многочисленных макетов, представленных геологами разных тектонических школ — понятны. Естественно, хотя и печально, что в первой Международной карте разработанные научно принципы соподчинения различных тектонических понятий, нередко подменены традиционными названиями, не всегда отражающими происхождение и развитие структурных форм.

Обилие на карте провинциальных названий, несомненно, облегчит чтение зарубежной геологической литературы, но одновременно может запутать молодых геологов и студентов, которые будут недоумевать, почему одноименные структуры погружения называются в Западной Европе *basins*, а в СССР — *впадинами*. Также останется неясным, специфичны ли «блоки» только для территории Великобритании (блоки Аскриг, Олстон) или они развиты и в других регионах; являются ли «мульды» (Львовская, Лодзинская) редкостными неповторимыми структурами или это лишь устаревшие традиционные названия. И уже совсем раритетом выглядит название «плутон» (Коростенский, единственный на карте).

Недоумение вызывает иногда и соподчинение структур. Так, например, в пределах сравнительно узкого прогиба Большого Донбаса (Днепровско-Донецкой впадины по другой номенклатуре) выделяется Украинская синеклиза. Разве может быть эта «синеклиза» сравнена с Московской или Печорской синеклизами?

Сомнительна в отдельных случаях и генетическая трактовка структур. Так, к эпиварисцийской платформе отнесен «мезозойский прогиб Португалии» с заметно деформированными осадками мощностью свыше 4000 км и выходами альпийских гранитов. В той трактовке, какая принята на карте в других местах, это — альпийский краевой прогиб или альпийская миогеосинклиналиальная зона. Мало привлекательно с тектонических позиций обозначение континентальных эффузивных покровов как зоны третичных или четвертичных вулканов (Исландия).

Эти и другие, ранее высказанные замечания направлены к тому, чтобы в следующем издании карты произвести упорядочение тектонической номенклатуры. Готовящийся к изданию Международный словарь тектонических терминов должен облегчить эту задачу.

Как видно из изложенного, в этом отзыве, в соответствии со специальностью его автора, рассмотрены лишь некоторые вопросы, связанные с изображением на тектонической карте Европы складчатых

областей неогея. Тектоника древних щитов и платформ — большой самостоятельный и весьма важный раздел обсуждается другим рецензентом.

Значение первой Международной тектонической карты для прогресса наших знаний в области тектоники огромной, сложной и разнообразной по своему геологическому строению страны — трудно переоценить. Это достойный пример плодотворной работы многочисленного коллектива, среди которого особенно активны были: А. А. Богданов, Г. фон. Гертнер, Ф. У. Даннинг, Д. Дюбертре, В. Зоубек, К. О. Кратц, Н. Магнуссон, Ж. Марсе, Н. Н. Меньшиков, М. В. Муратов, В. Д. Наливкин, В. Е. Ханн, Ю. А. Шуберт и др., а также С. В. Черноок, руководившая всеми весьма трудоемкими картосоставительскими работами.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт
Ленинград

Статья поступила
8 апреля 1965 г.



ХРОНИКА¹

О РАБОТЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО КОМИТЕТА

19 марта 1965 г. состоялось заседание Тектонического комитета, на котором обсуждалась Международная тектоническая карта Европы м-ба 1 : 2 500 000. На заседании присутствовало около 50 геологов из различных геологических учреждений Москвы и Ленинграда.

Оно открылось вступительным словом председателя Тектонического комитета чл.-корр. АН СССР М. В. Муратова, кратко осветившего основные задачи этого совещания и подчеркнувшего, что обсуждение достоинств и недостатков карты представляется еще целесообразным потому, что в ближайшее время начнется работа над вторым изданием тектонической карты Европы.

С докладом об истории создания карты, цели и задачах этой работы и значении ее для тектонических исследований выступил А. А. Богданов. Особое внимание докладчик уделил характеристике легенды карты, принципам ее составления, а также дальнейшей программе работ по созданию новой тектонической карты Европы и тектонической карты мира. Докл. А. А. Богданова вызвал большой интерес у присутствующих; с вопросами к нему обратились Д. С. Соколов, В. Н. Страхов, Н. А. Штрейс и др.

Обсуждение карты началось выступлениями рецензентов М. И. Толстихиной и Е. В. Шанцера. Кроме них, в обсуждении приняли участие Д. С. Соколов, И. П. Атласов, Г. Д. Ажгирей, Н. А. Штрейс, А. А. Борисов, М. В. Муратов и А. И. Мушенко. Все выступавшие, наряду с отдельными замечаниями, отмечали большое значение этой работы для познания тектоники Европы.

С заключительным словом выступил А. А. Богданов. По предложению М. В. Муратова, Тектонический комитет отметил большую пользу таких широких дискуссий и рекомендовал провести дальнейшее обсуждение карты в Ленинграде и Киеве.

¹ Общие итоги обсуждения Международной тектонической карты Европы, а также рецензии Е. В. Шанцера и А. И. Красного публикуются в этом номере журнала.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по транскрипции буквы как русские, так и латинские: *h* и *n*, *g* и *q*, *l* и *e*, *I* и *J*, и др., а также делать четкое различие между *O* (большим), *o* (малым) и *0* (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русско-му, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Цена 1 р. 20 к.

Индекс
70228

Верещин

К СВЕДЕНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**ИМЕЕТСЯ В НАЛИЧИИ ЖУРНАЛ «ГЕОТЕКТОНИКА»
№№ 1, 2, 3 ЗА 1965 ГОД.**

Необходимые Вам номера журналов, имеющиеся в наличии, а также все последующие номера, можно приобрести в магазинах «Академкнига»:

магазин № 1 — Москва, ул. Горького, 8; тел. Б 9-21-84.

магазин № 2 — Москва, ул. Вавилова, 55/5; тел. В 6-69-49.

Магазины работают с 11 до 19 часов.

Перерыв на обед с 14 до 15 часов.

Журналы могут быть высланы почтой наложенным платежом. Для этого свой заказ направьте по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., 2/10, Центральная контора «Академкнига».

«АКАДЕМКНИГА»

