М.В.МУРАТОВ

Избранные труды

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ
И ГОРНЫХ НАУК

МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ



М.В.МУРАТОВ

Избранные труды

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

4701

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук В.М. ЦЕЙСЛЕР

МОСКВА
"НАУКА"
1986

Институт Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 551.242.51+551.242.3+551.7

М у р а т о в М.В. **Тектоника и история развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов: Избранные труды.** М.: Наука, 1986. 392 с.

Книга охватывает широкий круг проблем строения и истории развития древних платформ и геосинклинальных областей. В первом разделе рассмотрены типы структур древних платформ и их эволюция, особенности строения и эволюция складчатых поясов, роль срединных массивов в строении геосинклинальных поясов, особенности геосинклинального и орогенного магматизма. Во втором разделе приведены работы по региональной геологии и тектонике различных областей Советского Союза (Казахстан, Восточные Карпаты, Крым, Кавказ и др.).

Книга рассчитана на геологов, стратиграфов, тектонистов – научных сотрудников, преподавателей вузов и аспирантов.

Табл. 5, ил. 59, библиогр. 784 назв.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ,
академик А.Л. ЯНШИН,
член-корреспондент АН СССР Е.Е.МИЛАНОВСКИЙ,
В.М. ЦЕЙСЛЕР, Н.А. ШТРЕЙС, В.Н. ПАВЛИНОВ,
И.В. АРХИПОВ (составитель),
Е.А. УСПЕНСКАЯ (составитель)

Рецензенты:
А.Е. Михайлов, В.Н. Павлинов

1904040000-540
М ——————— 164-86–IV
042 (02)-86

© Издательство "Наука", 1986 г.

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

В предлагаемую читателю книгу избранных научных трудов одного из ведущих тектонистов СССР – М.В. Муратова вошла только часть его публикаций, посвященная общим вопросам строения и истории развития крупнейших структурных элементов земной коры, а также характеристике геологического строения отдельных областей СССР.

В первой части книги – "Общие вопросы строения и развития платформенных и геосинклинальных структур" – помещены статьи М.В. Муратова, опубликованные в различных журналах и сборниках преимущественно в период 1965–1980 гг. За это время взгляды М.В. Муратова на некоторые проблемы региональной геотектоники претерпели определенные изменения, но составители и редактор не считали себя вправе вносить изменения в содержание более ранних статей. Поэтому естественная эволюция взглядов автора несомненно будет отмечена читателем. Ряд изменений в понятиях в более поздних работах связан с уточнением местоположения границ платформ, определением их общего числа, оценкой возраста основания складчатых систем, принадлежности отдельных складчатых комплексов к миогеосинклинальным или чехлам массивов и т.п. Несомненно, что разночтения по некоторым из этих вопросов вызваны общей неопределенностью характеристик самих понятий. Тем не менее, несмотря на наличие некоторых противоречий в работах, изданных в разные годы, главные представления М.В. Муратова о типах структур земной коры, их строении, происхождении и развитии проходят красной нитью через все его публикации.

Во второй части – "Строение и история развития платформ и складчатых областей территории СССР" – наряду с публикациями 60-х годов помещены более ранние научные работы М.В. Муратова. Эти работы отражают определенный этап тектонического изучения отдельных областей и благодаря тщательному и глубокому анализу материала не потеряли своего научного значения в настоящее время.

Сборник избранных трудов составлен как монография, в которой последовательно раскрываются представления М.В. Муратова по вопросам общей и региональной геотектоники и геологическому строению крупных областей Советского Союза, которые им длительное время изучались. Для сохранения общей направленности монографии и относительного соотношения ее разделов некоторые статьи перепечатаны с сокращениями. Редколлегия сочла возможным сделать сокращения за счет некоторых рисунков, вводных и некоторых разделов статей, не совпадающих по содержанию с общей тематикой. Фамилии соавторов статей и место их публикаций указаны в подстрочных примечаниях.

Ограниченный объем книги обусловил необходимость составления единого списка литературы, на которую автор ссылался в своих статьях. Сквозная нумерация рисунков подчеркивает единство всей книги. Редколлегия сохранила возрастную индексацию и стратиграфическую номенклатуру, использованную автором в его статьях. Большинство географических названий приведено в соответствие с их современным написанием.

Книга завершается списком главных научных трудов М.В. Муратова, посвященных проблемам региональной геологии, тектоники и истории развития платформ и складчатых областей.

КРАТКИЙ ОЧЕРК НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ М.В. МУРАТОВА

Михаил Владимирович Муратов родился 13 марта 1908 г. в Москве, в семье военнослужащего. После окончания геолого-почвенного отделения физико-математического факультета МГУ с 1930 г. и до последних дней своей жизни он работал в Московском геологоразведочном институте им. Серго Орджоникидзе. В МГРИ Михаил Владимирович прошел путь от ассистента до профессора, заведующего кафедрой, членакорреспондента АН СССР. Здесь он проводил учебные занятия со студентами, читал лекции, подготовил большую школу учеников, передавая им глубокие знания и продолжая дело своих выдающихся учителей – А.П. Павлова, А.Д. Архангельского, А.Н. Мазаровича, Н.С. Шатского. С 1957 г. он совмещал педагогическую и научную работу в МГРИ с научной работой в Геологическом институте АН СССР.

Научная и педагогическая работа снискали М.В. Муратову заслуженную славу выдающегося геолога, одного из ведущих тектонистов СССР. С 1963 г. он являлся председателем Междуведомственного тектонического комитета при Отделении геологии, геохимии и геофизики АН СССР, главным редактором журнала "Геотектоника". Дважды (1951, 1969 гг.) М.В. Муратов был удостоен Государственной премии СССР, награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени и медалями.

Педагогическую деятельность и научные исследования он успешно сочетал с большой общественной научно-организационной работой в Московском обществе испытателей природы, в Московском доме ученых, в Высшей аттестационной комиссии при Минвузе СССР, в Комитете по Ленинским и Государственным премиям в области науки и техники СССР, в издательстве "Советская энциклопедия", в редколлегиях журналов: "Геотектоника", "Бюллетень Московского общества испытателей природы (отдел геологический)", "Известия вузов. Геология и разведка", в Методическом совете по высшему геологическому образованию при Минвузе СССР, в советах по присуждению ученых степеней, в комиссиях Междуведомственного стратиграфического комитета СССР, в оргкомитетах международных и всесоюзных совещаний и конференций.

Перу М.В. Муратова принадлежат более 300 научных работ, посвященных широкому кругу проблем геологии. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений, геоморфология, стратиграфия и тектоника раннего докембрия, геология и оценка месторождений строительных материалов, региональная геология стран и континентов, тектоника континентов и океанов – таков широкий диапазон вопросов, находившихся в сфере научных интересов М.В. Муратова. Особое место в его исследованиях принадлежит работам по региональной геологии и тектонике Крыма, Кавказа, Черноморской впадины и Альпийской складчатой области в целом.

Региональные исследования М.В. Муратова обычно сопровождались составлением геологических и тектонических карт различного масштаба. Составленные им в предвоенные годы геологические карты Восточного Крыма и отдельных районов Северного Кавказа, являются образцовыми по точности и тщательности исполнения. М.В. Муратов принимал активное участие в разработке методических основ и в составлении опубликованной в 1956 г. первой тектонической карты СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000 (главный редактор Н.С. Шатский), Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 (главные редакторы Н.С. Шатский, А.А. Богданов) 1-го и 2-го изданий, Тектонической карты Украины и Молдавии масштаба 1 : 1 000 000 (главный редактор М.В. Муратов), Тектонической карты нефте-

газоносных областей юга СССР масштаба 1 : 1 000 000 (главный редактор Г.Х. Дикенштейн). Большое число тектонических карт им было составлено для Физико-географического атласа мира, для томов Большой Советской Энциклопедии (2-е и 3-е издания), для отдельных атласов.

Научные исследования М.В. Муратова начались в Крыму в конце 20-х годов. Будучи студентом, он работал у А.Д. Архангельского и Д.В. Соколова на геологической съемке в Восточном Крыму и написал свою первую научную работу "Отчет по исследованию Крымского землетрясения 12 сентября 1927 года".

Начало научно-педагогической деятельности М.В. Муратова в МГРИ было связано с работой на кафедре полезных ископаемых и с экспедиционными исследованиями в Крыму, Подмосковье, Казахстане (хребет Каратау). Им была опубликована серия статей по геологии и полезным ископаемым Подмосковья, по характеристике строительных материалов Крыма. В 1940 г. вышел из печати учебник Б.Я. Меренкова и М.В. Муратова "Неметаллические полезные ископаемые", который в течение многих лет был единственным учебным и справочным пособием по неметаллическим минеральным ресурсам Советского Союза.

Научные исследования в Крыму, участие в крымской учебной практике студентов явились началом его многолетних исследований по стратиграфии, тектонике и истории геологического развития Альпийской геосинклинальной области юга СССР.

По совокупности научных работ, посвященных геологии Крыма, в 1938 г. без защиты диссертации М.В. Муратову была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук; он был утвержден в звании доцента и на кафедре исторической геологии начал читать курс "Геология СССР". Работа над курсом, который он читал в МГРИ до середины 60-х годов, определила широкий круг его научных интересов.

В годы эвакуации МГРИ в г. Семипалатинск (1941–1943 гг.) во время Великой Отечественной войны М.В. Муратов руководил кафедрой исторической геологии и проводил научные исследования в Калбе. В послевоенные годы М.В. Муратов продолжал исследования в Крыму, активно участвовал в работах Карпатской экспедиции МГРИ, организованной А.А. Богдановым, работал на Кавказе. В результате им было опубликовано крупное сводное исследование – монография "Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран" (1949 г.), защищенная в Геологическом институте АН СССР в качестве докторской диссертации. За эту монографию в 1951 г. М.В. Муратов был удостоен Государственной премии.

В 1949 г. М.В. Муратов становится профессором кафедры исторической геологии МГРИ. В середине 50-х годов им была опубликована серия очерков по региональной геологии СССР и зарубежных стран в БСЭ (2-е изд.), зарекомендовавших его как ведущего специалиста в области региональной геологии.

В эти же годы, опираясь на результаты глубокого бурения и геофизических исследований, он обосновал палеозойский возраст фундамента территории Равнинного Крыма и Северного Предкавказья. Молодая эпипалеозойская платформа, по предложению М.В. Муратова, получила название Скифской плиты.

Изучая тектонику Альпийской складчатой области, он вплотную занялся проблемой происхождения глубоководной впадины Черного моря, а также океанических впадин. В 1957 г. вышла из печати его статья "Проблема происхождения океанических впадин", где обоснована идея первичности впадины Тихого океана и вторичной природы впадин Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов.

Продолжая исследования в Крыму, М.В. Муратов в 1960 г. опубликовал монографию "Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова", в которой обобщены материалы по геологии Крыма, полученные в процессе подготовки к изданию среднемасштабных карт региона. Эта работа, переизданная в 1973 г., имеет и в настоящее время большое научное и практическое значение. Десятки вузов страны проводят в Крыму учебную геологическую практику на объектах, охарактеризованных в работе М.В. Муратова.

Роль М.В. Муратова в организации, разработке методики проведения учебной практики студентов МГРИ в Крыму трудно переоценить. В 1935 г. он впервые в качестве преподавателя выехал на практику со студентами, вскоре он стал научным руководителем практики и вплоть до 1961 г. осуществлял научное руководство практикой. По его инициативе программа практики последовательно дополнялась новыми методиками. Много времени он уделял обучению молодых преподавателей – энтузиастов практики, организовывал для них специальные экскурсии по геологическим объектам Крыма. За 50-летнюю историю практики территория Бахчисарайского и примыкающего к нему Симферопольского районов превратилась во всесоюзный учебный геологический полигон, и в этом также заслуга М.В. Муратова – пропагандиста этой практики. Крымской учебной геологической базе МГРИ в с. Прохладном в 1984 г. присвоено имя М.В. Муратова.

Являясь главным редактором крымской серии государственных геологических карт, М.В. Муратов был одним из основных составителей и ответственным редактором 8-го тома "Геологии СССР" (1969 г.).

Исследования в Средней Азии в начале 60-х годов, поездка на Международный геологический конгресс в Дели привлекли внимание М.В. Муратова к восточным районам Средиземноморского пояса – к Памиру, Гималаям, а также к Индостанской платформе, которым посвящено несколько его статей. Работа по Индостанской платформе (1964 г.) явилась началом целого ряда публикаций, посвященных строению фундамента древних платформ, их сравнительной характеристике.

В 1962 г. М.В. Муратов был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР, в 1963 г. – утвержден председателем Междуведомственного тектонического комитета СССР и главным редактором журнала "Геотектоника". Он активно участвует в коллективных работах по составлению тектонических карт Украины и Молдавии, Средней Азии, СССР, Европы, Евразии и других регионов. За участие в работе по составлению Тектонической карты Евразии М.В. Муратов в 1969 г. был удостоен звания лауреата Государственной премии.

Следует подчеркнуть, что основная деятельность М.В. Муратова была связана с преподаванием курсов "Геология СССР" и "Региональная геотектоника" на кафедре исторической геологии МГРИ (ныне кафедра региональной геологии и палеонтологии), которую он возглавлял с 1959 г.

Курс "Геология СССР" он начал читать в 1938 г. Этот курс преподавался в значительно большем объеме, чем в настоящее время, и требовал от лектора очень серьезной и систематической подготовки, запоминания огромного фактического материала, названий свит, серий, отдельных структур, знания стратиграфии, петрографии, тектоники, полезных ископаемых. Регулярная работа с литературой при подготовке к лекциям, участие в составлении региональных тектонических карт, повседневное общение с товарищами по работе в МГРИ – Е.В. Шанцером, А.А. Богдановым, Н.С. Шатским, Н.И. Николаевым, Д.С. Соколовым, В.В. Меннером и многими другими выдающимися геологами – способствовали быстрому росту геологической эрудиции М.В. Муратова. Умение привести разрозненные факты к стройной и логичной системе, просто и доходчиво рассказать о сложных проблемах геологии – все это выдвинуло М.В. Муратова в число ведущих тектонистов, знатоков региональной геологии СССР и зарубежных стран. Работа над курсом позволила полностью раскрыться таланту М.В. Муратова как крупного теоретика. Он разрабатывал типовые программы курса, принятые в вузах страны. При его участии и под его влиянием происходила последовательная перестройка курса. Из чисто описательного он превратился в значительной степени в теоретический, поскольку в нем на примере отдельных районов СССР последовательно освещаются общие закономерности формирования крупнейших структурных элементов земной коры и размещения в них месторождений полезных ископаемых.

При чтении курса он соблюдал и развивал принцип районирования земной коры по времени завершения геосинклинального развития, всегда противопоставлял древние платформы – кратоны – фанерозойским складчатым областям. Последователь-

ность в изложении материала способствовала формированию у студентов определенной системы взглядов, определенного мировоззрения на строение, развитие земной коры и образование в ней месторождений полезных ископаемых. Для большинства студентов курс "Геология СССР" – это курс геологии своей Родины, и Михаил Владимирович внес существенный вклад в воспитание патриотизма у выпускников МГРИ.

Работа над указанными курсами, участие в составлении обзорных тектонических карт и в полевых научных исследованиях, проводимых сотрудниками кафедры и аспирантами в различных районах Советского Союза, сотрудничество в Геологическом институте АН СССР, знакомство с геологией отдельных стран во время зарубежных поездок в Австралию, Новую Зеландию, Англию, Афганистан, Болгарию, Данию, Египет, Индию, Исландию, Мексику, Польшу, Румынию, Турцию, Францию, Чехословакию, Югославию, Японию – все это позволило ему накопить обширный материал и сделать множество важных обобщений по закономерностям строения и развития складчатых областей и древних платформ. Эти обобщения привели его к выводам о строго определенной этапности в развитии любой складчатой геосинклинальной области и к определению продолжительности соответствующих этапов (опубликованным в 1963 г.), о центральном месте и ведущей роли магматических процессов в развитии структур геосинклинальных областей и платформ (1967–1972 гг.), о наличии нескольких разновозрастных комплексов в фундаменте платформ (1970–1981 гг.), о последовательной направленности в изменении структурного плана Восточно-Европейской платформы.

Рассматривая состав вещественного заполнения геосинклинальных прогибов, М.В. Муратов предложил их классификацию на примере Альпийской геосинклинальной области (1963 г.). В связи с этим он проявлял повышенный интерес к типизации геологических формаций по их тектонической приуроченности (1968 г.).

Анализируя историю развития геосинклинальных складчатых поясов, М.В. Муратов много внимания уделял строению того основания, на котором закладывались геосинклинальные системы. Он увлеченно доказывал байкальский возраст догеосинклинального основания Средиземноморского, Урало-Монгольского и других поясов.

В работе, посвященной анализу складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии (1969 г.), он убедительно показал, что в пределах складчатых геосинклинальных областей на долю геосинклинальных прогибов приходится относительно небольшая часть их площади, в то время как обширные территории бывают заняты блоками непереработанного основания, на которых накапливается относительно маломощный комплекс терригенных и карбонатных отложений – сингеосинклинальный чехол срединных массивов. Срединным массивам и классификации их чехлов посвящено несколько его статей, опубликованных в 1971–1977 гг., в которых он охарактеризовал особенности тектоники разновозрастных срединных массивов и выделил в их строении догеосинклинальные, сингеосинклинальные и синорогенные чехлы.

В своих работах М.В. Муратов последовательно развивал идею об орогенном этапе как заключительном в геосинклинальном развитии, называя этап общего погружения и морского осадконакопления собственно геосинклинальным.

В 70–80-х годах М.В. Муратов серьезно занимался анализом строения древних платформ, особенно их фундамента, выяснением закономерностей формирования архейских и раннепротерозойских складчатых систем. Много внимания он уделил обоснованию и характеристике платформенных чехлов на кратонах, выделению палеоавлакогенов как особого типа структур раннего докембрия. В своих статьях он развивал идею об эволюции структурных форм земной коры. Анализируя крупные платформенные прогибы, он предложил выделить как тип отрицательных структур амфиклизы – своеобразные прогибы с вулканитами в разрезе чехла (1973 г.).

Дальнейшее изучение комплексов основания разновозрастных складчатых систем привело его к выводу о том, что многие из складчатых систем сформировались на древних платформах. Типичным примером является Верхояно-Колымская система.

Такие системы он относил к платформам или называл эпикратонными складчатыми системами (1977 г.).

В эти же годы он вновь возвращается к проблеме формирования глубоководных котловин морей (Черное, Средиземное) и океанов и публикует серию статей, последовательно отстаивая молодой возраст Черноморской впадины.

70-е годы были наиболее продуктивными по числу статей, опубликованных М.В. Муратовым (около 90). Многие из них представляют собой изложение докладов, с которыми он выступал на конгрессах, совещаниях, конференциях, очерки в Большой Советской Энциклопедии (3-е изд.).

Теоретические представления М.В. Муратова, опубликованные в эти годы, вошли в монографию "Происхождение материков и океанических впадин")(1975 г.).

В последние годы своей жизни М.В. Муратов работал над книгой "Основы региональной геотектоники", в которой он собирался обобщить представления по главнейшим проблемам современной геотектоники. Работа над рукописью была прервана его безвременной кончиной.

М.В. Муратов был одновременно ведущим ученым и талантливым педагогом, воспитавшим множество учеников. Он подготовил пять докторов и более сорока кандидатов наук. Огромный опыт, широкая эрудиция, большая целеустремленность, умение всего себя посвятить решению научной проблемы, умение видеть главное и доходчиво разъяснять сложные геологические проблемы – вот некоторые из качеств, позволившие М.В. Муратову внести неоценимый вклад в развитие советской геологии. Его исследования долгие годы могут служить примером детальности анализа и широты охвата проблемы.

В.М. Цейслер

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

УДК 551.14

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАТЕРИКОВ, ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЕ И ВОЗРАСТ[1]

Самыми крупными тектоническими структурами являются материки и океанические впадины, которые существенно различаются строением и толщиной земной коры. Основными структурными элементами каждого из материков являются одна или несколько древних платформ (кратонов) и окаймляющие их части геосинклинальных складчатых поясов.

Древние платформы образуют две группы. В северную входят семь платформ: Восточно-Европейская, Сибирская, Таримская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Колымская (Колымо-Омолонская), Северо-Американская; в южную – восемь: Северо-Африканская, Южно-Африканская, Аравийская, Индостанская, Австралийская, Гвиано-Бразильская, Восточно-Бразильская (Атлантическая) и Антарктическая. Обе группы разделены Средиземноморским поясом, Тихим океаном и областью складчатых дуг, окаймляющих Карибское море (рис. 1). Самыми большими по площади древними платформами являются Северо-Американская и Северо-Африканская. Некоторые из них – Восточно-Бразильская, Таримская, Колымская – имеют относительно небольшие размеры.

Участки складчатых геосинклинальных поясов, окаймляющих кратоны и частью отделяющих их от впадин океанов, можно объединить в огромные по ширине и протяженности складчатые пояса земной коры: это пять больших – Тихоокеанский, Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский, Арктический и два меньших по размерам – Бразильский и Внутриафриканский, расположенные в пределах Южной Америки и Африки и разделяющие древние платформы, участвующие в строении этих материков.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ

Древние платформы имеют двухэтажное строение. Они состоят из фундамента, или цоколя, и осадочного платформенного чехла. Их фундамент соответствует гранито-гнейсовому слою земной коры и образован метаморфическими и изверженными комплексами докембрия. В составе фундамента большинства кратонов сейчас удается выделить гранитизированные архейские массивы и относительно более молодые нижнесреднепротерозойские складчатые системы, окаймляющие эти массивы.

В строении архейских массивов, называемых иначе протоплатформами, участвуют разнообразные гнейсы и кристаллические сланцы, образующие ряд комплексов метаморфических и изверженных пород. Их можно разделить на две разные по составу и возрасту группы.

К одной из них относятся древнейшие породы основного состава, чаще всего плохо

---

[1] См: Докл. сов. геологов на 24-й сес. МГК. М.: Наука, 1972. С. 5–17.

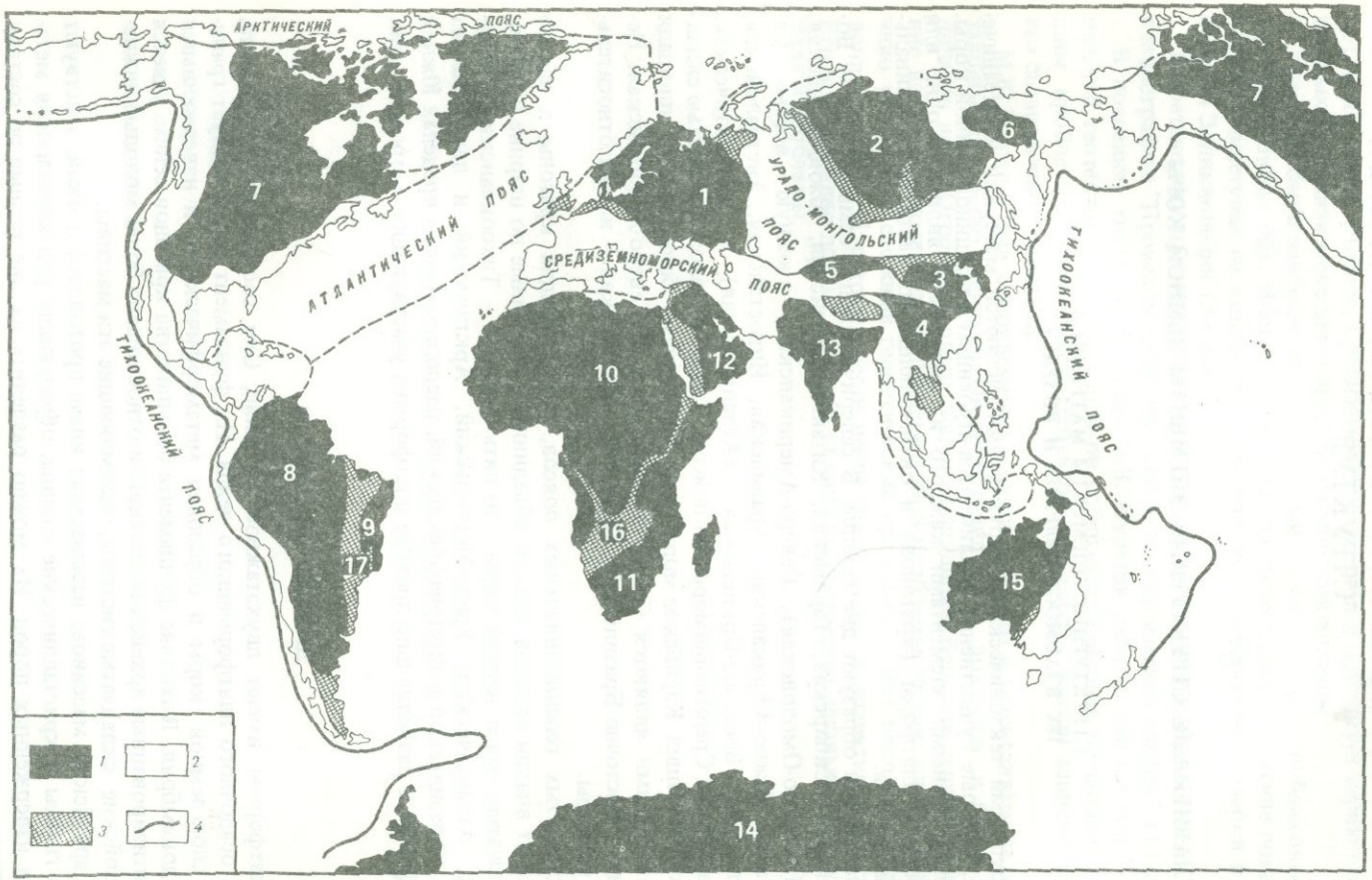


Рис. 1. Древние платформы и геосинклинальные складчатые пояса – главные элементы строения всех материков

1 – древние платформы (1 – Восточно-Европейская, 2 – Сибирская, 3 – Китайско-Корейская, 4 – Южно-Китайская, 5 – Таримская, 6 – Колымская, 7 – Северо-Американская, 8 – Гвиано-Бразильская, 9 – Восточно-Бразильская, 10 – Северо-Африканская, 11 – Южно-Африканская, 12 – Аравийская, 13 – Индостанская, 14 – Антарктическая, 15 – Австралийская); *2* – большие геосинклинальные складчатые пояса; *3* – малые, позднепротерозойские, складчатые пояса (16 – Внутриафриканский, или Катангско-Аравийский, 17 – Бразильский) и наиболее широкие площади верхнепротерозойского основания всех других поясов; *4* – граница распространения андезитовых лав – "андезитовая линия" в пределах Тихого океана, которая принимается за ограничение его дна

сохранившиеся в виде отдельных участков, небольших массивов, полос, иногда ксенолитов среди более молодых гранитизированных комплексов; реже они слагают значительные площади, не затронутые последующей гранитизацией. Это гиперстеновые, амфиболовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизации вулканических излияний основного состава, пирокластических и терригенных пород, хемогенные кварциты, железорудные сланцы и другие породы, которые возникли вследствие размыва и переотложения лав и туфов.

Наиболее характерными комплексами этого рода являются гнейсы серии Киватин в Канаде, кольской серии на Балтийском щите, серий Калгурли в Австралии, Булавайо и Себаквайо и Южной Африке, Кайенны в Южной Америке [Choubert, 1965], конкско-верховцевской на Украине [Каляев, 1965], доиенгрских серий – курультино-гонамской, несмуринской и других на Алданском щите.

По представлениям многих исследователей, эти комплексы формировались в условиях начального существования земной коры, когда еще не было ее разделения на материковую и океаническую, на платформы и геосинклинальные области. Земная кора отличалась небольшой толщиной и значительной подвижностью, характеризовалась широким развитием вулканизма. Гранито-гнейсовый слой коры еще, видимо, не образовался, и шло формирование "базальтового" слоя в условиях, в какой-то степени сходных с таковыми современного дна океанов. Возраст возникшего в это время древнейшего ряда комплексов зеленокаменных ядер материков, или нуклеарной стадии (по Е.В. Павловскому [1962, 1970]), превышает 3000–3500 млн. лет. Позднее породы этих комплексов почти повсеместно подверглись процессам метаморфизма и гранитизации в условиях амфиболовой фации или были более интенсивно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и образовали гранулитовые и чарнокитовые серии.

Ко второй группе относятся более поздние по времени формирования мощные гнейсовые комплексы, сохраняющие однородный состав на значительном протяжении. Эти комплексы образовались из осадочных пород в значительной мере за счет продуктов выветривания и переотложения толщ предыдущего этапа [Фролова, 1951], а также за счет вулканогенных серий, играющих здесь меньшую роль. Гнейсовые серии типа беломорского и алданского комплексов и подобных им также подверглись последующей гранитизации и мигматизации. Они образовались на дне бассейнов в условиях обширных и достаточно глубоких прогибов, в которых могла накопиться мощная толща осадков, достаточно однородная на значительных пространствах. Этого рода комплексы получили у Е.В. Павловского [1964] наименование протогеосинклинальных, хотя они существенно отличаются от типичных геосинклинальных формаций.

Как древнейшие комплексы метаморфических пород, так и более поздние, протогеосинклинальные, участвуют в строении своеобразных структурных форм, известных только в пределах архейских массивов и представляющих собой гнейсовые и гранито-гнейсовые купола до нескольких десятков километров в поперечнике. Они обладают пологими сводами, часто проплавленными гранитами, и крутыми склонами, осложненными складками. Их разделяют извилистые полосы, часто сложенные наиболее древними комплексами. В образовании гнейсовых куполов участвовали складчатые деформации, процессы гранитизации и метаморфизма [Павловский, 1970; Салоп, 1970; Шейнманн, 1970; Каляев, 1965; и др.]. Подобные структуры известны на Украине, в Финляндии, на Алданском массиве, в Канаде [Глуховский, 1969; Вильсон, 1959], Южной Африке, Южной Америке и в других районах щитов древних платформ.

После гранитизации фундамента архейских массивов и формирования гнейсовых куполов на их поверхности в ряде случаев образовались по разломам системы глубоких трогов, заполненных вулканогенно-осадочными толщами нижнего протерозоя. Эти троги – палеоавлакогены – известны на юге Канадского щита (Тимискаминг), на Восточно-Европейской платформе (Кривой Рог, Курская система), на Алданском щите Сибирской платформы. Кроме того, отдельные участки древнейших массивов бывают покрыты своеобразным протоплатформенным осадочным чехлом, подвергшимся

деформации, складчатости, метаморфизации и прорванным гранитными интрузиями. Наиболее хорошо протоплатформенный чехол, проплавленный гранитами, известен в Кодаро-Удоканском районе Сибирской платформы, в Южной Африке, где представлен четырьмя сериями (Доминион-Риф, Витватерсранд, Вентерсдроп и Трансвааль) с возрастом 2600–1950 млн лет, в Австралии (нулладжинский комплекс) и на юге Канады (серия Гурон).

Складчатые системы, окаймляющие архейские массивы в фундаментах платформ и сформировавшиеся в карельскую (гудзонскую) эпоху (1850–1700 млн лет), сложены метаморфическими комплексами пород нижнего протерозоя и по строению близки к послекембрийским геосинклинальным системам (фанерозоя), отличаясь от них более интенсивными процессами гранитизации. Всего в пределах фундамента всех древних платформ сейчас можно выделить до 10 такого рода складчатых систем, из которых наиболее известны Карельская, Кольская, Свекофеннская, Гудзонская, а также Биримская (в Африке), Дарварская и Восточно-Гатская (в Индии) и др. [Муратов, 1970].

Архейские массивы с разделяющими их складчатыми системами, близкими к Карельской, вместе образуют остовы древних платформ, фундамент которых, следовательно, является в целом допозднепротерозойским, послекарельским. Однако в середине или в конце позднего протерозоя (рифея) в отдельных районах по краям кратонов их фундамент подвергался процессам более молодого, повторного метаморфизма и гранитизации, сопровождавшимся формированием крупных гранитизированных полей и гранитных тел. Таковыми следует считать области пояса Гренвилл в Канаде и Мозамбикского пояса в Африке; вполне возможно, что с такой же молодой гранитизацией (1000 млн лет) связаны зоны Телемарк и Дальсланд на Балтийском щите, а также омоложенные части фундамента платформы в Белоруссии. Известны палеозойские интрузии щелочного состава (на Кольском полуострове) и мезозойские гранитоиды (по краям Сибирской и Китайско-Корейской платформ).

Фундамент древних платформ покрыт осадочным эпикарельским чехлом, в составе которого на многих кратонах можно выделить два различных комплекса.

Нижний, более древний комплекс заполняет глубокие грабенообразные впадины, образованные вдоль разломов, секущих фундамент. Он представлен терригенными породами, иногда сопровождаемыми эффузивами и небольшими интрузивными телами. Мощность этих толщ местами достигает многих сотен и даже тысяч метров, а залегание их нередко бывает осложнено сбросами или складками, сопровождаемыми надвигами. Такие протяженные грабены со сложными нарушениями заполняющих их толщ Н.С. Шатский [1964] назвал авлакогенами. Формирование их часто связано с ранней стадией развития платформ, а заполнение относится к позднему протерозою. Однако известны авлакогены, заполненные также толщами девонских и каменноугольных отложений (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген Восточно-Европейской платформы), пермскими и мезозойскими толщами (система Гондванских грабенов Индии). Но и в этих случаях более молодые отложения, слагающие авлакоген, образуют нижний комплекс чехла.

Второй, верхний, комплекс осадочного чехла платформ покрывает значительные части поверхности их фундамента, а также и авлакогены, заполненные нижним комплексом. В строении этого комплекса участвуют породы от верхнего протерозоя и палеозоя до мезозоя и кайнозоя. Среди них в отдельных случаях близ разломов присутствуют магматические основные породы трапповой формации, образующие излияния, туфы и субвулканические интрузивные тела.

Самыми крупными элементами тектоники платформ, возникшими в течение платформенного этапа их развития, кроме авлакогенов, являются щиты и плиты [Шатский, 1947]. Первые – поднятые части платформы, на которых фундамент выступает на большом пространстве на дневную поверхность (или местами немного прикрыт чехлом). Плиты – это обширные части платформ прикрытые более или менее мощным осадочным чехлом.

В пределах плит обособляются плоские, но достаточно опущенные впадины и поднятия. Среди впадин обычно выделяют три типа, различных по строению. Первый – это очень большие по площади перикратонные, или окраинные, прогибы с плоским дном и наиболее глубокой частью, прилегающей к соседней складчатой области, окаймляющей платформу. Второй тип – синеклизы, овальные или округлые в плане плоские депрессии со слабым наклоном слоев от периферии к центру. Наконец, третий тип – это впадины, обладающие обширным по площади плоским дном, окаймленным по краям разломами и флексурами, осложненными многочисленными мелкими деформациями. В заполнении их участвуют мощные вулканогенно-осадочные (трапповые) формации. Таковы Тунгусская впадина (Сибирская платформа), впадины Параны (Южная Америка) и Декканская (в Индии). Все впадины отделены одна от другой пологими поднятиями фундамента и слоев осадочного чехла, в пределах которых фундамент иногда выступает немного на поверхность, а также поднятиями меньшего размера – сводами. Наибольшая мощность осадочного чехла отмечается в авлакогенах, но иногда и в окраинных впадинах, например в Прикаспийской, где она достигает 10–16 км.

Фундамент древних платформ в пределах щитов и плит бывает рассечен системами глубинных разломов, которые местами затрагивают и чехол. С ними бывают связаны вулканические проявления, дайки и магматические трубки взрыва с ультраосновными породами типа кимберлитов, нередко алмазоносными, как на Южно-Африканской и Сибирской платформах.

МАЛЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

В пределах малых поясов – Бразильского и Внутриафриканского, вытянутых в виде относительно узких полос с севера на юг и юго-запад в Африке и Южной Америке, геосинклинальное развитие продолжалось в течение всего протерозоя и закончилось в его конце, в эпоху катангской (бразильской, байкальской) складчатости (500–600 млн лет). После этого малые пояса превратились в области завершенной складчатости, которые образовали основание вновь возникших платформ. Это основание соединило в Африке края Северо-Африканской, Южно-Африканской и Аравийской древних платформ, а в Южной Америке – Гвиано-Бразильской и Восточно-Бразильской (Атлантической). С этого времени возникли огромные материковые платформы почти всей Африки и Южной Америки. Поверхность этих платформ стала покрываться общим палеозойско-мезозойским и кайнозойским платформенным чехлом. Однако фундамент их является гетерогенным и резко отличается от фундамента настоящих древних платформ, так как состоит из нескольких эпикарельских кратонов, разделенных полосами областей позднепротерозойской складчатости.

Таким образом, Африканскую и Южно-Американскую платформы нельзя ставить в один ряд с послекарельскими древними платформами, так как последние в их строении играют роль только отдельных массивов фундамента, спаянных воедино лишь в конце позднего протерозоя, после катангской или бразильской складчатости. На значительные отличия строения фундамента и истории развития платформ Гондваны от северных платформ уже обращал внимание Н.А. Штрейс [1964].

БОЛЬШИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Большие складчатые пояса играют важнейшую роль в геологическом строении и истории всех материков и в развитии континентальной земной коры. В их пределах геосинклинальные процессы происходили не только в позднем протерозое; они продолжались в палеозое, мезозое, а в некоторых из них – и в кайнозое. По строению они представляют собой сложное сочетание различных по возрасту складчатых областей, вытянутых в направлении общего простирания пояса (верхнепротерозойских, каледонских, герцинских, мезозойских, альпийских). Некоторые пояса включают также глубокие котловины внутриконтинентальных и окраинных морей.

Тихоокеанский пояс кольцом обрамляет впадину Тихого океана. К нему относятся складчатые области, расположенные между глубоководной впадиной океана, ограниченной "андезитовой линией", и краями соседних древних платформ – Северо-Американской, Гвиано-Бразильской, Антарктической, Австралийской, Китайско-Корейской и Сибирской. Небольшая Колымская платформа включена внутрь пояса в виде массива. В пределы Азиатско-Австралийской ветви пояса входят протерозойская складчатая область Аделаиды и палеозойские – Катазии и Приморья, мезозойские – Верхояно-Чукотская и Приморья, кайнозойские – Камчатско-Японская и Филиппин. Наиболее молодые складчатые области составляют системы островных дуг с разделяющими их котловинами морей – Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского, Кораллового, Тасманова и Фиджи. К восточной ветви пояса относятся мезозойская Невадская область Северной Америки и Мексики, палеозойская область Пуны в Боливии, область Южно-Американских Анд, кайнозойская геосинклинальная область Венесуэлы и обрамления Карибского моря вместе с впадиной этого моря, а также дуга Южных Сандвичевых островов и Земли Грейама между Огненной Землей и Антарктидой.

В поперечном сечении пояс имеет резко асимметричное строение, так как более древние области в его пределах тяготеют к внешнему краю, а более молодые, вплоть до современных геосинклиналей, – к внутреннему.

Средиземноморский пояс протягивается через всю Евразию – от берегов Атлантического океана до Индонезии – и разделяет платформы северной и южной групп. В его пределы входят герцинская складчатая область Западной Европы и Северной Африки, палеозойское основание Скифской и Южно-Туранской плит, палеозойские и мезозойские области Северного Памира, Куньлуня, полуостровов Индокитая и Малакки, а также две кайнозойские геосинклинальные области – Альпийская вместе с Гималаями и Индонезийская. Обе они наряду с молодыми складчатыми системами включают глубокие котловины Средиземного и Черного морей, части Каспийского моря и котловины морей Сулу, Сулавеси, Банда и др.

Урало-Монгольский пояс отделяет Сибирскую платформу от Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформ и имеет вид гигантской дуги, занимающей середину Евразии и протягивающейся от Карского моря через Тянь-Шань и Алтай в Монголию и далее до берегов Охотского моря. В его состав входят многие протерозойские (байкальские) и палеозойские (каледонские и герцинские) складчатые области, превращенные в молодые платформы и на больших площадях прикрытые чехлом осадков (Туранская, Западно-Сибирская плиты). На востоке в Монголии расположена и мезозойская область. На участке между Восточно-Европейской и Таримской платформами пояс по системе глубинных разломов граничит со Средиземноморским поясом.

Атлантический пояс включает палеозойскую складчатую область Аппалачей и Ньюфаундленда и ее продолжение на юге США под чехлом осадков вдоль побережья Мексиканского залива и в Мексике, а также охватывает каледонские области Гренландии, Великобритании и Скандинавии. Он разобщен, таким образом, на две части Атлантическим океаном.

Арктический пояс включает палеозойскую складчатую область архипелага Северной Канады и побережья Гренландии, отделяя Северо-Американскую платформу от глубоких впадин Северного Ледовитого океана.

Как видно, в составе всех пяти больших поясов значительную роль играют протерозойские (байкальские) и особенно палеозойские складчатые области (каледонские и герцинские), а также мезозойские, превращенные в основание молодых платформ, частично покрытое осадочным чехлом. Наряду с ними присутствуют геосинклинальные области (Альпийская, Индонезийская, Камчатско-Японская, островных дуг и др.), находящиеся на разных стадиях геосинклинального развития.

Все большие пояса связаны друг с другом и образуют, по существу, единую систему. Главным среди них несомненно является Тихоокеанский. Средиземноморский, Атлан-

тический и Урало-Монгольский пояса можно рассматривать как его огромные ответвления, что особенно хорошо видно на глобусе.

Геосинклинальные складчатые области и срединные массивы. Как видно, большие пояса состоят из многих складчатых областей разного возраста. В одних случаях эти области закончили геосинклинальное развитие и превратились в складчатые области и основания молодых платформ, в других — еще сохранили в какой-то мере подвижность и свойства современных геосинклинальных областей.

В свою очередь, каждая из областей состоит из трех элементов: систем геосинклинальных прогибов (трогов), расположенных между ними срединных массивов и систем орогенных впадин. Троги ограничены глубинными разломами, вдоль которых шло их прогибание. Срединные массивы представляют собой участки того основания, на котором по разломам заложены геосинклинальные троги. Массивы бывают целиком или отчасти перекрыты осадочным чехлом. Они тоже ограничены разломами и вытянуты вдоль простирания системы, имея удлиненную форму, более или менее значительную протяженность, иногда сотни и тысячи километров. Орогенные впадины с молассами комплексом, накладываются непосредственно на главный геосинклинальный комплекс, перекрывают его или образуются на поверхности срединных массивов.

В развитии геосинклинальных областей выделяются два основных этапа их развития — главный и заключительный, или орогенный. На главном этапе в раннюю стадию формируются мощные комплексы преимущественно терригенных и вулканогенных формаций основного состава, а в позднюю, зрелую, стадию — сланцевые и флишевые комплексы, андезитовые излияния и туфы. Они заполняют геосинклинальные троги и образуют сложные складчатые структуры. Складки возникают в конце главного этапа и часто осложнены надвигами. Их сопровождают интрузивные комплексы. После складчатости главный этап развития геосинклинальной области заканчивается и возникает орогенная система более широких и плоских прогибов. Они образуются в виде грабенов или обширных межгорных впадин, разделенных поднятиями, или формируют краевые прогибы вдоль края складчатой области и соседней платформы. Их формирование заканчивается также складчатостью и сопровождается образованием комплекса гранитоидных интрузий, в частности нередко огромных батолитов.

Таким образом, каждый из этапов сопровождается своим комплексом интрузий и заканчивается крупной фазой складчатости, имеющей важное значение для формирования складчатых структур данной системы.

Срединные массивы, ограниченные геосинклинальными прогибами, тоже в какой-то мере бывают захвачены движениями в ходе геосинклинального развития, особенно на заключительном (орогенном) этапе. На главном этапе они нередко опущены и покрыты платформенным чехлом пород, одновозрастных с геосинклинальным комплексом. Этот чехол нередко испытывает деформации по разломам и образует коробчатые и надразломные складки. На заключительном этапе участки массивов оказываются вовлеченными в глубокое прогибание с образованием по ним межгорных впадин и грабенов и заполнением их молассовыми комплексами. Вместе с тем в пределы массивов внедряются гранитоидные интрузии, иногда огромных размеров. Многие срединные массивы сильно проплавлены гранитоидами, связанными по времени с заключительным этапом.

После завершения процесса складчатости геосинклинальные области вместе со срединными массивами превращаются в основания молодых платформ; они бывают выровнены эрозией и перекрыты осадочным чехлом, достигающим значительной мощности на площади плиты.

Молодые платформы, в том числе плиты, местами охвачены процессами эпиплатформенного орогенеза [Яншин и др., 1966]. Он приводит к образованию горного рельефа, обусловленного глыбовыми поднятиями блоков земной коры по разломам, и межгорных котловин, заполненных обломочными отложениями. Эти явления сопровождаются вулканизмом.

Основные этапы развития складчатых поясов. Архейские метаморфические комплексы в пределах основания всех складчатых областей встречаются внутри поя-

сов во многих случаях, однако не имеют широкого распространения. Главная же роль в строении складчатого основания поясов принадлежит протерозойским, причем преимущественно верхнепротерозойским комплексам, среди которых часто присутствуют очень мощные (до 6—10 км) эффузивно-терригенные толщи, типичные для эвгеосинклиналей и включающие спилито-диабазовые, вулканогенно-кремнистые, яшмовые и другие формации. Значительна также роль офиолитовой формации с ультраосновными телами. Основываясь на материалах по Урало-Монгольскому, отчасти по Атлантическому и Средиземноморскому поясам, можно предположить, что вряд ли на всем пространстве упомянутых поясов существовала мощная гранитизированная архейско-нижне-среднепротерозойская кора, как на древних платформах. Скорее всего, можно считать, что на огромном пространстве поясов в протерозое располагались бассейны типа океанических с дном, подобным дну современных океанов, а гранито-гнейсовый слой земной коры материкового типа присутствовал вероятно, только на отдельных ограниченных участках и в пределах отдельных массивов. Океаническая кора, согласно выводам А.В. Пейве [1969], была широко распространена в складчатых областях.

Таким образом, геосинклинальное развитие с формированием терригенно-вулканогенных комплексов началось в условиях систем геосинклинальных трогов, которые закладывались и развивались на земной коре океанического типа и были разделены срединными массивами, представлявшими собой также участки дна океана или реже — небольшие массивы с материковой земной корой. Только длительное развитие геосинклинальных систем в течение позднего протерозоя (около 1 млрд лет) с накоплением огромных по мощности осадочно-вулканогенных толщ, подвергшихся складчатости, метаморфизации и внедрению интрузий, привело к образованию значительных метаморфических и складчатых комплексов. Вероятно, можно выделить несколько этапов формирования складчатых систем позднего протерозоя, из которых два играют наиболее заметную роль. Более ранний соответствует первой половине позднего протерозоя и заканчивается процессами складчатости около 1200 млн лет назад (дальсландская, кибарская и другие эпохи складчатости). Более поздний, в конце протерозоя—начале кембрия, отвечает байкальской (кадомской, бразильской, катангской) складчатости.

В конечном итоге на всем или почти на всем пространстве больших и малых складчатых поясов сформировалось мощное метаморфическое, частью гранитизированное основание. При этом по периферии Тихоокеанского пояса несомненно была сохранена океаническая кора; небольшие участки коры океанического типа, возможно, остались и внутри других поясов, однако не достигали значительных размеров.

В пределах Бразильского и Внутриафриканского складчатых поясов этим процессом закончилось развитие геосинклинальных складчатых областей и они превратились в платформы. Во всех больших складчатых поясах геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое и далее, и метаморфический комплекс, образовавшийся в позднем протерозое, послужил лишь основанием, на котором закладывались каледонские, герцинские и более молодые геосинклинальные системы.

Геосинклинальное развитие каледонских складчатых областей происходило до середины девона, герцинских — до середины или конца перми и даже начала триаса (Урал). В результате процессов складчатости и формирования магматических комплексов эти области также превратились в складчатые и вошли в состав основания молодых платформ. Фундамент последних, таким образом, имеет гетерогенное строение и включает протерозойские (байкальские), каледонские и герцинские складчатые области. Последние состоят соответственно из каледонских и герцинских складчатых и орогенных систем, включающих также протерозойские (байкальские) срединные массивы, которые нередко занимают бóльшую площадь, чем окаймляющие складчатые системы.

В конце палеозоя— начале мезозоя Атлантический, Урало-Монгольский и Арктический пояса на всей площади превратились в молодые платформы и начали покрываться осадочным чехлом. В составе их чехла можно выделить два комплекса, сходных с комплексами чехла древних платформ. Нижний из них — осадочно-эффузивный, заполняющий грабенообразные впадины, называемые, в отличие от авлакогенов, тафрогенами

[Соболевская, 1963], а верхний – собственно платформенный чехол мезозоя и кайнозоя.

Молодые платформы сформировались и в пределах значительных частей Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. Однако здесь начиная с конца палеозоя и более широко в мезозое на этом основании начали закладываться новые мезозойские геосинклинальные системы. В североамериканской части Тихоокеанского пояса развитие геосинклинальных систем, заложенных ранее, в конце протерозоя, шло непрерывно до юры–начала мела (Невадская складчатая область). В Средиземноморском поясе, в Альпийской складчатой области, заложение новых геосинклинальных систем происходило не только в юре, но и в середине мела, а конец геосинклинального развития и орогенный этап проявились с конца палеогена, в неогене. В Индонезийской области геосинклинальные системы заложились в мезозое, причем главный этап еще не завершился; то же самое касается и окраинных частей Азиатского побережья (Камчатско-Японская область, Филиппины). Видимо, они представляют собой современные геосинклинальные области [Муратов, 1957].

Таким образом, в истории тектонического развития складчатых поясов намечаются четыре крупнейших периода. Первый из них связан с временем обособления поясов, которое произошло после образования фундамента древних платформ, т.е. после карельской складчатости (1850–1700 млн лет). До этого в их пределах могли происходить процессы образования метаморфического слоя земной коры, но, видимо, на небольших пространствах. Вероятно, в целом они представляли собой области преобладания коры океанического типа.

В начале позднего протерозоя на первично-океаническом основании поясов стали закладываться геосинклинальные системы, которые активно развивались в течение всего позднего протерозоя. Развитие этих систем чередовалось с эпохами складчатости и поднятий. Это был период формирования метаморфического основания поясов, которое образовалось почти на всей их площади, за исключением периферии Тихоокеанского пояса, где продолжала существовать океаническая кора.

4701

Третий период – образование новых палеозойских геосинклинальных систем на верхнепротерозойском основании и их развитие. Малые пояса этот процесс не охватил, так как они уже стали складчатым основанием молодых платформ.

Последний период – это эпохи мезозоя и кайнозоя, когда целиком вся площадь Урало-Монгольского, Атлантического и Арктического и значительные площади Средиземноморского и Тихоокеанского поясов также превратились в основания молодых платформ и были покрыты платформенным чехлом. Только в части Среднеземноморского и Тихоокеанского поясов возникли и активно развивались геосинклинальные области – Альпийская, Индонезийская и области периферии Тихого океана.

История развития древних платформ и геосинклинальных складчатых поясов отражает процесс увеличения площади материковой земной коры и объема гранито-гнейсового слоя в результате превращения геосинклинальных областей в складчатые с увеличением площади молодых платформ. На ранних этапах существования земной коры, в архее, важнейшую роль в этом процессе играли гранитизация, которая охватывала огромные площади, и метаморфизм.

Однако уже с раннего протерозоя (вероятно, в связи с увеличением мощности и уменьшением проницаемости земной коры) главная роль в преобразовании океанической коры в континентальную переходит к геосинклинальному процессу. Последний выражен в образовании геосинклинальных трогов по системам глубинных разломов и связан с крупными горизонтальными смещениями коры вдоль этих разломов. Сеть глубинных разломов служит путями проникновения глубинного вещества из мантии в земную кору, которое обусловливает формирование сложных магматических комплексов и явления метаморфизма.

В общем ходе развития земной коры виден направленный и необратимый сложный процесс, но нет цикличности в том виде, в каком она рисовалась и рисуется многим исследователям, что отмечено в монографии о тектонике Евразии [Яншин и др., 1966].

Библиотека Института геологических наук АН АрмССР

УДК 551.242.2

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ, ИХ РЕЛЬЕФ, СТРОЕНИЕ И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ[1]

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ДНА ОКЕАНОВ

Дно океанов по геологическому строению существенно отличается от материковой суши. Многие крупнейшие ученые – Э. Зюсс, Э. Ог, А.Д. Архангельский – считали, что под водами океанов скрыты большие части древних платформ, которые соединяют Африканскую, Бразильскую и Индостанскую платформы и последнюю – с Австралийской. В других местах на дне океанов рисовали продолжение геосинклинальных складчатых поясов и горных цепей, развитых на континентах. Только с изучением земной коры геофизическими методами удалось установить принципиальное отличие строения земной коры дна океанических впадин от строения материков. Гранитный слой, который является наиболее типичным элементом материковой земной коры, отсутствует под дном океанов.

Совершенно особое значение в строении дна океанов, как это выяснилось, имеет материковый склон. Раньше его считали, хотя и важной, но простой формой рельефа, склоном, отделяющим материки "как высочайшие горы на земной поверхности" (М.В. Ломоносов) от плоских впадин дна океанов. Действительно, материковый склон как уступ, отделяющий поверхность материков от глубоководного дна океанов, выражен всегда очень отчетливо. Теперь этому склону мы должны придавать значение важнейшей границы материковой и океанической земной коры. Под континентальным склоном происходит выклинивание гранитного слоя или резкое уменьшение его толщины с полным выклиниванием иногда сразу за контуром материкового уступа в пределах дна океанов. Континентальный склон, таким образом, – важнейшая структурная граница, разделяющая материковую и океаническую земную кору.

Собственно дном океанов мы должны считать не всю поверхность, покрытую водами океанов, а только ту часть дна, которая ограничена материковым склоном. Мелководья, шельфы, обширные площади дна приматериковых шельфовых морей (Северное, Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское, Чукотское, Желтое, Южно-Китайское и др.) представляют в геологическом отношении части материков, покрытые морем, и имеют материковый тип строения земной коры. От настоящего океанического дна они отделены уступом материкового склона. Недаром эти мелководные моря как части материков стали объектом усиленных поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений (Северное море и др.). Здесь, в этих частях дна морей, мы вполне можем ожидать продолжения тех структурных форм земной коры, которые видим на побережье материков и, следовательно, можем предполагать продолжение под дном шельфового моря нефтеносных, газоносных, угленосных районов, а также других полезных ископаемых, известных на соседней суше.

Но как только мы переходим за пределы материкового склона и попадаем в область настоящего дна океана, исчезают всякие признаки материковых структурных элементов. Можно привести много на первый взгляд очень плохо объяснимых примеров. В Англии, Ирландии, Франции, Испании к берегу Атлантического океана подходят отлично выраженные складчатые горные системы каледонид Англии, цепей герцинид п-ова Бретань во Франции, альпийских и герцинских структур Марокко. Все они срезаны берегом океана и явно тянутся под его дном в полосе мелководного шельфа. За пределами материкового склона и на нем самом нет никаких следов продолжения этих структур, нет их и в рельефе дна океана, где можно было бы ожидать какие-либо гряды, вытянутые вдоль простирания складчатых систем, погруженных на дно, но таких гряд нет. Не удается их выявить и при геофизических исследованиях строения дна океана. То же самое мы

[1] См.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 11–30.

видим у восточного побережья США и Канады и в других местах. Континентальные структуры никак не отражены на дне океанических впадин. Вместе с исчезновением гранитного слоя коры исчезают всякие следы элементов материковых структур.

Изучение строения дна океана, выполненное за последние годы советскими экспедициями на исследовательском судне Академии наук СССР "Витязь" и судах других стран, показало, что дно океанов имеет очень сложный рельеф. Удалось установить, что с определенными типами элементов рельефа дна связаны толщина земной коры, особенности ее строения, мощности донных осадков; с определенными формами рельефа связаны явления вулканизма, повышенная сейсмичность.

Таким образом, стало возможным связать формы поверхности дна морей и океанов с особенностями глубинного строения земной коры и, таким образом, наметить первые, может быть, еще весьма несовершенные и не всегда четкие тектонические элементы структуры океанического дна. Последние имеют своеобразные черты и совершенно не похожи на те элементы структуры материков, с которыми мы познакомились, но которых мы не видим на дне океанов и не можем поэтому их здесь выделить.

Вместе с тем океанические формы достаточно четко различаются по совокупности признаков рельефа и геофизическим данным. Выделение и характеристика таких элементов тектоники и рельефа морского дна с описанием их типов даны многими исследователями: Д.Г. Пановым [1963], Г.Б. Удинцевым [1964] и др. Ниже мы будем следовать их данным, главным образом описанию этих типов, приведенных Г.Б. Удинцевым.

Наиболее крупными общими формами океанического дна являются обширные глубоководные, или абиссальные, равнины – плоские участки дна, разделенные подводными возвышенностями, или валами и ограниченные со стороны континентов уступом материкового склона. Когда эти равнины образуют дно более ограниченных по размерам участков, окруженных возвышенностями, они являются дном подводных котловин. Вблизи материкового склона участки этих равнин бывают покрыты шлейфом более толстого чехла донных осадков, особенно вблизи устьев крупных рек, из которых в океан поступает обильный осадочный материал. Поэтому равнины у подножия материкового склона нередко имеют наклонный характер. Другой разновидностью глубоководных равнин являются холмистые равнины, обладающие неровным, иногда сильно расчлененным рельефом и покрытые обычно лишь на отдельных участках осадками, из-под которых на возвышениях выступают чаще всего лавы. В тектоническом отношении подводные равнины являются устойчивыми, не нарушенными участками морского дна.

Совершенно другой тип впадин дна составляют океанические желоба, представляющие собой узкие и очень длинные депрессии, вытянутые на сотни и тысячи километров, в которых глубины дна достигают 10–11 км. Эти желоба связаны в основном с окраинами Тихого океана.

Среди подводных возвышенностей выделяются валы и хребты. Первые – это невысокие поднятия с пологими склонами. Вторые имеют более сложный рельеф и нередко достигают значительной высоты над океаническим ложем. Очень существенную роль играют особые срединно-океанические хребты и валы, протягивающиеся по дну Атлантического и Индийского океанов, с удивительной правильностью иногда следуя как раз посередине между ограничивающими их материками (Атлантический океан). Срединно-океанические хребты имеют значительную ширину – до 600–1000 км – и очень сложный в деталях рельеф. Они состоят из ряда продольных гряд. Главным элементом их рельефа является хребет, разделенный вдоль осевой части продольной депрессией, которая носит название рифтовой долины. Срединные хребты поднимаются над дном соседних частей океана на 1500–2000 м, а отдельные вулканические конусы выступают выше уровня моря. Наиболее возвышенные их гребни окаймляют по сторонам рифтовую долину. Процессы вулканизма очень сильно проявляются в срединно-океанических хребтах и приводят к образованию многочисленных подводных вулканов. Кроме того, эти хребты являются зонами очагов сильных и частых землетрясений. К ним же приурочен повышенный тепловой поток, идущий из глубины. Происхождение срединно-океани-

ческих хребтов связано с глубокими нарушениями — разломами земной коры, уходящими вглубь, в мантию, и с поднятием участков морского дна. К третьему типу возвышенностей относятся подводные валы, представляющие собой пологие сводовые поднятия дна. Особо среди них выделяются вулканические валы, увенчанные цепью вулканов (Гавайи). Ширина некоторых валов достигает нескольких сотен километров.

Особым типом, выделяемым Г.Б. Удинцевым, являются "глыбовые хребты". Это — отдельные блоки или раздробленные участки дна, поднятые по разломам. Более редкой разновидностью их являются океанические возвышенности, в которых геофизические данные указывают на наличие материкового типа земной коры (гранитный слой). К их числу относятся гряды Сейшельских и Маскаренских островов и гряда Кергелен в Индийском океане, а также подводная возвышенность к югу от Новой Зеландии.

Кроме того, выделяются более мелкие формы, имеющие разные происхождение и историю. Среди них следует упомянуть об уступах дна и ступенях на дне океанов, обусловленных наличием разломов, секущих земную кору. Существенную роль в рельефе океанического дна играют также подводные долины. Это узкие ложбины и углубления, иногда изогнутые и ветвящиеся, которые связаны главным образом с шельфом и материковым склоном. Реже они опускаются на океаническое ложе. В происхождении их много неясного и спорного. Судя по их форме, это главным образом долины, выработанные речной эрозией и потом погруженные под уровень моря.

Распространение описанных элементов рельефа и структуры океанического дна неодинаково в различных океанах. Вместе с тем эти формы и структуры совсем не похожи на материковые. Между материками и океаническими впадинами различия выражаются не только в строении земной коры, но и в структурных формах и рельефе, который по своему происхождению, конечно, тесно связан с глубинным строением и историей развития.

Мы пока еще плохо знаем геологическое строение дна океанов, но все же, изучая их рельеф и геофизические особенности, начинаем многое понимать. В частности, достаточно отчетливо представляем, что некоторые сходные формы рельефа дна океанов имеют разное строение и происхождение и что для разных океанов характерно присутствие различных этих элементов их строения.

Тихий океан

Впадина Тихого океана занимает огромную площадь, поэтому естественны многообразие форм его рельефа и различия их происхождения. Сейчас выполнены специальные исследования по тектонике Тихого океана и имеется ряд сводок по строению его дна, в которых достаточно подробно освещены все имеющиеся данные. Это сводки П.Н. Кропоткина [Кропоткин, Шахварстова, 1965], Г.Б. Удинцева [1965], Ф. Шепарда [1964], Г. Гестила и др. [1963]; Д.Г. Панова [1963], Г. Менарда [1966], В.В. Белоусова [1968] и др. Мы здесь коснемся только самых основных черт тектонического строения дна Тихого океана.

Насколько сейчас известно, строение дна Тихого океана отличается от строения дна других океанических впадин. Прежде всего глубоководные равнины на дне этого океана представляют собой очень обширные пространства, более или менее близкие по глубине — 4000–5500, реже до 6000 м. Такие большие ровные пространства дна в других океанах отсутствуют.

Эти огромные ненарушенные площади океанического дна в тектоническом отношении представляют собой тип структурных форм земной коры, которые называют талассократонами. Земная кора под талассократонами очень тонкая, 5–7 км. Наибольшей толщины достигает базальтовый слой (4–5 км); осадочный – колеблется по толщине от нескольких десятков метров до 1 км, изредка до 2 км. Кроме того, здесь в последнее время выделяется промежуточный, так называемый второй слой, который характеризуется скоростями распространения продольных сейсмических волн, несколько бóльшими (3,5–5,5 км/с), чем в осадочном слое. Считают, что этот слой состоит из

вулканических пород – лав, а также частично уплотненных осадков и туфов. Толщина лавового слоя – несколько сотен метров, иногда достигает 2 км. Лавовые излияния происходили на дне Тихого океана неоднократно в различное время в разных частях.

На поверхности глубоководных равнин Тихого океана рассеяны многочисленные подводные горы и холмы. Они обычно имеют правильную конусовидную форму и высоту от нескольких десятков и сотен до многих тысяч метров под ложем океана. По происхождению это вулканические конусы. Некоторые из них выступают над поверхностью воды, и в этих случаях их высота достигает 10–11 км. Диаметр их у подножия составляет от 5–10 до 70 км. Горы местами образуют скопления или ряды и цепочки, иногда же рассеяны без видимого порядка. Количество их в Тихом океане измеряется десятками тысяч. По выражению Ф. Шепарда, Тихий океан буквально набит горами. Многие из них имеют форму конусов со срезанной плоской вершиной. Их называют гайотами. По происхождению это древние потухшие вулканы, которые были когда-то подняты над уровнем океана. Затем морские волны срезали (абрадировали) вершину конуса и сделали ее плоской. Позднее усеченный таким образом конус оказался глубоко под уровнем моря. Любопытно, что отдельные из этих плосковерхих конусов оказываются весьма древними. С вершин некоторых из них при драгировках были подняты куски коралловых рифов мелового возраста, свидетельствующие о том, что данные вулканы – гайоты – возникли ранее мелового периода, раз уже одеты коралловыми постройками этого времени. Это свидетельствует о большой древности впадины Тихого океана в ее центральной части, в пользу чего есть и другие доказательства.

Для окраин Тихого океана характерна четко выраженная система островных дуг, входящая в состав окаймляющего его Тихоокеанского пояса. Эта система широко развита вдоль Азиатского и Австралийского побережий океана и хотя хуже представлена, но все же имеется и в пределах американской его части.

Глубоководные желоба, тесно связанные с островными дугами, составляют важнейшую особенность Тихого океана: они окаймляют со всех сторон его впадину, отделяя от складчатого Тихоокеанского пояса, тянутся вдоль островных дуг Азиатского и Австралийского побережий океана и вдоль берегов Северной и Южной Америки. Наибольшие глубины сейчас известны в желобах Курильско-Камчатском (10 542 м), Марианском (11 022 м), Филиппинском (10 497 м), Тонга (10 882 м), Перуанско-Чилийском (8066 м). Местами, как, например, к югу от Японии, в Азии и у побережья Австралии, а также у гряды Антильских островов, они образуют второй ряд, который расположен уже внутри Тихоокеанского пояса. Как выяснилось, вдоль желобов в глубь земной коры уходят глубинные разломы. Доказательством этого является то, что с желобами связаны многочисленные очаги землетрясений. Кроме очагов землетрясений, расположенных близ поверхности в земной коре, здесь образуются глубокие (60–300 км) и еще более глубокие (свыше 300 км) очаги. Расположение этих очагов свидетельствует о том, что они вытянуты вдоль поверхности разломов, секущих земную кору и идущих вглубь под некоторым углом. Наклон этот обращен от желоба под соседнюю островную дугу или под материк.

Таким образом, глубоководные желоба представляют собой отражение на поверхности земли очень крупных нарушений, уходящих под земную кору в мантию, по которым смещения происходят и в настоящее время. Сильные землетрясения, сопровождаемые смещениями дна, вследствие которых в воде океана образуются грандиозные волны цунами (у берегов Японии, Курильских и Алеутских островов), связаны как раз с расположенными здесь желобами.

Следующей важной особенностью строения дна Тихого океана является наличие обнаруженной в его восточной части другого рода системы глубоких разломов. Последние вытянуты поперек по отношению к берегу Северной Америки и прослеживаются по прямым линиям на 3000–3500 км. На дне океана они выражены уступами, глыбовыми грядами и рядом депрессий. Они получили наименование (с севера на юг) разломов Мендосино, Пайонир, Мэррей, Кларион и Клиппертон.

В пределах дна Тихого океана имеется большое количество подводных валов, которые обычно увенчаны рядом вулканов, образующих цепи островов. Это широкие сводовые поднятия шириной в несколько сотен километров и высотой до 1–2 км. В ряде случаев они бывают осложнены разломами и густо усеяны вулканами. Наиболее крупными валами с многочисленными вулканами, образующими острова, является вал Калингомаронги (северо-восточнее Новой Гвинеи), Маршалловых островов, валы Полинезии (Туамоту) и центральной части океана, вал Маркус-Неккер, идущий вдоль северного тропика западнее Гавайев, и, наконец, Гавайский. Последний вытянут на 3000 км и увенчан огромными плоскими вулканическими конусами. На Гавайских островах выступают на поверхность грандиозные щитовидные вулканы (Килауэа и др.). Если иметь в виду, что их подножие находится глубоко под водой, то легко представить, что это, вероятно, самые большие современные действующие вулканы на Земле.

Особой категорией валов, которые известны только в Тихом океане, являются краевые валы. Они сопровождают глубоководные желоба вдоль их океанического края. Валы эти длинные и невысокие, но все же отчетливо выражены со всех сторон океана.

К иному типу относятся очень пологие, но широкие валообразные возвышенности, вытянутые в юго-восточной части океана. Они тянутся от берегов Антарктиды к Центральной Америке в виде огромной дуги. На одном из этих поднятий расположен известный о-в Пасхи. Возвышенности имеют довольно сложный рельеф и на всем протяжении увенчаны вулканами. С ними связаны очаги землетрясений. Некоторые исследователи [Менард, 1966; Удинцев, 1964] считают, что хребты юго-восточной части Тихого океана относятся к категории срединно-океанических. Особенно их сближает с типичными срединно-океаническими хребтами других океанов повышенный тепловой поток, идущий с их поверхности. Однако по рельефу и положению они не похожи на типичные хребты этого рода хотя бы отсутствием рифтовой долины и более простым рельефом.

Индийский океан

Дно Индийского океана за последние годы хорошо изучено в значительной степени в результате работ советских экспедиций на "Витязе", "Оби", а также ряда американских и английских экспедиций. Новые данные по рельефу и строению его дна приведены в работах И.М. Белоусова [1964], П.Л. Безрукова [1964], А.В. Живаго [1965], В.Ф. Канаева [1964], В.В. Белоусова [1968] и других исследователей.

Впадина Индийского океана в отличие от Тихоокеанской распадается на целый ряд отчетливо выраженных котловин различной формы, большей частью удлиненных, имеющих в поперечнике 1000–1500 км. Котловины отделены одна от другой подводными возвышенностями – валами и хребтами. Западно-Индийский, Центрально-Индийский и Аравийско-Индийский хребты по строению – типичные срединно-океанические, с рифтовыми долинами, высокой сейсмичностью и вулканизмом. Другие – Австрало-Антарктический вал, Восточно-Индийский хребет, Мадагаскарский хребет – являются простыми сводовыми валообразными поднятиями. Совершенно другое строение имеют Маскаренско-Сейшельский хребет и Кергелен, которые, как уже упомянуто, должны быть отнесены к категории глыбовых, обладающих земной корой материкового типа с "гранитным" слоем. Такое же глыбовое строение, судя по характеру рельефа, имеет Западно-Австралийский подводный хребет, хотя здесь не обнаружен "гранитный" слой.

Глубоководные котловины, разделенные этими хребтами и валами, имеют относительно плоское дно с глубинами 4500–6000 м. Котловин всего около дюжины, и они имеют неправильную форму овалов, иногда обладают угловатыми очертаниями или изогнуты (Сомалийская котловина) или сильно вытянуты (Центральная котловина). В Индийском океане, у его северо-восточного края, имеется единственный глубоководный желоб с глубинами более 7400 м, вытянутый вдоль Явы, Суматры и других островов Индонезии. Он обладает всеми признаками желобов Тихого океана – формой, размерами , высокой сейсмичностью и, вероятно, связан с ними своим происхождением.

Желоб этот в восточной части изогнут вдоль дуги малых островов Индонезии (Танимбар и др.) и здесь близко подходит к Филиппинскому и Новогвинейскому желобам, окаймляющим Тихий океан.

В Индийском океане нет других типичных желобов, так же как нет островных дуг и вулканических валов, подобных Гавайскому.

Атлантический океан

Атлантический океан исследован лучше, чем Индийский, и по рельефу и строению его дна имеются многочисленные сводки [Хейзен и др., 1962; Шейнманн, 1961; Панов, 1963; Белоусов, 1968; и др.].

Впадина Атлантического океана имеет удлиненную и несколько изогнутую форму. Важнейшим элементом рельефа и строения его дна является срединно-океанический хребет, вытянутый посередине на всем протяжении океана и изогнутый в соответствии с изгибом берегов и всей формой океана. Вдоль хребта, между ним и материковыми склонами соседних континентов, тянутся два ряда котловин.

Котловины имеют плоское дно с глубинами 5000–6000 и до 7000 м. Возвышенности поднимаются над дном котловин на 1000–2000 м и более и местами увенчаны пиками (конусами вулканов), выступающими даже над водой. Особенно сложным рельефом с многочисленными островами обладает срединно-океанический хребет.

Срединно-океанический хребет Атлантического океана разделяет глубоководные котловины, которые расположены симметрично по обе его стороны. Самыми северными являются котловины Гренландского и Норвежского морей, затем большие Северо-Американская и Северо-Африканская, распадающиеся на более мелкие части. Далее симметрично расположены Бразильская и Ангольская котловины, которые ограничены на юге возвышенностью Риу-Гранди и Китовым хребтом и отделены ими от самых южных Аргентинской и Южно-Африканской котловин. Дно котловин, особенно больших в северной части океана, имеет сложный холмистый рельеф и разделяется возвышенностями на отдельные второстепенные впадины.

Таким образом, дно Атлантического океана, подобно дну Индийского, распадается на ряд котловин, имеющих типично океаническое строение земной коры, разделенных сетью возвышенностей с несколько более толстой, но океанической корой. Среди последних главной является Срединно-Атлантический хребет, который представляет собой грандиозное горное сооружение длиной более 20 000 км. Его сейсмичность установлена по многочисленным очагам землетрясений, связанных с ним. О вулканизме свидетельствуют конусы островов, из которых многие являются действующими вулканами (Буве, Тристан-да-Кунья, Вознесения, Святой Елены, Азорские острова, Исландия), а также поднятые со дна обломки лав базальтового состава. Рельеф и строение хребта относительно хорошо исследованы за последние годы [Хайзен и др., 1962]. Одной из его важных физических особенностей оказался резко повышенный тепловой поток ($7 \cdot 10^{-6}$ кал $\cdot$ см^2/с), превышающий почти в 6 раз среднюю величину этого потока на дне и в других частях океана.

Срединный хребет имеет очень сложный рельеф и состоит из ряда ступеней, высоких раздробленных плато и гряд, обладающих расчлененной формой. Вдоль его осевой части на всем протяжении с интервалами тянется рифтовая долина и наиболее высокие рифтовые горы, представляющие собой поднятые по сбросам блоки. Некоторые из них достигают поверхности моря, примером чему являются о-в Святого Павла, сложенный отчасти ультраосновными, а не вулканическими породами, а также Исландия. Рифтовая долина, депрессия с крутыми склонами и плоским дном шириной до 30–40 км, образовалась в результате опусканий участка дна также по сбросам.

Помимо исследований дна океана, большое значение для понимания строения срединно-океанического хребта Атлантики имеет изучение геологии Исландии. Этот остров представляет собой участок срединно-океанического хребта, выступающий на поверхность. Через всю Исландию, образуя небольшой изгиб, протягивается рифтовая до-

лина, с которой связано большинство действующих вулканов. Эта долина является прямым продолжением рифтовой долины подводного хребта. В Исландии она тоже представляет опущенный по сбросам грабен, заполненный лавами и вулканическими туфами четвертичного и современного возраста. По ее краям и в середине прослеживаются зоны разломов. К линиям этих разломов приурочены цепи вулканов и известные трещинные излияния лав. Наиболее грандиозное излияние лав в Южной Исландии произошло в 1783–1784 гг. через трещину Лаки длиной до 25 км. Объем излившейся лавы достигал 12–15 км^3, и она покрыла площадь в 565 км^2.

Края рифтовой долины представляют собой лавовые плато, сложенные слоистыми лавовыми покровами, по возрасту более древними – от эоцена до плиоцена. Судя по геофизическим данным, их подстилают толщи более рыхлых вулканических продуктов – туфов и брекчий, которые возникли, вероятно, в условиях взрывной вулканической деятельности на дне океана. Эти же туфы и другие обломочные вулканические породы слагают, видимо, и основание срединно-океанического хребта. Судя по имеющимся вычислениям, их мощность должна быть больше 6 км, а по возрасту они (поскольку лавы эоцена лежат в Исландии выше них), должны быть доэоценовыми, возможно, меловыми.

Как видно, изучение геологии Исландии служит существенным дополнением для понимания строения срединно-океанического хребта, позволяя понять, чем он сложен. По-видимому, срединный хребет Атлантики представляет собой в целом громадную зону глубинного разлома, своего рода рану на огромном протяжении земной коры. Он является активным до настоящего времени, чем и объясняется его высокая сейсмичность. Вдоль него по разломам происходит выброс вулканических продуктов из глубины на поверхность. В рельефе дна океана он выражен сложной совокупностью поднятий и рифтовых долин. В Исландии мы имеем только ничтожный по длине отрезок этого грандиозного сооружения, который оказался поднятым выше современного уровня океана [Муратов, 1961].

На западе Атлантического океана располагается Карибское море, окаймленное грядой Больших и Малых Антильских островов, представляющих собой типичную островную дугу, сопровождаемую глубоководным желобом. Хотя эта дуга и желоб географически относятся к Атлантическому океану, однако в тектоническом отношении они составляют отрезок обширного Тихоокеанского пояса. Точно так же к обрамлению Тихого океана должна быть отнесена островная дуга между мысом Горн и Антарктидой, сопровождаемая глубоководным желобом.

Северный Ледовитый океан

Строение дна Северного Ледовитого океана стало выясняться главным образом благодаря работам советских арктических экспедиций и дрейфующих станций, начиная с известной экспедиции И.Д. Папанина. Данные по рельефу и строению дна Ледовитого океана были сведены в работах Д.Г. Панова [1957, 1963], а по более новым данным – Р.М. Деменицкой, А.М. Карасиком и Ю.Г. Киселевым [1964] и Р.М. Деменицкой [1967]. Много было сделано также и работами американских полярных экспедиций.

По рельефу впадина океана распадается на четыре глубоководные котловины: Канадскую и Макарова глубиной около 4000 м, Амундсена и Нансена с глубинами более 4500 м. Они разделены подводными хребтами: один из них делит океан на две половины, другой – Менделеева – расположен между котловиной Макарова и Канадской и третий – срединно-океанический Гаккеля протягивается между Гренландией и Шпицбергеном и разделяет котловины Нансена и Амундсена. Р.М. Деменицкая [1967] упоминает, что есть данные о существовании еще одного хребта в пределах Канадской котловины.

Сравнительно небольшие котловины Нансена и Амундсена по строению сходны с котловинами Атлантики и имеют океанический тип строения земной коры. Согласно

геофизическим данным, более мелководные котловины Макарова и Канадская обладают несколько более толстой (до 15–20 км) земной корой с возможным наличием в ней участков гранитного слоя. Только в отдельных местах кора (толщиной 10 км) образует как бы окна, где имеет типичное для океанов строение. Более толстая кора является характерной чертой дна Северного Ледовитого океана.

В пределах хребтов кора имеет еще большую (до 15–18 км) толщину, и не исключено также наличие здесь участков "гранитного" слоя, что позволяет отнести их к категории глыбовых хребтов.

Б. Хейзен, М. Тарп [Heezen, Tharp, 1965], Р.М. Деменицкая [1967] и другие исследователи протянули в пределы дна Северного Ледовитого океана продолжение Атлантического срединно-океанического хребта с рифтовой долиной и другими особенностями, хотя здесь он не очень четко выражен в рельефе. Его намечают по полосе очагов землетрясений, идущей между котловинами Нансена и Амундсена, где как раз установлены и отдельные возвышенности дна значительной высоты.

Как видно, дно Северного Ледовитого океана по строению в общем сходно с дном Атлантического и Индийского и расчленяется на ряд котловин. Вместе с тем при более ограниченных размерах этих котловин земная кора под ними характеризуется некоторыми отличиями и не имеет типично океанического строения. Кроме того, Северный Ледовитый океан обладает самым широким на Земле шельфом, вытянутым вдоль окраин Азиатского и Европейского материков. Шельф этот имеет материковое строение коры и составляет продолжение структур Евразии.

Главнейшие различия в строении дна океанов

Дно Тихого океана, помимо огромной площади, отличается от дна других океанов рядом особенностей. Оно представляет собой обширный талассократон, окаймленный поясом складчатых систем, среди которых самую внутреннюю образует система островных дуг. Граница между океаническим и складчатым геосинклинальным поясом выражена очень четко и проходит по почти непрерывному ряду глубоководных желобов, окаймляющих талассократон со всех сторон. Желоба не только образуют структурную границу, но и являются разделом вулканических провинций. В островных дугах господствует андезитовый состав лав, в области талассократона – базальтовый. Недаром система желобов западной части Тихого океана известна как "андезитовая линия" – предел распространения андезитов.

Дно Тихого океана усеяно многочисленными подводными горами вулканического происхождения, связанными частью с валообразными возвышенностями и рассеянными между ними. Среди вулканических валов выделяется Гавайский, отличающийся своими размерами и грандиозными вулканами. Дно Тихого океана рассечено множеством разломов.

Впадины других океанов – Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого – *распадаются на системы котловин, разделенных подводными валами и срединно-океаническими хребтами.* Во многих случаях присутствуют глыбовые поднятия, обладающие *земной корой материкового типа с "гранитным" слоем (возвышенность Сейшельских–* Маскаренских островов). Здесь исключительное значение приобретают срединно-океанические хребты. Вместе с тем отсутствуют обширные талассократоны тихоокеанского типа, нет глубоководных желобов и систем островных дуг, за исключением связанной в геологическом отношении с Тихоокеанским поясом и близкой к Тихому океану Индонезийской дугой.

Все это позволяет сделать вывод, что по строению впадина дна Тихого океана во многом отличается от впадин трех других океанов. Это, в свою очередь, делает возможным наметить два типа океанических впадин, различающихся по характеру рельефа и особенностям строения, – тихоокеанский и атлантический. К последнему относятся и впадины Индийского и Северного Ледовитого океанов.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА В СВЕТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Приведенные выше данные о строении дна Тихого океана и особенности строения окружающих его материков позволяют прийти к выводу, что талассократон Тихого океана окаймлен геосинклинальными складчатыми системами более древнего возраста.

Дно центральной части талассократона характеризуется наименьшей толщиной земной коры. По данным геофизических исследований, толщина земной коры в центральной части океана колеблется от 4,8 до 7,46 км с увеличением в некоторых участках за счет подводных возвышенностей до 10–18 км. Наибольшую роль в ее строении играет нижний слой, который характеризуется скоростями распространения в нем продольных волн 6,43–7,10 км/с (в среднем 6,76 км/с). Этот слой считается "базальтовым" слоем коры, имеет толщину на пересечении между Маршалловыми островами и Гавайями 3,14–5,69 км и между Гавайями и Северной Америкой – 4,42–6,24 км, а в южной части океана – 3,31–9,58 км.

На карте Тихого океана из работы Р. Рэтта [Raitt, 1956] видно, что в наиболее плоской области, между островами Полинезии и Америкой (по которой как раз имеются данные Р. Рэтта), толщина коры закономерно убывает от периферии к центру океана. В районе, расположенном на 7° 20′ ю.ш. и 118° 40′ з.д., толщина земной коры наименьшая и составляет 4,85 км. К северо-востоку и юго-западу отсюда она последовательно возрастает от 5, 6 и затем 7 км и более.

В области островных гряд Меланезии и Микронезии, как показывают имеющиеся данные, толщина коры резко изменчива. Здесь наряду с величинами 5,5–6 км в отдельных впадинах на подводных возвышенностях и поблизости от гряд островов толщина коры достигает 8,66–12,55 км. Это показывает, что островные гряды связаны с локальными утолщениями земной коры. Интересно, что местами здесь констатируется сильное увеличение толщины так называемого второго слоя, состоящего из вулканических пород, до 4,38 км близ атолла Энветок и 5,6 км у о-ва Науру (на южном окончании продолжения Каролинской дуги).

В общем часть Тихого океана, расположенная между Гавайскими, Маршалловыми островами и Полинезией, характеризуется многими особенностями, отличающими ее от соседних районов. В частности, здесь толщина этого второго слоя, состоящего, очевидно, из лав, на огромном протяжении составляет 2,4 км, в то время как в соседних частях океана она не превышает обычно 1 км.

Именно здесь со дна океана возвышается огромное количество конусов и усеченных конусов подводных вулканов, частью увенчанных коралловыми рифами и атоллами. С. Менард [1966] сопоставил данные по высотам плоских вершин усеченных подводных вулканических конусов и вулканических оснований атоллов, погруженных сейчас на значительную глубину. Так как плоские вершины конусов созданы морской абразией, их поверхности, несомненно, соответствуют древнему уровню моря. Сейчас они погружены на разную глубину, но, определяя высоту горы, нетрудно установить глубину дна, с которой в свое время данный вулкан поднимался до уровня воды. Определив эти величины для многих десятков подобных гор, Г. Менард установил, что эти конусы располагались на поверхности обширного валообразного поднятия, занимавшего значительную площадь дна. Возвышенность эта была вытянута на 10 000 км с юго-востока на северо-запад при ширине до 4000 км. Овальную форму возвышенности Г. Менард восстановил по высотам срезанных конусов, выяснив, что глубина океана в осевой части возвышенности достигала 3,5 км, а по ее окраинам – 5–5,5 км. Он назвал эту древнюю возвышенность в честь великого естествоиспытателя, который дал первую обоснованную теорию происхождения коралловых атоллов, поднятием Дарвина.

Эоценовый и позднемеловой возраст коралловых построек поверх ряда усеченных вулканов указывает, что образование вулканов и, следовательно, всего валообразного поднятия Дарвина происходило до середины мела, т.е. более 100 млн лет назад, скорее

всего, в начале мезозоя. Оно, по-видимому, выросло как пологое, но гигантское по площади вздутие поверхности мантии Земли, которое подняло земную кору. Последняя при этом была раздроблена сетью продольных и поперечных разломов, вдоль которых и происходили, очевидно, вулканические излияния и образовались и росли со дна вулканические конусы.

Позднее, в кайнозое, поднятие Дарвина в целом исчезло — оно осело, кроме отдельных участков, например островов Такелау и других, которые могут рассматриваться как его остатки. С поднятием Дарвина были связаны грандиозные по масштабу и объему вулканические извержения, и как раз здесь увеличена толщина второго слоя земной коры.

На этом примере мы видим развитие и распадение древнего поднятия на океаническом дне, которое было структурной формой совершенно особого типа, неизвестного на материках.

Образование поднятия произошло до середины мела, а распадение — после эоцена. Вероятно, гряды подводных возвышенностей, усеянные вулканическими островами Меланезии, Микронезии и Полинезии, могут рассматриваться хотя бы частично как остатки (обломки) этого поднятия. В то же время не исключено, что эти островные цепи центральной части Тихого океана, которые характеризуются вулканическими извержениями основного состава (базальтово-перидотитовые излияния и нефелинсодержащие базальты), следует, возможно, рассматривать как структуры начальной стадии геосинклинального развития, во время которой гряды вулканических островов следуют зонам глубоких расколов земной коры.

Система островных дуг западной части Тихого океана, включающая острова Алеутские и Курильские, Бонин, Рюкю, Марианские, Соломоновы, Адмиралтейства, Новые Гебриды, Фиджи, Тонга и другие, отличается от охарактеризованных выше островных гряд наличием андезитовых излияний, свидетельствующих о развитии в земной коре очагов более кислой магмы, что наряду с другими данными говорит о присутствии здесь более мощной, хотя и спорадически развитой, земной коры материкового типа. В разделяющих островные дуги котловинах межостровных морей кора сохраняет океанический тип с несколько утолщенным осадочным слоем. Здесь мы имеем дело уже с настоящей геосинклинальной областью в стадии островных дуг. Эта геосинклинальная область отделена от дна Тихого океана полосой глубоководных желобов, образующих исключительно четко выраженную зону, в которую входят впадины Тонга-Кермадек, Марианская, Курило-Камчатская, Алеутская и др. С полосой этих впадин совпадает, как известно, так называемая андезитовая линия — граница андезитовых вулканических излияний, окаймляющих со всех сторон Тихий океан. Система островных дуг образует самую внутреннюю зону Тихоокеанского кольца.

К периферии океана области кайнозойской складчатости и вулканизма сменяют современную геосинклинальную систему. Эта зона прослеживается от Новой Зеландии на юге, охватывает Новую Гвинею, Восточные Филиппины, Тайвань, Японию, Камчатку, Корякский хребет, Береговые хребты Северной Америки, систему складчатых структур Центральной Америки и Антильских островов, а затем всю систему Анд.

Здесь мы имеем дело с геосинклинальными системами, находящимися, несомненно, в более зрелой стадии развития по сравнению с предыдущей зоной. Наряду с обширными и глубокими геосинклинальными прогибами здесь мы имеем крупные сложившиеся антиклинории Новой Гвинеи, Филиппин, Тайваня, Японии и др. Следует отметить, что различие между ними не только в глубине погружения по отношению к уровню моря, но и в значительно большей площади, занятой антиклинальными поднятиями, созданными в результате длительного развития, что хорошо иллюстрируется данными, приведенными в ряде новейших работ по геологии Японии, Филиппин и других районов.

Далее следует зона мезозойской складчатости Верхоянья, Аляски и Скалистых гор Северной Америки, в которой давно уже прекратилось геосинклинальное развитие и образовалась молодая эпимезозойская платформа.

В таком концентрическом распределении зон, окаймляющих середину Тихого океана, можно, без сомнения, усмотреть определенную генетическую закономерность. Края Тихого океана последовательно окаймлены складчатыми структурами различного возраста – от наиболее молодых, растущих со дна океана островных гряд и до более древних мезозойских складчатых структур.

Очевидно, на примере дна Тихого океана и его обрамления мы можем проследить последовательный ряд стадий развития земной коры от догеосинклинальной океанической плиты через начальные океанические гряды к геосинклинальной стадии островных дуг, а затем больших островов и горных цепей к платформенной области мезозойской складчатости Дальнего Востока и Северной Америки.

Дно центральной части Тихого океана, окаймленное рядом последовательно сменяющихся зон, генетически связано с ними. Земная кора в его пределах находится, скорее всего, в ранней догеосинклинальной стадии развития, характеризующейся еще полным отсутствием гранитного слоя.

Географические особенности строения берегов Тихого океана отражают, следовательно, тесную связь дна океана с развитием окаймляющих его геосинклинальных систем. Последовательное обрастание дна Тихого океана этими зонами как будто говорит об образовании складчатых систем одной за другой за счет окраинных частей океанического дна талассократона, который последовательно концентрически уменьшался по площади с течением времени и с ростом все новых зон складчатых цепей по его периферии.

Таким образом, строение окраин Тихого океана вполне подтверждает гипотезу о том, что талассократон его дна является наиболее ранней ступенью развития земной коры, постепенно по краям он вовлекается в геосинклинальный процесс и после его завершения преобразуется в платформу, обладающую типичным материковым строением земной коры.

Существующие данные о древности самой впадины Тихого океана также соответствуют этим представлениям. Выше уже были приведены указания на наличие коралловых рифов мелового возраста на некоторых подводных горах. История образования поднятия Дарвина, возникшего до середины мела, с грандиозным проявлением вулканических процессов на его поверхности позволяет считать достаточно обоснованным существование Тихого океана в начале мезозоя (в юре и триасе). Нет никаких данных, чтобы отрицать его существование и в палеозое. По мнению Г. Менарда, который придерживался такой точки зрения, вулканизм в его пределах был развит тогда намного слабее, чем в мезозое.

Мнение о том, что дно Тихого океана является древнейшим участком земной коры, высказывали уже давно многие крупные ученые [Архангельский, 1941; Страхов, 1948; Вегенер, 1924; Штауб, 1938; и др.]. Подробно этот вопрос разработал Г. Штилле [Stille, 1945–1946], который пришел к выводу, что впадина Тихого океана должна быть отнесена к числу первичных, возникших еще в глубине докембрия. Он впервые выделил древнейшие впадины океанов и противопоставил их новым, вторичным, океаническим впадинам.

Позднее автор [Муратов, 1957] также пытался обосновать гипотезу о большой древности и докембрийском возрасте впадины Тихого океана. Эта же точка зрения нашла свое отражение на Тектонической карте Евразии [Яншин и др., 1966]. Ю.М. Пущаровский [1965] на основе анализа тектонической структуры берегов Тихого океана и строения Тихоокеанского пояса, кольцом окружающего со всех сторон его дно, также пришел к выводу о большой древности Тихого океана. В настоящее время подтверждением этого вывода служат выявленные рядом исследователей, в том числе Н.А. Богдановым [1966, 1969], талассогеосинклинали в ряде районов по периферии Тихого океана. Талассогеосинклинали – это геосинклинальные прогибы, заложенные и развивавшиеся на океанической земной коре, охарактеризованные своеобразным комплексом метаморфизованных основных вулканических, кремнистых и граувакковых формаций. Талассогеосинклиналь Береговых хребтов Калифорнии заполнена франсис-

канской формацией, относящейся к верхней юре и нижнему мелу. Сходные образования Восточно-Сахалинских гор, о-ва Хоккайдо и восточной окраины Корякского нагорья относятся к перми, юре и нижнему мелу. В Новой Зеландии граувакково-вулканогенные породы относятся к более широкому интервалу – от карбона до низов мела, слагая основание более молодых отложений. Подобные же породы известны в ядре антиклинория в Новой Каледонии. Мезозойский, пермский и даже каменноугольный возраст этих образований по западной и восточной периферии Тихого океана свидетельствует о более широком, чем сейчас, протяжении океанической земной коры по окраинам океана в конце палеозойской–начале мезозойской эры. Это свидетельствует, таким образом, о существовании впадины Тихого океана в позднем палеозое и постепенном сокращении ее площади и служит дополнительным аргументом в пользу вероятного существования Тихого океана также и ранее – в начале палеозоя–конце протерозоя.

Кроме приведенных геологических материалов, существуют интересные и убедительные данные о древности Тихого океана, обоснованные анализом глубоководной фауны. По Л.А. Зенкевичу [1966] и Я.А. Бирштейну [1959], животный мир океана представляет целостную систему, которая развивалась в условиях чрезвычайно длительной эволюции. На протяжении всего фанерозоя не было создано ни одного нового типа животного мира. Поэтому с точки зрения биологов необходимо допустить большую древность океанов или хотя бы некоторых из них как среды, в которой развивался и эволюционировал животный мир.

Происхождение впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов

Геологическое строение берегов Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов резко отличается от строения окаймления Тихого океана. Здесь отсутствуют какие бы то ни было следы последовательного обрастания океанических впадин складчатыми системами различного возраста. Наоборот, берега этих океанов имеют в огромном большинстве случаев секущий характер и обрезают поперек или вкось складки, зоны складок или целые складчатые системы, которые их слагают.

Впадина Атлантического океана как бы накладывается на структуры окаймляющих ее материков. Она совершенно чужда им, перекрывает и сечет самые разнообразные элементы соседней материковой структуры. Восточный берег Атлантического океана обрезает каледониды Атлантического пояса в Норвегии, Англии и Ирландии, затем складчатые структуры Средиземноморского пояса, герцинид Бретани и западного берега Франции. Южнее он срезает почти поперек альпийскую складчатую систему Южной Испании и Атласа и палеозойские структуры Пиренейского полуострова, которые не имеют никаких следов продолжения на дне океана. Еще далее на юг край Атлантической впадины сечет древние платформенные структуры Африки. Западный край впадины обрезает каледонские и докембрийские структуры Гренландии, затем каледониды Ньюфаундленда, Аппалачей, архейский Гвианский щит, верхнепротерозойскую складчатую систему бразилид и, наконец, структуры Патагонии.

Впадина Атлантического океана наложена на совершенно различные структурные элементы, которые не находят никакого отражения в рельефе дна океана. В этом заключается наиболее важная и интересная особенность впадины Атлантического океана. Если бы она была наложена целиком на однородную платформу, скажем, докембрийскую типа Гондваны, мы вправе были бы ожидать, что дно впадины после опускания платформы будет иметь более или менее однородный характер. Но раз во впадину опущены такие разнородные элементы, как участок докембрийской платформы Гондваны, отрезки Альпийской геосинклинальной области, палеозойские складчатые системы Западной Европы и Северной Америки, отсутствие хотя бы слабых различий в рельефе дна Атлантики вызывает удивление и требует объяснения.

Действительно, в пределах материков Европы и Америки эти основные структурные элементы чрезвычайно различаются по своей тектонической структуре, истории геологи-

ческого развития и проявлению новейших движений земной коры, а значит, и по рельефу. Следовало бы ожидать, что эти различия в какой-нибудь степени отразятся в рельефе дна океана, чтобы по ним можно было, хотя бы схематически, наметить продолжение перечисленных элементов под дном океана. В действительности на дне Атлантического океана мы не видим даже намека на продолжение структурных элементов материков. Вместо этого имеются восемь удлиненных огромных глубоководных котловин, охарактеризованных выше и разделенных Срединно-Атлантическим хребтом, а также другими подводными возвышенностями. Все эти элементы рельефа дна Атлантического океана никак не связаны с элементами структуры материков и, наоборот, симметричны по отношению к общим контурам берегов океана. Срединный хребет изогнут S-образно в соответствии с общей конфигурацией берегов океана.

Картина рельефа дна Атлантического океана не соответствует предположению об опускании глыб континентальной земной коры по сбросам на дно океана и требует другого объяснения. Это предположение встречает еще больше возражений в свете геофизических данных о строении земной коры под океаном. Уже сравнительно давно стало известно, что область Атлантического океана, так же как Индийского и Тихого, характеризуется значительными положительными величинами аномалий силы тяжести. Однако при этом ошибочно считали, что земная кора под дном Атлантического и Индийского океанов ближе по строению к коре материковых областей и отличается от коры Тихого океана. Высокие значения аномалий силы тяжести в Атлантическом океане А.Д. Архангельский [1941] объяснял тем, что земная кора под его дном проплавлена массивными интрузиями основных пород, а поверхность ее на дне океана покрыта излияниями основных лав.

За последние годы получены данные новейших геофизических исследований дна Атлантического океана, которые показали, что земная кора здесь по строению принципиально не отличается от строения коры Тихого океана. Опубликованные Б. Офисером, М. Юингом и Р. Уеншелем [Officer et al., 1952] данные показали, что толщина земной коры на расстоянии 400–600 км южнее Бермудских островов не достигает или немного превышает 10 км, увеличиваясь к северу, в сторону островов.

Дальнейшие исследования позволили С. Кацу и М. Юингу [Katz, Ewing, 1956] установить, что обширная область с глубинами 5–6 км к югу, юго-западу и северо-западу от Бермудских островов обладает очень тонкой земной корой, толщина которой также около 5–6 км. Сейсмические профили, приложенные к цитируемой работе, показывают, что при приближении к Северо-Американскому побережью – в направлении от Бермудских островов на Нью-Йорк и Вашингтон – вместе с уменьшением глубины океана толщина коры начинает сильно увеличиваться, приобретая континентальный характер. Толщина ее достигает в Новой Англии 37 км, а в районе Вашингтона – 34 км. Небольшая толщина земной коры океанического типа (около 5 км) указывается и для района севернее Пуэрто-Рико, причем здесь толщина резко увеличивается в направлении к упомянутому острову.

Согласно последним данным, толщина земной коры еще меньше в области рифтовой долины срединно-океанического хребта, где, по-видимому, есть участки полного отсутствия коры и выходов поверхности мантии, прикрытой лишь небольшим слоем осадков. Предполагается, что есть и выступы мантии; одним из них является, в частности, о-в Святого Павла близ экватора, сложенный ультраосновными породами, из которых состоит мантия[1].

Все эти данные приводят к выводу, что на дне Атлантического океана нет погрузившихся континентальных платформенных массивов.

Таким же строением обладает дно Индийского и Северного Ледовитого океанов. Их

[1] На основании изучения в 1964 г. шести образцов милонитизированных перидотитов с о-ва Святого Павла в Институте Карнеги (Вашингтон) по соотношению изотопов стронция можно считать вероятным, что из них четыре образца имеют возраст около 4,5 млрд лет. Американские исследователи считают, что исследованные породы представляют собой материал мантии.

океанические впадины не отражают никакой генетической связи с окаймляющими их берегами. Наоборот, налицо все признаки наложения этих впадин на совершенно разные по происхождению и по возрасту структурные элементы их побережий. Края впадины Индийского океана секут платформенные структуры Африканской, Индийской и Австралийской платформ и Мадагаскара, а также структуры их докембрийского складчатого основания. Исключением является участок между Бенгальским заливом и Австралией, где окраина впадины Индийского океана согласно примыкает к цепи геосинклинальных структур Индонезии, Никобарских, Андаманских островов. Вдоль них протягивается отчетливо выраженный узкий желоб, который на севере переходит во впадину низовьев Брахмапутры – краевой прогиб перед Араканским антиклинорием. Он продолжает систему Предгималайских краевых прогибов.

В пределах глубоких котловин дна Индийского океана толщина земной коры не превышает 10 км. На склонах срединно-океанического хребта толщина базальтового слоя уменьшается, и, по данным Г.Б. Удинцева, близ вершины хребта в пределах рифтовой долины он местами исчезает. В рифтовой долине кое-где рыхлые осадки лежат прямо на породах мантии, и со склонов при драгировке с "Витязя" удалось достать куски ультраосновных пород мантии с включениями хромита.

Точно так же впадины Северного Ледовитого океана своими краями секут структурные элементы окружающих их материков – край Арктического пояса Северной Америки, мезозойские структуры севера Сибири, северную оконечность Атлантического пояса.

Строение земной коры дна Северного Ледовитого океана, как уже упоминалось, отличается наличием остатков "гранитного" слоя на значительных пространствах впадин и подводных хребтов. Здесь сохранились как бы реликты коры материкового типа.

Все это не позволяет принять для Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов гипотезу первичного происхождения их дна и считать, что здесь мы имеем, подобно дну Тихого океана, талассократон, находящийся на догеосинклинальной ступени развития земной коры. Наоборот, все эти данные свидетельствуют скорее в пользу вторичного происхождения впадин рассматриваемых океанов на месте ранее существовавших материковых массивов. Особенно наглядно и отчетливо это проявляется на примере Атлантического океана, впадина которого явно образовалась поверх совершенно различных по строению и возрасту структурных элементов материковой земной коры: древних платформ, палеозойских складчатых поясов и части Альпийской геосинклинальной области.

Может быть выдвинуто одно из следующих двух объяснений парадоксального явления резкого различия строения коры Атлантического океана и соседних материков:

1) произошло смещение огромных материковых глыб земной коры целиком по подстилающей их оболочке, т.е. раздвижение материковых массивов, и между ними образовалась земная кора океанического типа;

2) погрузившиеся участки земной коры материкового типа подверглись при образовании океанических впадин такому процессу коренной переработки, который привел к полному исчезновению "гранитного" слоя, совершенно изменил физические свойства коры материковых массивов при их погружении и сделал их близкими по плотности и другим свойствам к первичной океанической коре дна Тихого океана. Какие это могут быть процессы, мы пока не знаем. Имеющиеся данные, как видно, приводят к представлению о наличии на земной поверхности двух типов океанических впадин – первичных и вторичных.

Вывод о наличии двух типов впадин океанов впервые был сделан Г. Штилле в 1946 г. По имевшимся тогда данным, он не совсем правильно разделил океаны, отнеся часть Атлантического и Северный Ледовитый океан к первичным, что сейчас не может быть принято. Позднее проблема двух типов океанических впадин была освещена автором [Муратов, 1957], затем Ю.М. Шейнманном [1961], А.Л. Яншиным [1965а] и рассматривалась многими другими исследователями.

Как известно, в настоящее время существует огромное количество гипотез, которые стремятся дать объяснение возможных процессов, ведущих к исчезновению материковой земной коры на месте океанических впадин. Здесь нет необходимости их подробного разбора. Следует только отметить объяснения этого явления путем раздвижения материков – это в основном различные варианты гипотезы А. Вегенера [1924]. Причем все они имеют известное основание только для Атлантического океана. Берега последнего действительно обладают поразительным совпадением контуров, что и послужило А. Вегенеру отправной идеей при создании его теории плавания материков. Удивительное сходство контуров американского и африканского берегов Атлантического океана было недавно по-новому очень наглядно продемонстрировано Э. Буллардом [Bullard et al., 1965]. Однако для других океанов подобных оснований не имеется.

В последние годы все больше сторонников приобретает гипотеза расширения Земли, впервые высказанная О. Хильгенбергом еще в 1933 г. В свете этой гипотезы материки сложены более древней и толстой земной корой и разорваны внутренним расширением земного шара, а океаническая кора занимает пространство этих разрывов между материками и является, следовательно, более молодой и тонкой. Эта гипотеза встречает много серьезных возражений, но дает принципиально другое объяснение происхождению вторичных океанических впадин по сравнению с другими гипотезами.

Для объяснения образования вторичных океанических впадин путем преобразования материковой земной коры в океаническую существуют различные гипотезы базификации земной коры. У нас впервые ее высказал, как отмечено выше, А.Д. Архангельский [1941], когда было еще очень мало данных о строении океанической коры. Позднее совершенно по-новому она была предложена В.В. Тихомировым [1958] и затем наиболее обстоятельно разработана и развита В.В. Белоусовым [1968], который стоит на позиции вторичного, притом позднего образования всех океанических впадин, в том числе Тихого океана.

В.В. Белоусов считает, что первоначально весь земной шар был покрыт материковой корой, несколько различавшейся только по толщине в разных местах. До конца палеозоя на поверхности Земли не было океанов, и только в конце палеозоя–начале мезозоя расплавленный материал мантии, сосредоточенный под теми местами, где образовались поздние океаны, начал подниматься кверху в виде огромных диапиров, внедряясь в материковую кору, и изливаться на поверхность. Эти процессы привели к созданию в этих местах совершенно другой по составу и строению, новой земной коры современных океанических впадин. Процесс базификации материковой и образования океанической коры закончился, по В.В. Белоусову, в начале раннего мела. Этот процесс в Атлантическом и Индийском океанах был направлен от периферии к центру где в пределах срединно-океанических хребтов он продолжается до сих пор. В Тихом океане, наоборот, он шел от центра к периферии с постепенным расширением океанической впадины за счет захвата ею периферических частей материков. Здесь базификация наложилась на молодой, не закончившийся геосинклинальный процесс в Тихоокеанском поясе, что и создает необыкновенную сложность строения периферии Тихого океана.

Однако представляется, что В.В. Белоусов недостаточно внимания уделил различиям в тектоническом положении впадин Тихого и Атлантического океанов и соотношению их со структурными элементами материков и не сделал вывода о совершенно разной истории тектонических структур, концентрически облекающих Тихий океан, с одной стороны, и обрезанных берегами Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов – с другой.

Различия в строении океанических впадин, охарактеризованные выше и связанные с их разным происхождением, он считает преувеличенными. Вместе с тем он сам отмечает [Белоусов, 1968, с. 222] различие современной вулканической и сейсмической активности в Тихом океане, где они развиты в основном по периферии океана, и в Индийском и Атлантическом океанах, в которых они сосредоточены в зоне срединно-океанических хребтов.

Правильные выводы о вторичности впадин Атлантического, Индийского и Север-

ного Ледовитого океанов и интересное объяснение их происхождения В.В. Белоусов неоправданно перенес на впадину Тихого океана, для которой есть много оснований считать ее, как было сказано выше, чрезвычайно древней, а океан первичным по происхождению.

Следует отметить, что в настоящее время проблема происхождения вторичных впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов осложняется наличием предварительных данных глубокого бурения на дне Атлантики и Мексиканского залива. Обнаружение соляных куполов на дне типичной океанической впадины Мексиканского залива и в Бискайском заливе заставляет во многом пересматривать имеющиеся выводы. Во всяком случае, эти данные говорят о необходимости принимать во внимание гипотезу возможного уплотнения вещества земной коры при образовании океанических впадин и впадин внутренних морей [Яншин, 1965а].

Анализ гравиметрических данных по впадинам Средиземного и Черного морей позволил М.Е. Артемьеву [1964] также считать, что образование этих впадин хорошо может быть объяснено увеличивающейся плотностью коры.

Каковы бы ни были объяснения этих процессов преобразования земной коры, данные по геологическому строению материковых массивов и соотношению их берегов с океаническими впадинами приводят к неизбежному выводу о наличии на земной поверхности двух типов океанических впадин: первичной впадины Тихого океана, дно которого представляет древнейший талассократон, и вторичных впадин океанов типа Атлантического, являющихся новообразованиями на земной поверхности, которые возникли на месте материковых масссивов.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА, ИХ СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

УДК 551.242.3

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА, ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ[1]

Все пространство материков между краями древних платформ занято складчатыми поясами, отличающимися чрезвычайной сложностью строения и истории развития.

Наиболее характерной особенностью поясов является образование и развитие в их пределах геосинклинальных прогибов (геосинклиналей) и их систем. Поэтому они и могут быть названы геосинклинальными складчатыми поясами.

Геосинклинальные складчатые пояса представляют собой категорию структурных элементов земной коры более крупного порядка, чем геосинклинальные области и геосинклинальные системы. Разделяя древние платформы, они могут состоять из нескольких геосинклинальных складчатых областей и многих систем. По масштабу складчатые подвижные пояса эквивалентны только древним платформам, которые также состоят из многих складчатых систем, областей и массивов и могут иметь весьма сложное строение.

О геосинклинальных складчатых поясах примерно в таком же понимании у нас уже писали многие исследователи – Ю.М. Шейнманн [1958б, 1959], затем В.Е. Хаин и Ю.М. Шейнманн [1960], И.И. Потапов [1960], Г.Д. Ажгирей [1960], А.А. Богданов, М.В. Муратов, В.Е. Хаин [1963], В.Е. Хаин [1964] и многие другие. Однако ряд исследователей вкладывают в понятие складчатых поясов несколько другие представ-

[1] См.: Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17–63; Изв. Геол. ин-та Болг. Академии наук. 1968. Т. 17. С. 41–51; Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18.

ления. Многие именуют поясами, по существу, то, что должно быть названо складчатыми системами или складчатыми областями (например, известный Монголо-Охотский "пояс" является лишь системой внутри обширного Урало-Монгольского пояса), а некоторые геологи именуют поясами ограниченные полосы распространения определенных типов интрузий или складчатых систем и рудных месторождений (рудные пояса). Такого типа "пояса", конечно, ничего общего не имеют с описываемыми здесь, и их лучше было бы именовать "зонами", "полосами", "цепями" или как-нибудь иначе.

Наоборот, Н.П. Херасков [1963] называет поясами в структуре Атлантического сегмента Земли значительно более обширные области земной поверхности. Помимо геосинклинальных систем различного возраста, он включает в пояса также древние платформы, отмечая чередование широтных поясов, состоящих из складчатых систем, с поясами, включающими древние платформы. Он вводит в некоторые из них и океанические впадины. Пояс Нерис, по Н.П. Хераскову, почти целиком занят океанами. Таким образом, Н.П. Херасков не придает слову "пояс" значения структурно-исторического термина и обозначает им просто определенные части земной поверхности.

Представляется, что термин "геосинклинальный складчатый пояс" должен быть сохранен только для обозначения совокупности геосинклинальных складчатых структур самого большого масштаба, которые охватывают все пространство между древними платформами или в отдельных случаях отделяют их от океанических впадин. Складчатые пояса в таком представлении являются вместе с древними платформами наиболее крупными тектоническими подразделениями земной коры.

Каждый геосинклинальный складчатый пояс обладает индивидуальными чертами строения и истории развития. Они отделяются зонами разломов от соседних древних платформ, а также резко обособляются от соседних подвижных поясов в местах их соприкосновения. Часто их сочленение происходит в виде торцового стыка по системе глубинных разломов. Таким образом, каждый пояс имеет вполне четкие ограничения и многие индивидуальные черты истории, отличающие его от других.

Значительные части складчатых поясов в процессе развития превратились в молодые платформы с разновозрастным складчатым основанием – байкальским, палеозойским, мезозойским. В двух поясах – Тихоокеанском и Средиземноморском – до настоящего времени сохранились участки, обладающие высокой подвижностью земной коры и представляющие собой современные геосинклинальные области – Альпийскую, Индонезийскую и др.

Самые крупные части поясов называют геосинклинальными областями. Впервые у нас понятие о геосинклинальных областях ввел А.Д. Архангельский, упоминавший о них еще в лекциях по геологии СССР, которые он читал студентам Московского университета и Московской горной академии в конце 20-х годов. Затем представление о геосинклинальных областях как о зонах опускания и поднятия с мощными излияниями основных лав было развито в совместной статье А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского [1933]. Четкое представление о геосинклинальных областях, которые характеризуются высокой подвижностью земной коры с интенсивными поднятиями и опусканиями и с раздроблением на отдельные глыбы, движущиеся с различной быстротой и часто в различных направлениях, было введено в науку, подробно развито и определено в коллективной работе [Архангельский и др., 1937]. Геосинклинальные области в соответствии со сделанным в этой работе определением распадаются в результате движений земной коры на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятий (геоантиклиналей), что обусловливает ход осадконакопления в условиях резко выраженного рельефа, характерного для этих областей, для которых типично также широкое проявление вулканизма и интрузий.

Несколько позднее, в 1940 г., Г. Штилле [1964] для обширных подвижных площадей, из которых образуются настоящие (альпинотипные) складчатые области, были предложены термины "ортогеосинклиналь" и "ортогеосинклинальная система", которые в общем являются синонимами широко распространившегося у нас термина "гео-

синклинальные области". Такого же рода синонимом является термин "подвижные пояса" в понимании ряда американских авторов.

Многие исследователи [Белоусов, 1962; и др.] такие области в целом называют просто геосинклиналями. Этот термин в таком широком смысле является синонимом термина А.Д. Архангельского "геосинклинальная область".

Геосинклинальные области заканчивают развитие, превращаясь в складчатые области, которые затем служат основанием, или фундаментом, молодых платформ. Переход в платформенное состояние определяется временем начала формирования горизонтально залегающего платформенного чехла.

Как современные, так и древние геосинклинальные области подразделяются на системы [Шатский, 1946в]. Геосинклинальная система состоит из ряда геосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальными поднятиями. Для каждой системы характерна одинаковая история развития всех слагающих ее элементов. В ходе развития они превращаются в складчатые системы, которые состоят из синклинориев, чередующихся с антиклинориями, и включают отдельные срединные массивы. К ним также относятся орогенные структуры – межгорные впадины и горные поднятия.

Складчатые системы отличаются одна от другой количеством этапов развития и некоторыми другими особенностями. Они бывают разделены крупными глубинными разломами, а иногда и срединными массивами.

УДК 551.242.031

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ[1]

В строении каждой геосинклинальной складчатой системы можно как минимум выделить четыре главных комплекса слагающих ее осадочных, метаморфических и изверженных пород, не считая более позднего платформенного чехла. Такие комплексы соответствуют главнейшим этапам развития данной системы. Иногда количество подобных комплексов бывает больше, достигая шести и даже восьми.

Первым комплексом является комплекс древнего складчатого основания, на котором формировалась данная система. В его состав входят смятые в складки метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, прорванные основными и кислыми интрузивными образованиями. С ним тесно связан второй комплекс, а именно комплекс чехла, покрывающего основание в пределах срединных массивов. По характеру пород и осадочных формаций он очень схож с чехлом платформ, особенно молодых.

Третьим является главный геосинклинальный комплекс данной системы, который представлен осадочными и вулканическими породами, образовавшимися в ходе развития геосинклинальных прогибов и их заполнения. В дальнейшем этот комплекс подвергался складчатости, сопровождавшейся формированием сложных складчатых структур, иногда типа чешуй и сложнейших покровов, и был прорван интрузиями основных и кислых пород главного этапа. При складчатости в деформации могут вовлекаться породы комплекса основания и его чехла. Нередко блоки, сложенные комплексом основания, бывают надвинуты на породы более молодого возраста, образуя крупные шарьяжи, как, например, в Южных Карпатах и Альпах. То же касается и чехла комплекса основания, который обычно сильно раздроблен и, залегая под породами главного геосинклинального комплекса, участвует в их складчатости.

Четвертым является молассовый комплекс, или комплекс орогенного (заключительного) этапа, связанный с образованием межгорных и краевых впадин. Он возникает после того, как геосинклинальные прогибы охвачены складчатостью, подняты

[1] См.: Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 6. С. 3–23; Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17–63.

и, как часто говорят, замыкаются. Этот комплекс налегает как на подвергшиеся складчатости породы геосинклинальных прогибов, так и на породы разделяющих их антиклинориев и срединных массивов и связан с образованием систем плоских, иногда довольно глубоких межгорных впадин и грабенов, образование которых сопровождается ростом горных поднятий. Впадины заполняются обломочными продуктами размыва растущих гор (молассами), а также морскими и озерными отложениями и продуктами вулканических извержений.

Молассовому комплексу сопутствует серия интрузивных массивов заключительного этапа геосинклинального развития. Конец образования молассового комплекса связан с потерей подвижности геосинклинальной системы, началом ее размыва и превращения в основание молодой платформы.

Таким образом, в развитии каждой геосинклинальной системы, которая возникает на комплексе основания или на его чехле, намечаются два этапа. Они различаются как по типу образующихся структурных форм, так и по характеру осадочных, вулканических и интрузивных пород. С первым, главным геосинклинальным этапом связано образование узких и длинных геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий. В этот этап формируется комплекс типичных геосинклинальных осадков и вулканических толщ.

Со вторым этапом, орогенным, или заключительным, связано образование межгорных впадин и краевых прогибов, образующихся вдоль края платформы, а также разделяющих их горных поднятий. Оба эти этапа разделены эпохой крупных поднятий, сопровождающихся складчатостью осадочных толщ и внедрением интрузивных пород. В заключительном (орогенном) этапе также происходит складчатость, захватывающая толщи в межгорных прогибах и сопровождающаяся внедрением иной, чем в первом этапе, серии интрузивных пород.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ КОМПЛЕКСА ОСНОВАНИЯ

В различных геосинклинальных областях комплекс основания имеет разный возраст. В рифейских и палеозойских складчатых областях в него входят только докембрийские породы, в мезозойских наряду с докембрием участвуют породы нижнего и среднего палеозоя. В кайнозойской Тихоокеанской области (Камчатка, Сахалин, Япония, Индонезия) комплекс основания включает наряду с докембрием (?) и палеозоем мезозойские породы вплоть до нижнего мела (рис. 2).

Таким образом, формирование этого комплекса в пределах Европейско-Азиатского подвижного пояса начиналось повсюду в докембрии, а заканчивалось в разных складчатых областях в разное время.

Историю развития структурных элементов комплекса складчатого основания мы обычно знаем очень плохо и не можем восстановить их расположение и соотношения, за исключением самых приблизительных и гипотетических схем. Это связано с фрагментарностью, изолированностью выходов складчатого основания, приуроченных к ядрам антиклиналей и антиклинориев. Только в пределах срединных массивов имеются более значительные площади их выходов, и то они изолированы.

Стратиграфия этих комплексов до последнего времени была изучена довольно плохо. Возраст пород оценивался нередко исходя из степени их метаморфизма. При этом под заведомым палеозоем выделялись толщи верхнего, среднего, нижнего протерозоя и нередко архея, достигающие огромных мощностей.

В последние годы стратиграфия этих толщ во многих районах стала значительно уточняться, причем начался "процесс омоложения" толщ кристаллических сланцев, особенно подкрепленный полученными результатами определения абсолютного возраста. В сущности, доказательства архейского и протерозойского возраста толщ, слагающих комплекс основания, обычно отсутствуют и, наоборот, растет объем данных об огромной роли верхнедокембрийских образований.

Комплекс пород, слагающих основание, всегда представлен сильно дислоцирован-

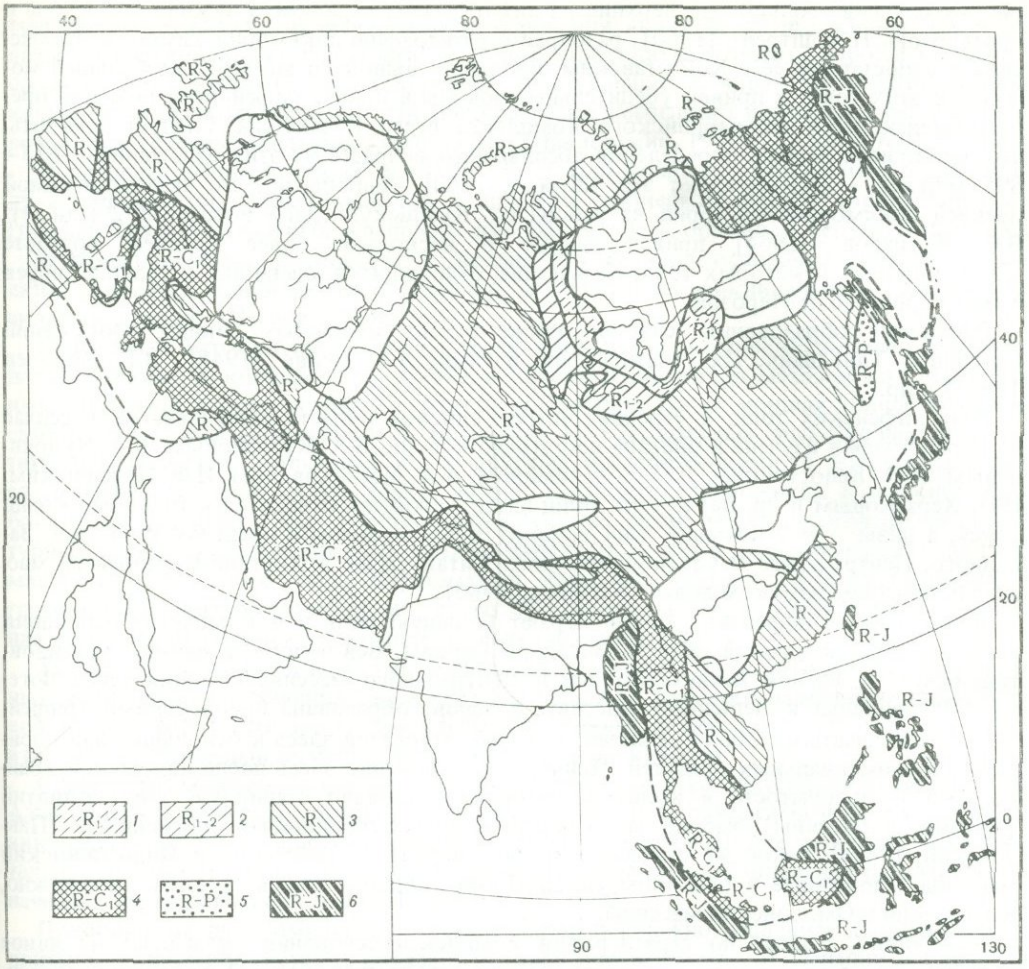


Рис. 2. Возраст комплекса основания геосинклинальных поясов Евразии

1 – нижнерифейский; *2* – нижне- и среднерифейский; *3* – рифейский (нижне-, средне-и верхне-); *4* – рифейско-нижнекаменноугольный; *5* – рифейско-пермский; *6* – рифейско-юрский

ными толщами осадочных и вулканических пород, прорванных интрузиями и подвергшихся метаморфизму. Они образуют сложные складчатые структуры, история развития которых была, видимо, очень длительной. В составе этого комплекса большая роль принадлежит эффузивным толщам, которые иногда преобладают, хотя известны и разрезы, представленные преимущественно карбонатными породами, например в докембрии Тянь-Шаня. Гранитоидные интрузии в составе комплекса распространены очень широко. В палеозойских складчатых областях, где комплекс основания докембрийский, в составе его преобладают верхнедокембрийские породы.

Огромный комплекс рифейских формаций слагает складчатое основание ордовикских и более молодых пород Урала. На западном склоне они слабо метаморфизованы, участвуя в строении известного разреза Башкирского антиклинория Урала. На восточном склоне они подверглись сильной метаморфизации.

Комплекс докембрийских пород вскрывается в Кокчетавском и Улутауском массивах Центрального Казахстана и в ядрах многих антиклинориев. В Кокчетавском массиве И.Ф. Трусова [1954] разделила докембрий на четыре серии большой мощности: A – *гнейсово-амфиболитовую*; B – *кварцитовую и кварцитовых сланцев*; C – хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев; D – кварцитовых сланцев, эффузивов и крем-

нистых сланцев. Только две верхние из них отнесены к рифею, а нижние – к архею и протерозою. Н.А. Штрейс [1960], разбирая стратиграфию докембрия Улутауского массива и сопоставляя ее с Кокчетавским, пришел к выводу о значительно большей молодости этих толщ и привел убедительные доводы в пользу рифейского возраста преобладающей части докембрийского комплекса всего Казахстана. Следует отметить, что имеющиеся данные определения абсолютного возраста из этих отложений – 613–895 млн лет – подтверждают это [Штрейс, 1960]. Любопытно, что эклогиты самой древней докембрийской серии из района оз. Кумдыкуль дали возраст 892 млн лет. В.Ф. Беспалов [1964] привел данные о несколько более древнем возрасте (1400 млн лет) некоторых толщ Казахстана, относящихся, очевидно, к границе рифея и более древнего протерозоя.

Рифейские образования слагают также остов складчатых горных сооружений Северного Тянь-Шаня. Их стратиграфию изучали А.В. Пейве [1948], В.Г. Королев [1967] и др.

Роль рифейских толщ в строении Алтае-Саянской области общеизвестна, и сейчас их стратиграфия изучена и описана достаточно хорошо В.А. Кузнецовым, Г.А. Кудрявцевым, И.И. Белостоцким, Л.П. Зоненшайном, А.А. Моссаковским, И.Ф. Пожарискими, Н.Н. Херасковым и др. Верхи этих толщ здесь, вероятно, относятся к главному комплексу, а низы – к основанию. Они широко распространены в пределах Монголии, Западного, Центрального и Северо-Восточного Китая, далее в Хингано-Буреинском массиве и Монголо-Охотском поясе [Нагибина, 1960].

По-видимому, рифейские толщи играют большую роль и в комплексе основания палеозойской складчатой области Западной Европы. Вся полоса срединных массивов, тянущаяся от Южной Великобритании и Центрального массива Франции через Вогезы и Шварцвальд к Чешскому массиву, в основе образована бриоверскими (рифейскими) складчатыми образованиями, которые относятся здесь к основанию палеозойских геосинклинальных областей. Причем это основание здесь после кадомской (байкальской) складчатости в конце докембрия образовало обширную зону поднятий (срединные массивы), частью затем переработанных герцинскими движениями [Павловский, 1960а]. Такое же основание имеют, вероятно, Тибетский и Индосинийский массивы, сложенные в основном складчатыми толщами рифея, а также, возможно, Колымский и Омолонский массивы.

Как видно, данные по стратиграфии комплекса основания указывают на явное преобладание в нем в пределах палеозойских складчатых областей рифейских образований и относительно слабое развитие древнего докембрия.

Породы архея и нижнего протерозоя, слагая низы комплекса основания, образуют там, где их можно выделить, неширокие зоны в подошве рифея или отдельные массивы (Таримский и др.). В общем они распространены незначительно, что резко отличает подвижные пояса Евразии [Хоментовский, 1959; Хоментовский и др., 1960 и др.] от древних платформ.

Верхнедокембрийские породы, слагая большей частью комплекс основания палеозойских складчатых областей, всюду сильно смяты в складки и резко несогласно, как уже сказано, перекрыты палеозойским геосинклинальным комплексом.

Вместе с тем в отдельных участках рифейские породы образуют довольно крупные массивы, как бы впаянные в палеозойские области, подобные перечисленным выше, а также большие участки, окаймляющие древние платформы, в которых, однако, нет признаков молассового комплекса, который указывает на заключительный этап геосинклинального развития. Такие участки развиты по краю Восточно-Европейской (Тиман) и вдоль северного края Китайской платформ.

Складчатость рифейских пород не была завершающей. Геосинклинальная подвижность поясов сохранилась и после нее, и геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое. Таким образом, складчатые структуры рифейских пород не образуют завершенных байкалид и относятся к основанию более молодых складчатых систем.

Только по окраине Сибирской платформы рифейские породы образуют складча-

тую систему байкалид. В ней комплекс основания является более древним, чем в областях палеозойской складчатости, и к нему приходится относить породы нижнего–среднего протерозоя (и более древние), выступающие в ядрах антиклинориев байкальской складчатой системы. Эти породы резко несогласно перекрыты верхнепротерозойским геосинклинальным комплексом [Павловский, 1960б; Салоп, 1960].

В пределах мезозойских складчатых областей в комплекс основания входят наряду с рифейскими и более молодые – нижне- и среднепалеозойские породы, так как главный геосинклинальный комплекс начинается здесь обычно с верхнего палеозоя.

В Монголо-Охотской складчатой системе к комплексу основания, помимо рифейских, относятся толщи нижнего палеозоя, и главный геосинклинальный комплекс начинается с силура [Нагибина, 1960].

В пределах Верхоянской системы геосинклинальный комплекс начинается с середины карбона. В комплекс основания верхнепалеозойских и мезозойских структурных элементов входит, помимо верхнего докембрия, также мощная толща палеозойских пород. Согласно данным Н.А. Богданова [1963], который свел материал по стратиграфии палеозоя, собранный им и другими исследователями, в составе палеозоя здесь развит ордовик, силур, девон, нижний карбон, представленные в основном карбонатными фациями. Этот карбонатный комплекс лежит резко несогласно на структурных элементах более древних метаморфических пород и формировался в прогибе миогеосинклинального типа. Карбонатный комплекс образует основание главного геосинклинального комплекса, но в его составе он занимает обособленное положение и отделен от рифейского комплекса резким несогласием.

Таким образом, здесь в составе основания мы можем обособить два самостоятельных комплекса, отвечающих двум крупным стадиям развития начального этапа. Первой из них соответствуют метаморфические породы рифея и, может быть, кембрия, второй – карбонатный комплекс ордовика–нижнего карбона.

Сходно развивалась, по-видимому, Тибетско-Малайская система мезозоид Южной Азии. Здесь докембрий–кембрий представлен метаморфическими породами, а ордовик–силур–девон и, видимо, нижний карбон – карбонатными толщами. Следовательно, мы имеем два комплекса основания. Главное геосинклинальное развитие здесь начинается с верхнего палеозоя [Постельников, 1960].

Подобные же два комплекса в составе основания можно выделить в пределах альпийской складчатой системы Евразии, которая протягивается от Испании и Северной Африки на западе до Гималаев на востоке. Нижний комплекс основания здесь представлен метаморфическими породами рифея и палеозоя вплоть до кембрия; верхний, отделенный несогласием – отложениями ордовика и силура до нижнего карбона. На Кавказе этот комплекс начинается с силура. Эти два комплекса сильно отличаются степенью метаморфизма пород. По-видимому, в составе нижнего из комплексов очень мало дорифейских–протерозойских и архейских образований, хотя раньше их выделяли повсюду.

Изучение соотношений метаморфических и осадочных толщ докембрия и нижнего–среднего палеозоя Кавказа привело к выводам об ограниченной роли древнейших архей-протерозойских толщ в составе комплекса основания Кавказа или об их полном отсутствии. Преобладающая роль здесь принадлежит метаморфическим свитам рифея и нижнего палеозоя. По полученным определениям абсолютного возраста, согласно Д.С. Кизевальтеру, свита кристаллических сланцев Главного хребта, считавшаяся древнейшей, оказалось, имеет возраст всего 760 млн лет.

Вряд ли древнее рифейских мощные толщи метаморфических пород и гнейсов Родопского и Сербско-Македонского массивов. Такой же возраст, скорее всего, имеет гнейсовый комплекс Юго-Западного Памира. Таким образом, нижний комплекс основания альпийской системы соответствует по возрасту комплексу основания палеозойских складчатых областей, но заканчивается здесь немного позже (перед ордовиком), а второй комплекс соответствует среднему палеозою.

Наиболее длительным начальный этап геосинклинального развития был в преде-

лах современной геосинклинальной области побережья Тихого океана, охватывающей Камчатку, Сахалин, Японию, Филиппины, острова Индонезии, а также Араканский хребет в Бирме. Здесь повсюду в состав комплекса основания, подстилающего толщи верхнего мела (относящиеся уже к главному геосинклинальному этапу), входят кристаллические сланцы, иногда глубоко измененные процессами метаморфизма, иногда слабо и почти не метаморфизованные, образующие систему предмеловых геосинклинальных складок. На Суматре и Яве – это мезозойские известняки, филлиты и метаморфические сланцы, на Тиморе – пермские, триасовые и юрские породы, образующие ряд фациальных зон и нарушенные системой крупных надвигов и покровов. Очень хорошо виден остаток антиклинория, сложенного этим комплексом, который наполовину уничтожен наложением на него послемеловых структурных элементов на островах Серам и Буру. Здесь юрские и триасовые отложения, слагающие его крылья, слабо дислоцированы, залегая спокойно на более древних кристаллических сланцах.

Комплекс основания в Японии имеет очень сложные строение и историю формирования. Его слагают юрские, триасовые, палеозойские и допалеозойские метаморфические (видимо, рифейские) породы, которые образуют ряд самостоятельных частей этого комплекса, отделенных перерывами и несогласиями [Кропоткин, Шахварстова, 1965].

На Сахалине в составе подверхнемелового основания распространены палеозойские породы, а в последние годы установлен и мезозой (юра – по данным С.А. Салуна).

На Камчатке в состав подверхнемелового основания входит, видимо, большой комплекс пород, возраст которых оценивается от палеозоя или рифея до юры (В.В. Меннер).

Как видно, геосинклинальный комплекс основания складчатых систем повсюду имеет сложные строение и историю и в ряде случаев разделяется на два и большее число обособленных частей. Комплексу основания соответствует определенный ранний, или начальный, этап развития всех геосинклинальных областей, который при наличии нескольких комплексов можно разделить на несколько стадий.

СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Выделение главного геосинклинального комплекса не требует подробного обоснования, поскольку характерные признаки его являются общеизвестными. К нему относятся типичные геосинклинальные осадочные серии, слагающие свойственные геосинклинальным областям складчатые структуры, сопровождаемые интрузивными породами.

Весь геосинклинальный комплекс с резким угловым несогласием ложится на структурные элементы комплекса основания и перекрывает их. Перед образованием геосинклинального комплекса происходит коренная структурная перестройка – на месте древних поднятий образуются прогибы, и наоборот. Обычно только простирание структурных зон в целом выдерживается, хотя тоже не всегда. Лишь основные глубинные разломы сохраняют свою роль, определяя расположение структурных элементов, и выдерживают свое направление.

Серии осадочных и вулканогенных пород обычно в синклинориях образуют мощнейшие толщи почти без перерывов, а в антиклинальных поднятиях характеризуются уменьшенной мощностью, перерывами в осадконакоплении, угловыми несогласиями между отдельными сериями. Определенные группы формаций типичны для геосинклинальных прогибов, другие – для геоантиклиналей. Во многих случаях осадконакопление в геосинклинальных прогибах проявляется в формировании очень однообразных толщ, и могут быть выделены типы прогибов, заполненные целиком или преимущественно какой-либо одной определенной формацией: аргиллитогенные, вулканогенные, карбонатогенные, терригенные, флишегенные прогибы. Последние особенно типичны для Альпийской складчатой области.

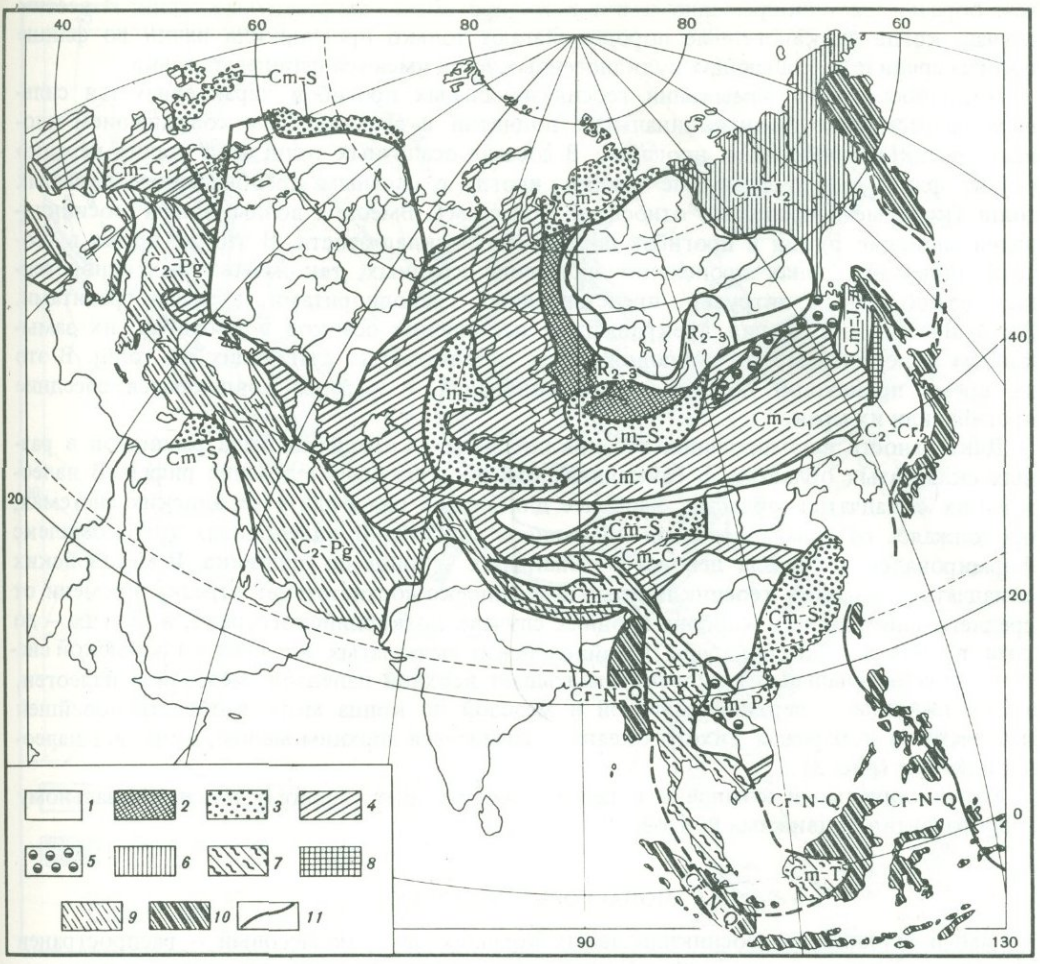


Рис. 3. Возраст главного геосинклинального комплекса поясов Евразии

1 – средний–верхний рифей; *2* – верхний рифей–верхний кембрий; *3* – кембрий–силур; *4* – кембрий–нижний карбон; *5* – кембрий–пермь; *6* – кембрий–средняя юра; *7* – кембрий–триас; *8* – средний карбон–верхний мел; *9* – средний карбон–палеоген; *10* – мел–антропоген; *11* – граница средиземноморской и тихоокеанской кайнозойских складчатых областей

В развитии описываемого комплекса часто можно выделить три стадии, которые особенно четко намечаются, например, в альпийской системе.

Ранняя стадия связана с образованием крупных геосинклинальных трогов, сопровождаемых разломами по краям и интенсивным накоплением вулканогенных толщ и иногда глинисто-песчаных серий с отдельными очагами вулканизма. Наряду с этим образуются и прогибы, в которых идет накопление карбонатных пород – миогеосинклинали.

Зрелая стадия характеризуется широким разрастанием и углублением прогибов, заполнением их терригенными или карбонатными осадками, в альпийской системе – флишем. Для этой стадии характерно образование новых поздних геосинклинальных прогибов (или прогибов второй стадии), которые накладываются на более древние структурные элементы. Формирование их в некоторых случаях опять сопровождается интенсивным вулканизмом вдоль новых разломов и накоплением вулканических толщ основного, среднего и иногда кислого состава. В альпийской системе эти вулканические толщи поздней стадии часто имеют значительное развитие и большие мощности, при-

чем образуются одновременно и в тех же прогибах, где флишевые серии. Известны случаи, когда вулканогенные породы слагают только прослои или пачки во флише и когда среди преобладающих вулканогенных толщ имеются флишевые пачки.

Последняя стадия замыкания геосинклинальных прогибов характеризуется сильным разрастанием геоантиклинальных поднятий и значительным сокращением площади осадконакопления в прогибах. В составе осадочных толщ этой стадии нередко развит флиш или терригенные осадки, иногда с сильным преобладанием песчаных толщ (которые неправильно относят к молассам). Вместе с воздыманием геосинклиналей слоистые толщи в прогибах подвергаются складчатости. В это же время в геоантиклинальных зонах происходит внедрение крупных, так называемых синорогенных гранитоидных интрузий, представленных гранодиоритами, а затем гранитами. Заканчивается эта стадия прекращением накопления осадков в прогибах, их замыканием и поднятием, что сопровождается складчатостью слагающих их толщ. В это же время происходит поднятие геоантиклиналей, в которое вовлекаются соседние прогибы или их края.

Длительность формирования геосинклинального комплекса была различной в разных складчатых областях. В байкалидах она продолжалась в течение рифея. В палеозойских складчатых областях наиболее длительной она была в герцинских системах, продолжаясь от начала палеозоя до раннего карбона. В каледонидах этот комплекс формировался до начала девона, в салаиридах – лишь до ордовика. В мезозойских складчатых областях геосинклинальный комплекс соответствует отрезку времени от среднего или позднего карбона в одних случаях до карнийского века, в других – до рэта, в третьих – до конца юры. В кайнозойских складчатых областях в альпийской системе геосинклинальный комплекс охватывает верхний палеозой, мезозой и палеоген, в Сихотэ-Алине – верхний палеозой и мезозой до конца мела, в области новейшей складчатости побережья Тихого океана – начинается верхним мелом, включает палеоген и неоген (рис. 3).

Геосинклинальный комплекс в целом соответствует главному геосинклинальному этапу развития подвижных поясов.

МОЛАССОВЫЙ КОМПЛЕКС

Самый верхний из геосинклинальных комплексов – молассовый – распространен несколько меньше предыдущих. Участвующие в его строении осадочные и вулканогенные толщи заполняют межгорные впадины, котловины и грабены, краевые прогибы, которые разделены на обширных пространствах соответствующими им по времени образования горными поднятиями.

Слагая совершенно иные по форме и строению структурные элементы, чем подстилающий его геосинклинальный комплекс, молассовый комплекс всегда отделен от него поверхностью резкого углового несогласия. Вместе с тем он представлен иными формациями осадочных и вулканических пород с преобладанием молассовых толщ, сопровождаемых определенной ассоциацией полезных ископаемых: угленосных и нефтеносных свит, соленосных отложений.

В некоторых случаях наложенные впадины, заполненные молассовым комплексом, несут черты унаследования, перекрывая синклинории геосинклинального комплекса. Чаще молассовый комплекс заполняет впадины, резко наложенные на структурные элементы предыдущего этапа. Таким образом, этот комплекс носит вполне определенные индивидуальные черты, выражающиеся как в характере структурных элементов, так и в наборе формаций.

Многие исследователи, признавая особенности рассматриваемого комплекса, отрывают его от геосинклинального, относя к начальному этапу платформенного развития, называя его полуплатформенным, промежуточным, переходным и т.п. Эти представления нельзя признать правильными. Молассовый комплекс в своем распространении тесно связан с предыдущим геосинклинальным и, по существу, заканчива-

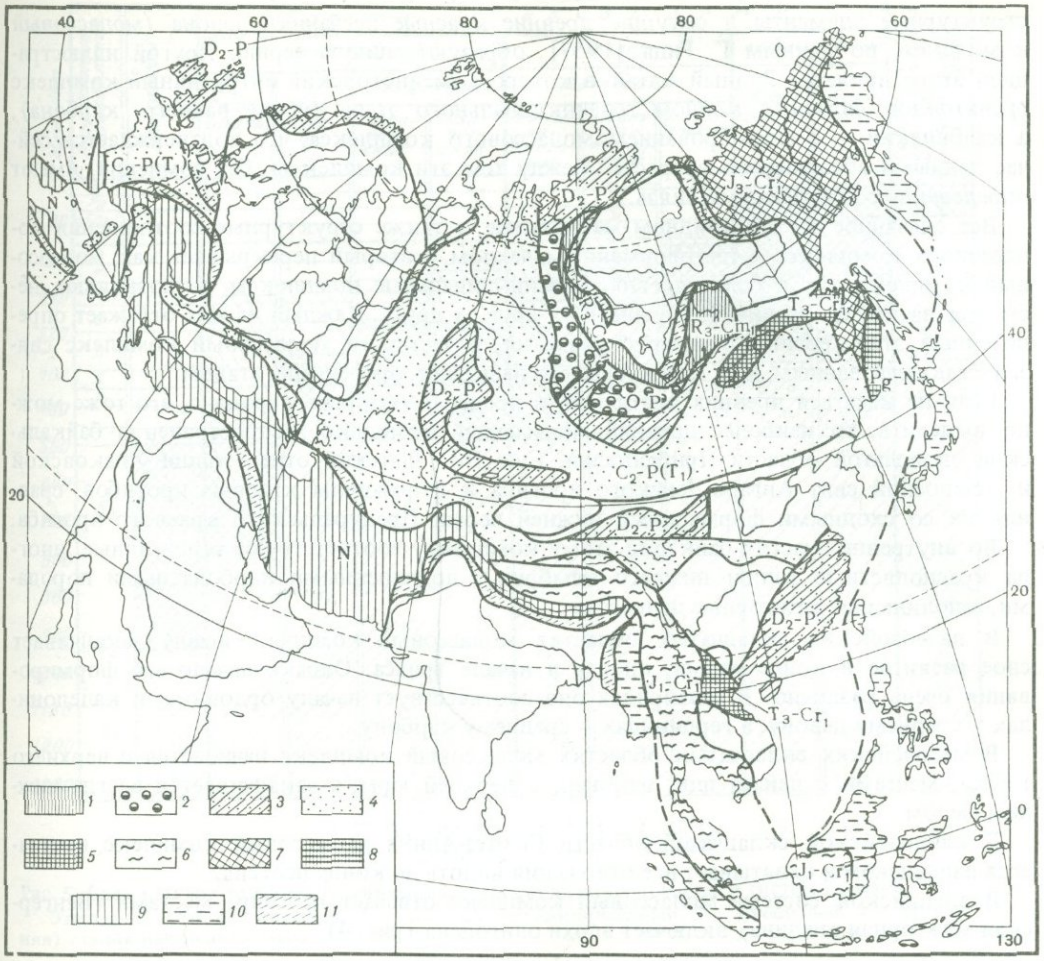


Рис. 4. Возраст молассового комплекса поясов Евразии

1 – верхний рифей–нижний кембрий; *2* – ордовик–пермь; *3* – средний девон–пермь; *4* – средний карбон–пермь, местами нижний триас; *5* – верхний триас–нижний мел; *6* – нижняя юра–нижний мел; *7* – верхняя юра–нижний мел; *8* – палеоген–неоген; *9* – неоген; *10* – область отсутствия молассового комплекса; *11* – краевые прогибы складчатых систем различного возраста

ет его. Между ними существует тесная преемственность. Молассовый комплекс обычно налегает на геосинклинальный предыдущего этапа, распространяясь за его пределы в краевых прогибах, являющихся своеобразным типом структур, тесно связанных с описываемым комплексом. Молассовый комплекс бывает широко распространен в областях новейших горных поднятий, за пределами геосинклинальной области, с которой он связан. Однако это особый случай, требующий специального рассмотрения.

Важно отметить, что с молассовым комплексом связаны гранитоидные интрузии (поздние, или "посторогенные", граниты). Эти гранитоиды по возрасту соответствуют иногда середине времени накопления молассового комплекса. Иногда они прорывают молассовый комплекс. В то же время они генетически неразрывно связаны с комплексами более ранних гранитоидов [Горжевский, Муратов, 1958], имеющих домолассовый возраст и связанных с концом собственно геосинклинального этапа.

Такие соотношения гранитоидов можно констатировать для каледонид Великобритании, где в области Шотландских нагорий гранитоиды, прорывающие каледонские

структурные элементы и секущие древние красные песчаники девона (молассовый комплекс), по данным Г. Рида [1957], образуют единую серию. Другой иллюстрацией этого является Рудный Алтай, в котором змеиногорский интрузивный комплекс гранитоидов связан с концом геосинклинального этапа (после раннего карбона), а калбинский – с формированием молассового комплекса, что подтверждается сейчас данными абсолютного возраста. Между тем эти комплексы, без сомнения, имеют определенную генетическую связь.

Все сказанное о гранитоидном магматизме, а также структурные соотношения молассового комплекса с платформенным чехлом, который перекрывает как молассовый комплекс, так и более древние геосинклинальные комплексы, не позволяют, несмотря на все их различия, отрывать их друг от друга. Каждый из них отражает определенный этап геосинклинального развития, в частности молассовый комплекс связан с заключительным, или, как иногда его называют, орогенным, этапом.

Если не касаться древних платформ, в пределах которых, вероятно, его тоже можно выделить, то наиболее древний молассовый комплекс распространен в байкальской складчатой области Прибайкалья. Еще Н.С. Шатский отнес толщи ушаковской и соленосной свит Ангаро-Ленского прогиба к формациям краевых прогибов, сравнив их со сходными формациями нижней перми Предуральского краевого прогиба.

Во внутренних частях байкалид этому комплексу соответствуют терригенные, иногда красноцветные толщи нижнего кембрия с подчиненными карбонатными породами, заполняющие межгорные депрессии.

В палеозойских складчатых областях молассовый комплекс всюду заканчивает свое развитие в конце перми, иногда в начале триаса. Однако начало его формирования очень различно. В салаиридах оно соответствует началу ордовика, в каледонидах – среднему девону, в герцинидах – среднему карбону.

В мезозойских складчатых областях молассовый комплекс начинается с верхнего триаса, местами с лейаса или, наконец, с верхней юры, а заканчивается всегда нижним мелом.

В кайнозойской складчатой области Сихотэ-Алиня молассовый комплекс начинается палеоценом и охватывает все отложения вплоть до конца неогена.

В альпийской системе молассовый комплекс отвечает неогену, местами (Венгерская межгорная впадина) включает верхи олигоцена (рис. 4).

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Трем основным структурным комплексам складчатых геосинклинальных областей соответствуют в истории геологического развития три главных этапа: начальный – архикогеосинклинальный, главный – геосинклинальный и заключительный – тэликогеосинклинальный[1] (рис. 5). Каждый из них в дальнейшем, вероятно, может быть разделен на определенные стадии. Стадии собственно геосинклинального этапа достаточно хорошо известны и выше вкратце охарактеризованы. Отмечена также возможность выделения стадий или циклов в пределах начального этапа.

Начальный этап связан с формированием и развитием обширных геосинклинальных подвижных поясов на пространствах, разделяющих древние платформы. Эти пояса, вероятно, возникли на коре океанического типа. Образование их связано с появлением крупных разломов, их развитием и с раскалыванием коры сетью глубинных разломов. Отдельные блоки, ограниченные разломами, в дальнейшем вели себя раз-

---

[1] Главный, геосинклинальный, этап лучше всего было бы назвать эвгеосинклинальным, но этот термин, введенный в науку Г. Штилле, имеет совершенно определенное общеизвестное значение, поэтому за этим этапом можно сохранить название просто геосинклинального. В подборе греческих терминов для начального и заключительного этапов мне помог Е.В. Павловский, с которым мы неоднократно обсуждали возможные наилучшие варианты. Пользуясь случаем, выражаю Е.В. Павловскому мою искреннюю благодарность.

Названия происходят от слов αρχιξοσ – начальный и θηλιξοσ – заключительный.

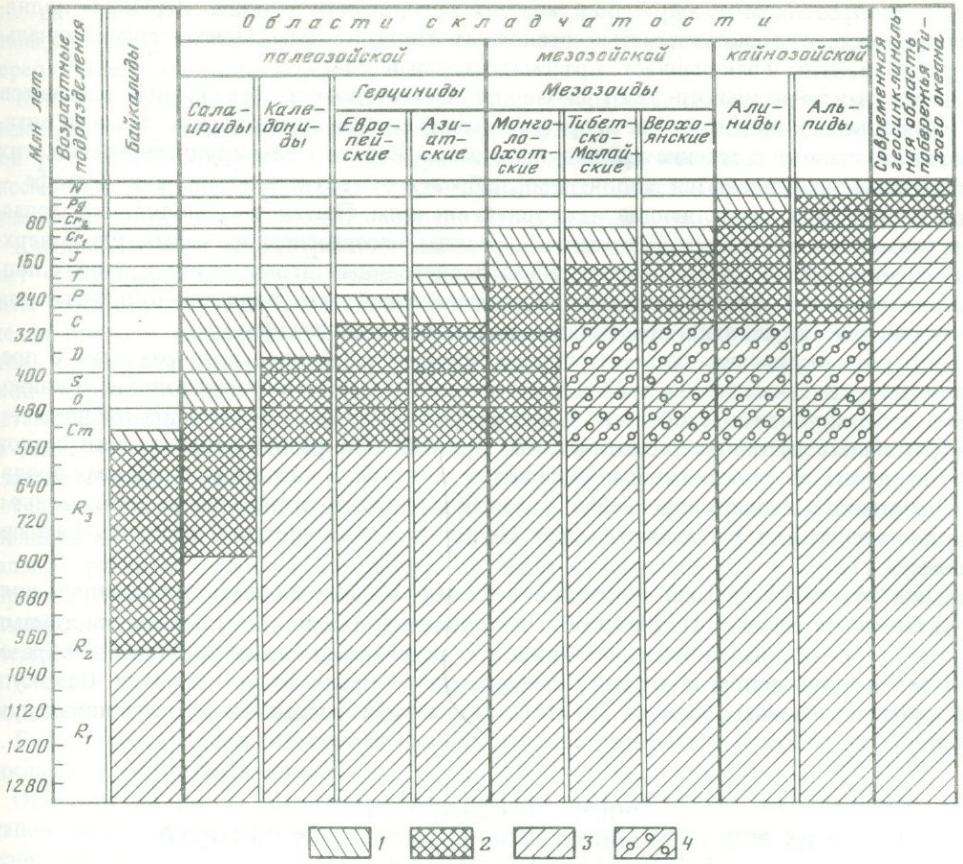


Рис. 5. Схема этапов развития геосинклинальных складчатых областей и систем Евразии

Этапы: *1* — заключительный, *2* — главный геосинклинальный, *3* — начальный, *4* — вторая (поздняя) стадия начального этапа

лично: одни поднимались, образуя геоантиклинали, другие опускались, превращались в прогибы, заполненные мощной серией осадков и вулканических образований. Сами разломы служили путями проникновения магмы. В конце начального этапа образовались сложные складчатые структуры, прорванные интрузиями. Формирование их происходило в течение очень длительного времени и может быть разбито на ряд подэтапов, стадий или циклов, которые разделены крупными несогласиями. Начальный этап был намного длиннее двух других по времени, охватывая весь поздний докембрий (кроме байкалид, где он кончился в середине позднего докембрия), а в молодых складчатых областях — также палеозой и часть мезозоя. Однако по отношению к главному геосинклинальному этапу структурные формы, созданные на начальном этапе, составляют лишь комплекс структур основания.

Главный геосинклинальный этап наиболее хорошо изучен. Он соответствует достаточно зрелому состоянию подвижного геосинклинального пояса в целом. На этом этапе создаются упорядоченные системы антиклинориев и синклинориев, определенные ряды осадочных и вулканических формаций, последовательные интрузивные комплексы.

Развитие этого этапа начинается ломкой структурных форм комплекса основания, опусканием и образованием крупных геосинклинальных прогибов. Конец связан с поднятием геоантиклиналей, сокращением геосинклиналей, общей инверсией и внедрением кислых интрузий. Таким образом, в развитии этого этапа есть черты единого

цикла – от преобладания опусканий вначале к поднятиям в конце. Крупные поднятия сопровождаются складчатостью осадочных толщ и замыканием геосинклинальных прогибов. Этим и заканчивается рассматриваемый этап.

В начале заключительного этапа снова происходит ломка структурных элементов и наложение новых прогибов (межгорных впадин) как на синклинории, так и на антиклинории, созданные в течение предыдущего этапа. Вместе с тем крупные участки этих же элементов захватываются поднятиями, образуя мегантиклинории, а в рельефе – горные сооружения, разделяющие межгорные впадины. Последние заполняются молассовым комплексом, который ложится с резким несогласием на размытую поверхность геосинклинального комплекса. Из-за свойственных этому этапу крупных поднятий его часто именуют орогенным. Заключительный этап является конечным для геосинклинального развития, предшествуя возникновению платформы.

По времени окончания заключительного этапа геосинклинального развития в пределах подвижных складчатых поясов выделяются палеозойские, мезозойские и кайнозойские геосинклинальные области. В них различные этапы развития протекали в течение различных отрезков геологического времени. По разной длительности этапов можно выделить геосинклинальные складчатые системы. В каждой из них время проявления начального геосинклинального и заключительного этапов было одинаковым, и *они достаточно четко отделяются друг от друга. Таких систем в пределах Евразии* выделяется 11.

Термин "геосинклинальная складчатая система" в данном случае представляет прямое развитие термина Н.С. Шатского, называвшего геосинклинальными системами комплекс геосинклиналей и геоантиклиналей, развитие которых приводит к образованию складчатых систем и которые связаны одинаковым ходом развития. Совокупность геосинклинальных систем (по Н.С. Шатскому) составляет геосинклинальную область.

ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И ИХ РОЛЬ В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Эпохами складчатости обычно называют эпохи формирования крупных несогласий общего значения. Два таких несогласия разделяют три описанных комплекса: основания, геосинклинальный и молассовый.

Третье крупнейшее и самое главное несогласие отделяет молассовый комплекс от платформенного чехла. Оно определяет окончание геосинклинального развития. Трем этим несогласиям соответствуют три эпохи складчатости, из которых та, которая проявляется перед формированием платформенного чехла, является последней.

Эпохи складчатости, как видно, неравноценны по своему значению и результатам. Последняя складчатость, как мы видели, всегда проявлялась в относительно очень узком интервале времени и была одновременна или почти одновременна на обширных пространствах геосинклинальных областей. В байкалидах она происходила в конце раннего кембрия, во всех палеозойских областях – в конце перми–начале триаса, в мезозойских – в конце раннего мела, в кайнозойских – в конце неогена.

Наряду с этим другие крупные эпохи складчатости играют совершенно иную роль. Они не приводят к прекращению геосинклинального режима, а служат только разделами между этапами развития.

Наконец, внутри начального этапа по несогласиям могут быть выделены многочисленные эпохи складчатости, которые разделяют этот этап на отдельные крупные отрезки, называемые часто циклами.

Если мы хотим оценить время проявления складчатости и формирования несогласий в разных складчатых областях, то должны учитывать эти различия и сравнивать равноценные по значению эпохи складчатости.

Когда говорят, что каледониды образовались перед средним девоном, а герциниды – в конце перми, сравнивают несравнимые вещи, а именно складчатость каледо-

нид на границе главного этапа их геосинклинального развития и заключительного этапа, с одной стороны, со складчатостью в конце заключительного этапа герцинид перед образованием платформы – с другой.

Конечно, существует периодичность складкообразования, связанная с определенными этапами развития геосинклинальных областей. Но на основе сказанного о разной роли эпох складчатости и их неравноценности вытекает вывод о невозможности рассматривать процесс развития геосинклинальных областей как циклический. Слишком неодинаковы этапы, разделяемые эпохами складчатости.

Каждый из трех рассмотренных этапов развития геосинклинальных областей обладает четко выраженными индивидуальными чертами и не является простым повторением один другого. Внутри этапов тоже нет цикличности, как это было показано выше на примере палеозойских складчатых систем (каледонид и герцинид). В тех случаях, когда выделяются крупные отрезки начального этапа, как, например, в верхоянской системе, эти части этапов различаются. Первый из них связан с формированием метаморфического комплекса докембрия, второй – карбонатного нижнего и среднего палеозоя. Ни в одном из них нет черт законченного геосинклинального развития с заключительным этапом.

Сложнее дело обстоит в альпийской системе, где, как мы видели, в одних частях альпийского пояса верхний палеозой, может быть, заканчивает начальное геосинклинальное развитие, образуя комплекс, сходный с молассовым, в других, наоборот, верхний палеозой несомненно представляет начало собственно геосинклинального альпийского этапа. Это единственная система, в которой есть элемент известной повторяемости, но его выражение требует еще тщательного изучения.

В свете всего сказанного мне представляется, что идея о циклическом развитии складчатых геосинклинальных областей, введенная в науку Д. Джоли, и развиваемая С. Бубновым стройная гипотеза циклического развития Земли со все более короткими циклами не могут быть приняты.

Ответ на вопрос о причинах периодичности складчатости и разной длительности этапов развития складчатых геосинклинальных поясов и о причинах различного времени окончания геосинклинального развития следует, видимо, искать в изучении особенностей строения земной коры геосинклинальных областей и закономерностей, с которыми связано и проявление рассмотренных этапов.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НАПРАВЛЕННОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Три охарактеризованных комплекса складчатых геосинклинальных образований отражают три основных этапа их развития и вместе с тем должны рассматриваться как этапы преобразования земной коры от океанической к материковой, развитой в области древних и молодых платформ. Геосинклинальное развитие от начального к заключительному этапу представляет лишь вехи на этом пути формирования материковой земной коры. Вероятно, эти этапы отражают степень подвижности коры и, может быть, изменение толщины материковой коры в целом и составляющих ее так называемых гранитного и базальтового слоев. Перерывы между этапами соответствуют скачкам – резким переходам одного состояния, или одной ступени развития, этих слоев в другое. Подвижность геосинклинального пояса с самого начала связана с разламыванием коры, неравномерным накоплением осадков и образованием гранитной магмы в геосинклинальной зоне. Высокая подвижность коры, свойственная геосинклинальным областям, сохраняется, пока существует кислая гранитоидная магма, идут процессы ее формирования за счет осадочных пород и происходит ее отток и перемещение в недрах коры.

Вероятно, что на начальном этапе геосинклинального развития земная кора отличалась очень высокой степенью подвижности, но обладала незначительным по толщине и неравномерно распределенным гранитным слоем, который был свойствен толь-

ко геоантиклинальным поднятиям. В геосинклинальных впадинах кора сохранила *океанический тип или была близка к тому, что мы сейчас имеем в областях внутренних* морей, где поверх базальтового слоя лежит мощный слой рыхлых осадков.

На главном геосинклинальном этапе гранитный слой мог быть значительно более развитым, но сохранял неравномерность распределения, образуя огромные раздувы мощности под геоантиклинальными и утонения под геосинклинальными впадинами. Вероятно, эта неравномерность была связана с относительно большей подвижностью гранитного слоя, массы которого были способны перетекать на глубине, вызывая образование прогибов и поднятий на земной поверхности. Длительный рост геоантиклинальных поднятий (антиклинориев), доказываемый данными их геологической истории, скорее всего, следует объяснять ростом их магматических сердцевин, или ядер, при процессах перемещения магмы.

Не исключена возможность, что конец собственно геосинклинального этапа связан с прекращением перетекания магмы и с исчезновением вследствие этого подвижности геосинклинальной области, сопровождавшимися установлением известного равновесия в верхних частях земной коры.

На заключительном этапе происходили существенно иные процессы: поднятия крупных частей коры (горных хребтов) и проседания обширных котловин и грабенов. Эти явления, вероятно, вызваны активными процессами в недрах земной коры, протекавшими на более глубоком, чем ранее, уровне.

Таким образом, можно думать, что охарактеризованные этапы развития обусловлены всей суммой глубинных процессов, совершавшихся в недрах земной коры, и представляют поверхностное выражение той эволюции или тех ступеней развития, которые проходит вся кора в целом. При этом преобразование океанической коры в материковую, о котором писали П.Н. Кропоткин [1950], В.А. Магницкий [1965], Н.П. Васильковский [1962], а также автор и другие исследователи, осуществляется в подвижных геосинклинальных поясах и происходит неравномерно. Различные участки коры вследствие неизвестных нам пока причин проходят этот путь в течение различного геологического времени. В этом отношении древние платформы являются самыми ранними первичными участками материковой коры, созданными в первичных *геосинклиналях. В разделяющих их подвижных поясах геосинклинальное развитие* заканчивалось в различных участках в разное время, но в ходе этого процесса они проходили одни и те же этапы, имевшие в разных складчатых системах различную длительность.

УДК 551.242.3+553.212

РОЛЬ МАГМАТИЗМА *В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ*[1]

МЕСТО ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ В СТРУКТУРЕ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

В пределах складчатых систем вулканические проявления и интрузивные массивы связаны главным образом с эвгеосинклинальными зонами, т.е. с крупными синклинориями, возникшими из эвгеосинклинальных прогибов, и с сопряженными с ними антиклинориями и срединными массивами. Эти зоны расположены, как правило, внутри геосинклинальных систем в известном отдалении от края соседних платформ и бывают отделены от последних миогеосинклинальными зонами, лишенными вулканизма.

[1] См.: Проблемы связи тектоники и магматизма: Тр. совещ. М.: Наука. 1968. С. 78–101; Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука. 1976. С. 126–133.

Следует отметить, что в зонах, относимых к миогеосинклинальным, нередко наблюдаются слабые проявления вулканизма, чаще всего связанные с начальной стадией развития данного прогиба. Такого рода проявления бывают выражены присутствием туфолавовых толщ основного состава среди осадочных формаций начальной стадии развития данного прогиба. Эти вулканические породы не пользуются широким распространением и имеют ограниченную мощность. Обычно такие проявления вулканизма считают недостаточными для отнесения данного прогиба к эвгеосинклинали, тем более, что вулканические излияния, кроме субвулканических тел близкого состава, не сопровождаются интрузиями. Примеров таких очагов вулканизма можно привести очень много. Одним из них служит прогиб Восточных Карпат, в котором на юге известна серия Азуга с диабазовыми излияниями и туфами, прогиб Северных Карпат с тешинитами, прогиб Алайского хребта с силурийскими диабазами среди мощной терригенной формации Южного Тянь-Шаня и др.

Несмотря на слабое проявление вулканизма в этих прогибах, значение его очень велико, так как указывает на существование в них зон проницаемости, связанных с глубинными разломами, и свидетельствует о том, что эти прогибы отличаются от эвгеосинклинальных лишь меньшим масштабом вулканизма. По происхождению те и другие совершенно сходны и образовались вдоль глубинных разломов. Поэтому мне представляется, что такие "миогеосинклинальные прогибы" следует относить к категории эвгеосинклинальных, может быть выделяя среди последних прогибы со значительным и слабым проявлением вулканизма. Выделение особой категории "лептогеосинклиналей" [Трюмпи, 1965], промежуточной между эв- и миогеосинклиналями, совершенно не нужно. Такое выделение чисто формально и затушевывает сущность их происхождения. Все прогибы, даже с ничтожным проявлением вулканизма, следует считать эвгеосинклинальными и резко противопоставлять категории миогеосинклиналей, которые, как правило, отличаются не только отсутствием вулканических явлений, но и преимущественно карбонатным осадконакоплением.

Во всех эвгеосинклинальных прогибах вулканические явления несомненно связаны с системами глубинных разломов. При всей сложности этих систем разломов среди них, по-видимому, можно выделить три главные системы. Две из них располагаются по краям прогибов, ограничивая их. Это бортовые системы разломов. Третья, центральная система разломов сечет прогибы примерно посередине. В некоторых прогибах центральная система разломов играет очень существенную роль, в других — лишь подчиненную, а главная роль принадлежит одному из бортовых разломов. В таком случае прогиб приобретает резко выраженную асимметричную форму в разрезе.

Именно вдоль зон разломов протягиваются очаги той вулканической деятельности, которая проявлялась в ходе формирования прогиба одновременно с его прогибанием и осадконакоплением. Зоны очагов вулканизма остаются очень выдержанными на протяжении длительной истории развития прогиба и действуют как в эпоху начального вулканизма, так и в более поздние стадии. Известны многочисленные случаи расширения прогиба в процессе развития за счет разламывания и вовлечения в прогибание соседнего срединного массива. Такой процесс хорошо освещен в работе Г.С. Дзоценидзе [1966]. В ней показано, что на южном борту Крымско-Кавказского прогиба, вдоль которого в лейасе образовались диабазовые интрузии, в байосе началось разламывание соседнего края Грузинской глыбы с вовлечением части ее в прогиб. При этом происходили сильные вулканические извержения и образовалась мощная (до 3000 м) толща порфиритов средней юры. Этот пример показывает, что прогибы способны расширяться в процессе развития и что вдоль краев их может возникнуть очень сложная система разломов.

Вдоль бортовых разломов происходит образование крупных магматических очагов, питающих магмой вулканические аппараты подводных излияний. Эти же очаги дают материал и для более или менее крупных интрузивных тел, внедрявшихся в складчатое основание данной геосинклинальной системы и в осадочные толщи, заполнявшие прогиб. Расположение и ориентировка значительной части интрузивных тел, которые

мы видим внутри геосинклинальных систем, контролируются бортовыми или центральными разломами.

Как стало известно, значительное число интрузивных тел геосинклинальных систем по составу родоначальной магмы связано с теми же очагами, которые питали и вулканические продукты.

Интрузивные массивы, как правило, приурочены чаще всего к антиклинориям или к крыльям синклинориев, нередко внедрены в срединные массивы данных систем, реже проплавляют центральные части синклинориев. Как известно, интрузивные массивы в большинстве своем вытянуты вдоль простирания складчатых систем, следуя их изгибам.

Среди интрузивных массивов, прорывающих складчатые структуры геосинклинальных складчатых систем, можно выделить с точки зрения их соотношений со структурными элементами две категории: а) связанные с разломами и б) независимые от них. Значительная часть интрузивных тел так или иначе приурочена к разломам, идущим вдоль складчатых систем или же секущим их.

Теснейшим образом с глубинными разломами связаны внедрения гипербазитов, образующие узкие полосы вдоль зон разломов. Такие внедрения, располагающиеся в зонах самих разломов, образуют совершенно особый тип, который играет важнейшую роль в строении многих крупных геосинклинальных складчатых систем (Аппалачи, Саяны, Восточная Австралия, Малый Кавказ, Тавр и Загрос, Куба и др.). Как показал А.Л. Книппер [1965], для такого рода тел часто можно предполагать внедрение в холодном виде (протрузии). Интрузии габбро и большинство гранитоидов также образуют вытянутые тела, чаще всего вдоль крыльев антиклинориев и синклинориев, и сопровождают глубинные разломы, окаймляющие геосинклинальные прогибы. Нередко простирание интрузивных тел бывает подчинено поперечным разломам.

Однако многие крупные тела гранитоидов не имеют непосредственной связи с глубинными разломами. Они относятся чаще всего к интрузиям, приуроченным к ядрам больших антиклинориев. Интрузивные массивы, вытянутые вдоль антиклинальных структур, образуют тела очень большого размера, удлиненно-овальной формы. Они бывают на значительном протяжении вскрыты эрозией, но из-за неровностей кровли выступают на поверхности иногда в виде нескольких тел, которые на глубине сливаются в единый массив.

Именно эту категорию гранитоидных интрузий Ю.А. Кузнецов относит к ряду батолитовых формаций, среди которых он выделяет три частные формации: гранитных батолитов, гранодиорит-тоналитовых батолитов и гранитоидных батолитов пестрого состава.

К числу крупнейших гранитоидных массивов, относящихся к этим формациям, принадлежат многие тела изверженных пород в различных складчатых системах. Наиболее хорошо выражено их соотношение со структурными элементами в пределах палеозойских систем. Здесь длительная и глубокая эрозия с конца палеозоя до наших дней вскрыла вмещающие породы и глубоко обнажила самые массивы. Поэтому они здесь более доступны для изучения. В молодой Альпийской геосинклинальной области эрозией вскрыты лишь поверхностные части таких интрузий, а это затрудняет выяснение их положения в структуре.

К числу рассматриваемых тел относятся большие верхнепалеозойские гранитные интрузии Урала: Верх-Исетский массив, имеющий куполовидную форму; узкий удлиненный Свердловский массив, имеющий почти 250 км в длину; Сысертский, Челябинский, Варламовский, Кваркенский и др. Такого же рода в Южном Тянь-Шане Гиссарский батолит. К этой же категории относятся каледонские (досреднедевонские) массивы Заилийского Алатау, Кунгей-Алатау и Терскей-Алатау, на Алтае – верхнепалеозойские Калбинский и Сержихинский массивы, в Казахстане – Аягузский и Каркаралинский верхнепалеозойские массивы. Сходных примеров для других складчатых областей можно привести много.

Процессы магматизма в ходе развития эвгеосинклинальных прогибов с начала их образования и до конца играют важнейшую роль.

С начальной стадией развития геосинклинальных прогибов совпадает накопление мощных диабазо-спилитовых формаций, а также вулканогенно-кремнистых пород. В это же время образуются субвулканические интрузивные тела основного состава и отдельные интрузии габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-плагиогранитной формаций (по Ю.А. Кузнецову [1964]).

Наиболее крупные из интрузий этих формаций представляют, вероятно, ныне вскрытые промежуточные очаги первичной основной магмы, которые постепенно росли вверх за счет увеличения объема. Такие очаги образовывались вдоль главных разломов, преимущественно обрамлявших геосинклинальные прогибы, и возникали в зонах трещиноватости и проницаемости [Штрейс, 1951] внутри толщи земной коры комплекса основания прогибов. Зоны проницаемости возникали вдоль краев прогибов, но иногда и в средней части прогибов, в зоне центральной системы разломов. Наиболее ранние очаги заполнялись основной первичной магмой, поступающей по зонам разломов из глубин мантии. Вероятно, в начальных стадиях они образовались в самой мантии, но затем, увеличиваясь в числе и объеме, проникали в толщу нижних частей земной коры. Разрастаясь вверх, они распространялись вдоль разломов в более высокие части коры. Затем магма внедрялась в осадочно-вулканическую толщу, заполнявшую прогиб.

Начальные очаги по краям и под дном геосинклинального прогиба снабжали его продуктами вулканической деятельности ранней стадии. Они поставляли материал для образования диабазо-спилитовых формаций, достигающих в некоторых прогибах, особенно палеозойских и рифейских, исключительно большой мощности. Они же являлись материнскими для порфиритовых и кератофировых формаций в более позднее время. Вместе с тем эти очаги давали материал в крупные и мелкие близповерхностные очаги, которые в процессе дифференциации и кристаллизации магмы превращались в интрузивные массивы, а также обусловили возникновение более мелких дайковых и лакколитоподобных интрузивных тел. Таким образом, создавались комплексы субвулканических и габбровых интрузий и более крупных глубинных интрузий габбро-пироксенит-дунитовой формации. Эти интрузии имеют сложный дифференцированный характер и достигают иногда крупных размеров – до сотен километров в длину. Наиболее яркий пример этой формации мы находим на краях двух геосинклинальных прогибов Урала – Тагильского и Магнитогорского.

Первичный состав очагов с течением времени значительно изменялся из-за гравитационной дифференциации и ассимиляции вмещающих пород, а также в связи с возникновением очагов вторичной гранитоидной магмы. Поэтому изменялся состав вулканических продуктов, которые становились к концу начальной стадии более кислыми. Например, диабазо-спилитовые формации сменялись порфиритовыми, андезитовыми или кератофировыми. Также закономерно изменялся состав интрузивных тел. Для конца ранней стадии типичны габбро-плагиогранитная и плагиогранитная интрузивные формации. Интрузивные тела последней образовались в значительной мере за счет очагов вторичной кислой магмы, возникшей в результате гранитизации вмещающих метаморфических и осадочных пород вокруг первичных очагов.

Зрелая стадия развития геосинклинальных прогибов начинается значительными поднятиями, в результате которых они оказываются расчлененными растущими геоантиклиналями на ряд дочерних прогибов. Именно в это время здесь создается сложный рельеф поверхности и нередко возникает палеогеографическая обстановка архипелагового морского бассейна. При этом создаются условия для крайнего разнообразия формирующихся осадков.

В условиях поднятия больших геоантиклиналей слоистые толщи, которые заполняют разделяющие их частные прогибы, могут оказаться под воздействием сильного бо-

кового давления. Помимо кливажа и сланцеватости, в результате сжатия здесь также возникают складчатые структуры с крутыми крыльями, которые представляют собой системы сдавленных вертикальных или опрокинутых в одну сторону, но крутых складок. Они обычно сопровождаются крутыми надвигами.

Геоантиклинали растут чаще всего вдоль крыльев эвгеосинклинальных прогибов, близ ограничивающих их разломов. В поднятие вовлекаются кристаллические и другие древние породы комплекса основания, участвующие в строении ядер этих поднятий. При дальнейшем поднятии геоантиклинали преобразуются в антиклинории, а древние породы их сводовых частей составляют кристаллические ядра антиклинориев.

В это же время при росте геоантиклинальных поднятий по краям прогибов в условиях сильного сжатия и контрастных движений происходило выжимание и надвигание крупных пакетов кристаллических пород комплекса основания геоантиклиналей вместе с покрывающими осадочными породами на складчатые структуры самих прогибов. При этом могли образоваться очень сложные и крупные горизонтальные перемещения масс и шарьяжи, примерами которых служат Пеннинские покровы Внутренней зоны Альп, Гетский покров Южных Карпат и др. Главную роль в строении таких покровов играют кристаллические и метаморфические породы комплекса основания. Для рассматриваемой зрелой стадии типично возникновение поздних геосинклинальных прогибов, с начальным вулканизмом которых бывают связаны как базальтовые (диабазо-спилитовые), так и андезитовые (порфиритовые) вулканические формации. Они сопровождаются плагиогранитной интрузивной формацией, тела которой образовались из очагов вторичной кислой магмы, возникшей в процессе метасоматоза и палингенеза.

Поздние геосинклинальные прогибы, примеров которых можно назвать очень много, особенно в Альпийской геосинклинальной области (Восточно-Карпатский, Аджаро-Триалетский, Еревано-Ордубадский, Мурешский и др.), проходят в общем тот же путь развития, что и ранние, но в несколько более ускоренном темпе. Так же эволюционировали их вулканизм и интрузивный магматизм. Для некоторых из них было характерно мощное и длительное проявление вулканизма; в других имела место лишь начальная вспышка вулканизма, а затем осадконакопление шло без участия вулканических процессов.

Геоантиклинальные поднятия формировались длительное время, и на их поверхности шло накопление морских осадков. В мощностях и фациях этих осадков отражаются условия их формирования на фоне растущего конседиментационного поднятия. Крылья этих поднятий бывают осложнены более мелкими складками, нередко имеющими гравитационное происхождение, т.е. связанными со скольжением и смещением слоев на склонах поднятия в процессе их роста. Во многих случаях, когда впоследствии осевые части антиклинориев или больших антиклиналей, образовавшихся из таких поднятий, оказались достаточно вскрытыми эрозией, в них выступают массивы гранитоидов (плагиогранитов и близких к ним пород). Присутствие их указывает на то, что возникновение подобных антиклинальных структур сопровождалось процессами подъема магмы.

В конце главного этапа развития геосинклинальных прогибов (как ранних, так и поздних) наступает стадия их замыкания. Происходят еще более сильные поднятия геоантиклиналей, сопровождаемые внедрением кислых гранодиоритовых интрузий (габбро-диорит-гранодиоритовой формации) и реже гранитов. Их внедрение связано с развитием андезитовой по составу магмы, что подтверждается химическим родством гранодиоритов с андезитовыми лавовыми формациями. Интрузивные тела этой формации являются продуктами магматического внедрения, связанного с проникновением магмы из глубины в крупные близповерхностные очаги. Очень вероятно, что рост вверх и расширение в стороны этих очагов и вызывает обширные поднятия геоантиклинальных зон в конце главного этапа.

При общем подъеме отдельных магматических очагов и увеличении их объема породы кровли испытывают также поднятие и коробление, причем происходит растягивание кровли и образуется система трещин и расколов, которые служат путями для магмы.

По ним проникают вверх отдельные небольшие интрузивные тела и многочисленные серии даек и малых интрузий.

Прогибы, расположенные между растущими вверх и в стороны геоантиклиналями, испытывают опускание своего дна или по крайней мере сильно отстают в поднятии. Рост геоантиклинальных поднятий в конце этапа происходит очень интенсивно. Площадь их расширяется, они при своем росте могут захватить края геосинклинальных прогибов, которые также частично втягиваются в поднятие. Иногда крупные геоантиклинали начинают расти и внутри прогиба, преобразуясь затем в антиклинории. Такой случай представляет собой частную (местную) инверсию геосинклинального прогиба. Антиклинории такого рода многие исследователи [Белоусов, 1939; Хаин, 1964] именуют обращенными.

Общим замыканием геосинклинальных прогибов, когда они целиком оказываются вовлеченными в поднятие, а складчатость и осадконакопление в их пределах практически прекращаются, заканчивается главный этап развития отдельных прогибов и геосинклинальных систем.

В итоге прогибы преобразуются в большие синклинории, ограниченные антиклинориями и срединными массивами. Все эти структуры имеют удлиненную форму, подчиненную разломам, вдоль которых шло образование геосинклинальных прогибов и последующий рост антиклинориев, а также внедрялись интрузивные массивы.

СООТНОШЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ С ФОРМИРОВАНИЕМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР НА ГЛАВНОМ ЭТАПЕ

Источником начальных вулканических излияний и первых двух интрузивных формаций главного этапа – габбро-диоритовой субвулканической и габбро-пироксенит-дунитовой – является основная габброидная или базальтовая магма. Последняя образуется на глубинах 100–150 км от поверхности. Здесь происходит выплавление из вещества мантии магматического расплава, который, используя зоны глубинных разломов, проникает вверх, в земную кору. Процесс выплавления базальтовой магмы из перидотитового вещества мантии достаточно хорошо обоснован с точки зрения физической химии и рассматривается, согласно исследованиям А.П. Виноградова [1962], как процесс зонной плавки. Доказано, что именно из вещества, отвечающего по составу гранатовому перидотиту, из которого, как сейчас считается, в основном состоит верхняя мантия, в результате процессов выплавления в условиях господствующей там температуры и давления должна образоваться базальтовая магма [Шейнманн, 1963; Белоусов, 1966а, б; и др.].

Система глубинных разломов, ограничивающих и пересекающих геосинклинальные прогибы, является проводником первичной магмы из мантии, из которой поступают огромные запасы тепла. Вместе с тем зоны разломов служат путями для летучих компонентов, выделяющихся из магмы, и для сквозьмагматических растворов (Д.С. Коржинский). Последние также являются носителями тепла и существенно преобразуют состав магматических тел.

В верхней мантии на глубинах 50–400 км под океанами и 100–250 км под материками располагается слой с пониженными скоростями распространения долгопериодических сейсмических волн и, видимо, с пониженной средней плотностью вещества мантии в его пределах. Этот слой, часто называемый "волноводом", скорее всего, и является областью образования базальтовой магмы [Магницкий, 1965; Белоусов, 1966а, б]. Здесь, вероятно, вдоль разломов образуются первичные очаги, из которых магма мигрирует по разломам вверх под действием огромного давления, образуя менее глубокие очаги близ основания земной коры. Из этих очагов магма, поступая по разломам, проникает в земную кору и на ее поверхность. Поднимаясь вверх, магматический расплав не весь извергается на поверхность через трещины и жерла вулканов, а задерживается по пути, заполняя ряд камер и образуя вторичные очаги. Этот процесс является очень длительным и продолжается часто десятки миллионов лет.

Отдельные очаги также могут существовать очень длительное время, так как обладают значительным объемом и, следовательно, большим запасом тепловой энергии. В некоторых случаях очаги возникают в мантии, затем растут, постепенно увеличиваясь в объеме, и проникают из мантии в толщу земной коры. Естественно, что магматический расплав в таких длительно существующих очагах будет подвергаться значительной гравитационной дифференциации. Несомненно, что существование очагов дополнительно поддерживается тепловым потоком, идущим из глубины вдоль зон разломов и проницаемости. Вместе с тем сам очаг с его огромным запасом тепловой и химической энергии воздействует на вмещающие породы стенок и кровли, вызывая их плавление. Образующиеся расплавы соответствуют среднему составу осадочных и метаморфических пород, которые подверглись плавлению. Из таких кислых магм образуются плагиограниты, гранодиориты и другие породы группы гранитоидов. Пока продолжаются процессы вулканизма, они, вероятно, сопровождаются пополнением многих вторичных очагов магмой из глубины и, следовательно, пополнением запасов тепловой энергии, компенсирующим огромный расход тепла очагов вследствие их охлаждения. Поэтому можно думать, что уже в середине главного этапа геосинклинального развития образуются некоторые количества кислой магмы, возникшей за счет реоморфизма более древних пород, в которых заложены очаги основной магмы. Вторичные магматические очаги возникают главным образом на пути подъема базальтовой магмы, т.е. прежде всего вдоль глубинных разломов, окаймляющих геосинклинальный прогиб и секущих иногда его дно посередине. Поэтому естественно предположить, что очаги вторичной кислой магмы возникают прежде всего по краям геосинклинальных прогибов, где происходит плавление осадочных, метаморфических и изверженных пород прилегающих частей срединных массивов, а кроме того, вероятно, таких же пород основания самих прогибов.

Количественно масштаб этого явления трудно оценить, однако известно, что небольшие тела основных пород, например трапповые интрузии долеритов Карру в Южной Африке, сопровождаются породами плагиогранитного состава, образовавшимися за счет расплавления глинистых пород кровли траппов под действием их тепла и эманаций [Уокер, Польдерварт, 1950]. Ю.А. Кузнецов [1964] придает большое значение подобному процессу, отмечая, что многими исследователями описано образование гранитного материала за счет переплавления вмещающих пород в боковых контактах сравнительно небольших даек диабазов.

Из этого можно заключить, что большие массы базальтовой магмы с их огромным запасом тепловой энергии, пополняемой за счет теплового потока по разломам по краям и под дном геосинклинальных прогибов, могли генерировать соответственно значительные количества магмы, близкой по химическому составу к среднему составу осадочных и метаморфических пород, которые подверглись переплавлению. Эта магма отвечает составу гранитоидных пород – диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, тоналитов, гранитов, конечно, в конкретных случаях несколько различающихся по составу. В очагах эта вторичная магма, в свою очередь, подвергалась процессу дифференциации, который приводил к образованию более основных и более кислых по составу частей магматического расплава.

В условиях подвижной геосинклинальной системы эта вторичная магма могла оказаться в условиях таких напряжений, что при наличии путей миграции, т.е. разломов, проникала к поверхности, образуя как интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и гранитов (относящихся к группе более поздних интрузивных формаций), так и соответствующие им (но всегда несколько более основные по химическому составу) вулканические излияния кварц-кератофировой, андезитовой и трахиандезитовой вулканических формаций [Кузнецов, 1964].

Таким образом, в ходе главного этапа геосинклинального развития происходит существенное изменение состава магматических очагов. Образуется вторичная гранитоидная магма, объемы которой все более увеличиваются к концу рассматриваемого этапа.

Одновременно с процессами формирования магматического очага происходят процессы регионального метаморфизма, которым подвергаются осадочные и вулканичес-

кие толщи, заполняющие наиболее крупные и глубокие эвгеосинклинальные прогибы. О том, что эти процессы происходят до начала заключительного этапа, свидетельствует более слабый метаморфизм пород, образовавшихся на заключительном этапе.

В большинстве прогибов метаморфизм не достигает высокой степени и выражается в самых первых ступенях уплотнения и филлитизации. В наиболее же глубоких прогибах происходит общее сильное рассланцевание пород и заметные изменения состава, обусловленные этим процессом.

Закономерное изменение состава магматических продуктов, как видно, обусловлено самим ходом процесса геосинклинального развития и проявляется более или менее однообразно.

Формирование геосинклинального прогиба сопровождается выносом огромных масс основной магмы, выделенной из глубин мантии. Она входит в соприкосновение с кристаллическими породами гранито-гнейсового слоя земной коры, что неизбежно приводит к образованию сходной последовательности магматических расплавов и, следовательно, изверженных пород.

В начале геосинклинального этапа, на его ранней стадии, вулканические излияния и сопутствующие им интрузивные формации питаются за счет первичной базальтовой магмы, поступающей из глубин мантии. По-видимому, со зрелой стадии в вулканических излияниях начинают появляться значительные количества кислой магмы из вторичных очагов. К концу этапа роль последней в образовании интрузий и в вулканических излияниях становится значительной.

Вместе с возникновением больших объемов гранитной магмы создаются, видимо, условия и для некоторого прямого воздействия ее на формирование тектонических структур – отдельных или даже многих антиклинальных поднятий.

Изучение истории многих антиклинальных поднятий показывает, что они воздымались в течение значительного промежутка геологического времени одновременно с накоплением осадков и на их бортах. Рост такого рода поднятий, превращающихся затем в большие антиклинали и антиклинории, мог быть обусловлен во многих случаях постепенным увеличением объема их ядра, представляющего собой магматическую камеру. В результате последовательного поступления магмы в эту камеру мог происходить подъем ее кровли и медленный рост всего антиклинального поднятия, которое превращалось в ходе своего развития в антиклинальную структуру более или менее крупных размеров. Рост поднятия происходил в виде свода, иногда осложненного разрывами.

Конечно, доказательства наличия магматического ядра антиклинального поднятия в большинстве случаев являются косвенными и не всегда вполне очевидными. Только в тех случаях, когда в своде антиклинория бывают вскрыты гранитоидные породы, образующие массив, вытянутый вдоль оси поднятия и соизмеримый с ним по длине и ширине, можно предполагать наличие такого магматического ядра и его активную роль в процессе поднятия. Для многих медленно росших антиклинальных поднятий, особенно в областях палеозойской складчатости (Урал, Казахстан, Алтай и т.д.), такое предположение может быть высказано и подтверждено наличием в их сводах гранитных тел, которые можно рассматривать как подвергшиеся кристаллизации магматические ядра. В других случаях к такому предположению приводят более косвенные признаки, в частности системы даек, которые секут свод антиклинали и свидетельствуют о процессах ее расширения, приводящего к растяжению кровли и разрывам.

В.С. Коптев-Дворников, О.С. Полквой и их сотрудники [Коптев-Дворников, 1952; Коптев-Дворников и др., 1960, 1962] выделяют в Казахстане жильные породы, образующие дайки двух систем, которые сопровождают многие гранитоидные массивы. К первой относятся жилы аплитов, жильных гранитов и пегматитов. Эти дайки секут периферические части гранитного массива. Ко второй относятся гранит-порфиры, сиенит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-порфириты и другие породы, образующие систему даек, выходящих во вмещающие породы за пределы массива. Дайки второй системы связаны с более глубокими очагами.

Такая последовательность развития дайковых серий служит указанием на рост мас-

сива и на определенные стадии его расширения. Дайки первой системы (этапа) образуются после кристаллизации внешней, периферической, части массива, особенно его свода, в результате активного расширения внутреннего ядра; расширение ядра приводит к образованию разрывов и трещин во внешней части массива. Дайки второй системы (этапа) связаны, вероятно, с глубокими частями массива и обусловлены его последующим увеличением в объеме. Такая же последовательность дайковых серий может быть установлена и для более крупных тел, образующих магматические ядра.

Можно себе представить, что последовательный рост магматических ядер происходит вследствие поступления в них ряда порций магматического материала. В результате такого роста эти ядра приобретают способность поднимать породы кровли, образуя большие сводовые поднятия. Для магматических ядер, связанных с зонами глубинных разломов, допустимо предположить, что магматические камеры или очаги питаются магмой, поступающей из глубины по этим разломам под воздействием различий нагрузки на магму и давления, вызванного движениями крупных блоков земной коры. Магма, таким образом, может являться передатчиком напряжений, возникающих при тектонических движениях. Ее роль при этом до известной степени может быть сравнима с ролью воды в гидравлическом прессе.

Активная роль вторичной кислой магмы не ограничивается механизмом поднятия отдельных геоантиклиналей и образованием их магматических ядер. Можно думать, что массы вторичной кислой магмы, возникающие в процессе развития прогиба под его дном и на краях, способны вызвать общее значительное увеличение объема поверхностных частей земной коры. Следствием этого явления может быть превращение прогибов вместе с окаймляющими их антиклинориями и краями срединных массивов в существенно поднятые зоны. Возникновение крупных поднятий в конце главного этапа в значительной мере, вероятно, обусловлено этим процессом, особенно если учесть большое количество гранитоидных интрузий, внедрившихся в это время в пределы геосинклинальных прогибов и в прилегающие к ним части антиклинориев и срединных массивов.

РОЛЬ МАГМАТИЗМА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУР ОРОГЕННОГО ЭТАПА

На орогенном этапе развития геосинклинальных складчатых областей происходит образование значительных горных поднятий, возникающих одновременно с межгорными и краевыми впадинами, иногда системами грабенов. Все главные структуры орогенного этапа отличаются от собственно геосинклинальных более простым строением. Синклинории представлены прогибами с широким плоским дном, осложненным дополнительными складками. Последние являются обычно надразломными. Поднятия нередко наследуют антиклинальные структуры, а в современном рельефе образуют более или менее значительные горные хребты, иногда нагорья.

Морфологические различия структурных элементов орогенного и главного геосинклинального этапов позволяют считать, что они имеют в основе различное происхождение. Орогенные впадины, скорее всего, соответствуют типу больших просадочных депрессий, а поднятия связаны с глыбовыми или сводовыми воздыманиями отдельных участков земной поверхности. Примером современной области, в которой почти закончился орогенный этап развития, является Альпийская, где мы видим сочетание горных гряд и нагорий, срединных массивов, хорошо выраженных межгорных и краевых впадин различных размеров. Общая картина строения здесь осложнена, кроме того, наличием особых, глубоких впадин внутренних морей: Средиземного, Черного и др.

Магматические явления орогенного этапа существенно отличаются от геосинклинального магматизма главного этапа. Вулканические формации орогенного этапа относятся к базальт-андезит-липаритовой группе [Кузнецов, 1964] и состоят из сочетания различных формаций: андезито-базальтовой, андезитовой, дацито-андезитовой, дацито-липаритовой, липаритовой и других, часто слагающих мощные комплексы. Эти формации чере-

дуются и неоднократно повторяются, в вертикальном разрезе иногда наблюдаются постепенные переходы между ними. В их составе участвуют лавовые, пирокластические и субвулканические породы.

Большинство исследователей считают, что в формировании и питании этих сложных комплексов участвуют очаги как первичной базальтовой магмы мантийного происхождения, так и вторичной кислой магмы, которые достигают к началу орогенного этапа широкого распространения и значительного объема.

Среди интрузивных комплексов орогенного этапа выделяют две главные группы гранитоидных формаций. Первая известна под названием "гранитных формаций малых глубин" [Коптев-Дворников, 1952]. По происхождению и составу она тесно связана с вулканогенными формациями. Вторая представлена гранитоидами, в значительной мере – собственно гранитами, и вулканизмом обычно не сопровождается. Для нее характерны гранитные батолиты различных размеров, часто очень большие, которые секут и проплавляют складчатые структуры главного этапа, поэтому они часто именуются послескладчатыми. Ю.А. Кузнецов [1964] среди них выделяет три главные формации: а) биотитовые граниты довольно однообразного состава; б) гранодиориты и тоналиты с переходами от кварцевых диоритов и тоналитов до нормальных гранитов; в) гранитоиды пестрого состава, в которых происходит быстрая смена пород от диоритов, гранодиоритов и сиенитов до разнообразных гранитов. Присутствуют обычно и различные гибридные породы, вплоть до основных.

Гранитоидные тела рассматривают как образовавшиеся в результате процессов метасоматоза или магматического замещения и связанные с зонами разломов, зонами проницаемости для глубинных эманаций, растворов и теплового потока. В таких условиях образуются автохтонные гранитоидные плутоны. Аллохтонные гранитоидные тела возникают в процессе внедрения магматического расплава, который обычно сопровождается деформацией вмещающих пород. Внедренные тела чаще всего имеют линзовидную, штоко- и дайкообразную форму, удлиненную вдоль зон разломов.

Автохтонные тела нередко обладают плоской и куполовидной формами с неправильными или округлыми очертаниями и удлинены в направлении складчатых структур. Изучение этого типа тел, особенно в палеозойских и мезозойских складчатых областях, где они хорошо обнажены, позволяет сделать вывод о связи многих из них с зонами антиклинальных поднятий. Это отмечалось уже многими исследователями: Е.В. Павловским [1953], Н.П. Васильковским [1960], В.В. Белоусовым [1966б], Н.А. Штрейсом, Ю.А. Кузнецовым и А.Л. Яншиным и др.

Гранитные батолиты часто имеют форму тел, вытянутых по простиранию складчатой области. Именно такие тела приурочены к ядрам антиклинальных структур или, лучше сказать, замещают метаморфические и осадочные породы самых внутренних частей антиклинориев или мегантиклинориев. Возраст гранитоидов этих тел обычно соответствует середине или концу заключительного этапа развития данной области, что указывает на их теснейшую связь с формированием орогенных структур. Нередко они имеют огромные размеры. Ряды таких массивов, вытянутых вдоль простирания складчатой области, можно видеть в антиклинальных зонах на Урале, Тянь-Шане (Гиссарский батолит), Алтае, в Монголии, в герцинской складчатой области Западной Европы и в других местах. Особенно значительных размеров (тысячи километров в длину) они достигают в мезозойской складчатой области Кордильер Северной Америки. На Урале размеры скромнее – 50–100 км, но полоса их вытянута вдоль всего Урала.

В Альпийской складчатой области Европы большие гранитные тела орогенного этапа (неогеновые по возрасту) отсутствуют, но можно предположить их существование в скрытом виде под осевой частью горных поднятий Большого Кавказа, Альп, Высоких Татр и многих других горных сооружений. Подтверждением этого предположения служат выходы небольших гранитоидных интрузий вдоль разломов в Альпах, на Кавказе и в других районах. К ним относятся: адамеллитовые и тоналитовые интрузии, внедренные вдоль зоны глубинного разлома Инсубри–Ивреа в Альпах; анортоклазовые гранит-порфиры Тепли – вдоль разломов южного склона Большого Кавказа; эльжуртинские

граниты на северном склоне близ Тырныауза (возраст 10 млн лет) и др. Эти интрузии можно считать своего рода "отпрысками" крупных гранитоидных тел, залегающих на глубине и еще не вскрытых эрозией и не вполне раскристаллизовавшихся здесь вплоть до конца неогена.

Тесная связь гранитоидных батолитов с ядрами крупных антиклинальных структур, по-видимому, не случайна. Многие исследователи, начиная с Д. Геттона и Леопольда фон Буха, указывали на активную роль магматических тел в формировании поднятий земной коры. Однако в том универсальном виде, как она рисовалась в начале прошлого века, гипотеза поднятий не оправдалась и после возникновения геосинклинальной теории была полностью забыта. В последнее десятилетие появилось много новых фактов, свидетельствующих об активной роли магматических тел при формировании отдельных конкретных структурных форм, в частности сводовых поднятий земной коры. Воздействие гранитоидных тел на образование больших антиклинальных структур в Центральном Казахстане было отмечено и показано Т.Г. Павловой [1967]. Значительная роль магматических внедрений при росте крупных поднятий в Срединном Тянь-Шане, в Пскемском, Чаткальском и Кураминском хребтах освещена в работах Г.И. Макарычева [1964], Г.И. Макарычева, М.Д. Геся [1970, 1971]. Интересные материалы о связи Мегри-Ордубадского батолита на юго-востоке Кавказа с ростом поднятий и проседаний соседних депрессий приведены Ш.А.Азизбековым и М.И.Рустамовым [1972]. Имеются данные об активном росте крупных гранитных батолитов при образовании позднепалеозойских антиклинориев Прииртышской зоны Калбинского хребта на Алтае [Горжевский, Муратов, 1958]. Такова же, по-видимому, роль системы гранитоидных батолитов на восточном склоне Южного Урала и во многих других районах.

Следовательно, можно привести много примеров, позволяющих считать, что рост орогенных поднятий происходил в ряде случаев одновременно с формированием крупных гранитоидных массивов в осевых частях больших антиклинальных структур. Это дает возможность думать, что возникновение поднятий в этих случаях зависело от увеличения объема очагов гранитной магмы, которые приподнимали покрывающие породы и поверхность земной коры, образуя горные поднятия. Увеличение объема очагов, располагавшихся на относительно небольшой глубине (2–4 км) от поверхности, должно было быть связано с активным поступлением в них магматического материала. Оно и вызвало подъем их кровли и рост поднятия.

Поскольку процесс усиленного поднятия горных гряд проявляется в различных по возрасту складчатых областях с середины орогенного этапа, приходится именно в этой стадии допустить наличие процесса, связанного с нагнетанием в магматические камеры новых порций расплава. Только при этом можно понять их активный рост, сопровождаемый поднятием земной поверхности над ними.

Формирование впадин орогенного этапа также зависит от магматических явлений, но уже в форме вулканических процессов. Проседание впадин нередко бывает связано с опорожнением неглубоких очагов, заполненных магматическим расплавом, который в то же время является источником вулканических продуктов, выброшенных на поверхность.

Некоторые небольшие впадины целиком обязаны своим образованием процессам вулканизма. Примером их может служить Верхнетерская и Кельская депрессия на Центральном Кавказе, описанные Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским [1964]. Они заполнены четвертичными продуктами вулканизма мощностью до 400 м и образовались в результате просадки коры над неглубоким вулканическим очагом при излиянии магмы на поверхность.

Видимо, близкое происхождение имеют и некоторые более значительные по размерам межгорные впадины. Такое предположение особенно вероятно для тех из них, вокруг которых расположены крупные вулканические конусы и происходило накопление мощных толщ, состоящих из продуктов вулканизма. Особенно вероятно это для впадин, окруженных плиоцен-четвертичными вулканами, как, например, для Приараксинской на Малом Кавказе и Трансильванской в Румынии. Примерами подобных же впадин

позднепалеозойского возраста являются Сержихинская депрессия на Алтае, заполненная вулканической толщей среднего карбона [Микунов, 1961], впадины Чаткало-Кураминского района [Макарычев, Гесь, 1970], Прибалхашья [Бахтеев, 1966; Коптева, 1974; Щерба, 1973] и многие другие, заполненные верхнекаменноугольными и пермскими эффузивно-осадочными толщами. Более или менее значительную роль процессы вулканизма могли играть также при образовании некоторых частей больших межгорных депрессий типа Венгерской. По восточной периферии последней расположена цепь миоцен-плиоценовых вулканов, которые окаймлены продуктами вулканической деятельности.

Однако при прогибании межгорных впадин отток магматического материала неглубоких камер мог происходить при перемещении этого материала в горизонтальном направлении в зависимости от изменения объема магматических камер, возникших под соседними горными поднятиями. Боковую миграцию магмы можно объяснить перетеканием ее под влиянием неравномерной нагрузки. При этом поведение магматического расплава напоминало поведение жидкости в гигантском гидравлическом прессе. Испытывая значительную нагрузку на большой поверхности плоского магматического очага, расплав мог поднять участок кровли с небольшой площадью и меньшим весом. Накопление осадочных и вулканических толщ во впадинах должно было способствовать течению этого процесса, так же как размыв растущего поднятия. В результате магматические камеры под сводом поднятия должны были увеличиваться в объеме, а под впадинами уменьшаться и даже полностью исчезнуть. Увеличение объема этих камер не сопровождалось внедрением интрузивных тел во вмещающие породы, а происходило лишь с подъемом их кровли. Процесс этот мог протекать длительное время, соответствующее середине и концу орогенного этапа, т.е. много миллионов лет. В герцинских складчатых областях – это время ранней перми, в альпийских – позднего миоцена–плиоцена.

Понятно, что развитие его могло идти в орогенных областях далеко не всюду и не всегда, а лишь в тех случаях, когда создавались условия для возникновения крупных очагов гранитоидной магмы и возможного ее перемещения. Этот процесс в отдельных случаях усиливал, как бы акцентировал рост орогенных поднятий и прогибания впадин. Прекращение его было связано с завершением кристаллизации магмы, с образованием более или менее крупных массивов кристаллических пород в недрах структур орогенного этапа.

УДК 551.242.3 (4–15)

ТИПЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ В АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ[1]

Имеющийся обширный материал о геологическом строении и истории развития Альпийской складчатой области Европы и Западной Азии позволяет выделить в ее пределах несколько типов геосинклинальных прогибов. В основу этого выделения может быть положен как генетический принцип, так и принцип последовательной смены одних типов прогибов другими, базирующийся на истории их развития, на взаимоотношении с другими структурными элементами и на данных о формировании главных типов заполняющих прогибы геологических формаций.

Если рассматривать Альпийскую геосинклинальную область только в рамках структурных элементов, возникших начиная с мезозоя, не касаясь палеозойских структур, которые нам пока плохо известны, то в ее пределах можно выделить две исторические

[1] См.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С 132–146. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 92).

группы геосинклинальных прогибов: 1) группу начальных прогибов, возникших в начале альпийского этапа, и 2) группу поздних, или вторичных, прогибов, возникших в более позднюю стадию альпийского этапа развития.

Начальные прогибы возникли на герцинском складчатом основании Альпийского пояса, накладываясь на его структурные элементы и иногда наследуя прогибы, существовавшие в палеозое. Примером может служить Крымско-Кавказская геосинклиналь, которая в своей кавказской части (в Грузии по крайней мере) наследует положение верхнепалеозойской геосинклинали и развилась на месте палеозойского геосинклинального прогиба. Однако для большинства структур такое наследование не доказано или, наоборот, ясно выявляется наложение мезозойских прогибов на совершенно различные элементы структуры палеозойского складчатого основания. Это основание не только вполне сформировалось, но и было выровнено перед образованием мезозойских геосинклинальных прогибов. Именно поэтому их следует именовать начальными, или инициальными, по отношению к новому этапу развития геосинклинальной области. Начальные прогибы, очевидно, могут быть выделены для каждого этапа развития – байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского (мезозойского) и альпийского.

Среди начальных геосинклинальных прогибов известны три разновидности, наиболее резко различающиеся по характеру заполняющих их формаций и, следовательно, по ходу развития. С точки зрения географического размещения – это альпийский, крымско-кавказский и динарский типы. Однако подобные прогибы имеют широкое распространение, поэтому правильнее при выборе их наименований основываться на различиях распространенных в их пределах формаций. Это тем более целесообразно, что каждому из этих прогибов соответствуют определенные типы формаций, играющие в них ведущую роль.

Таким образом, мы можем назвать их вулканогенными, включая и аргиллитогенные, и карбонатогенными геосинклинальными прогибами.

Для первых характерно широкое развитие основных вулканических лав и туфов и наряду с этим – глинистых и туфогенных, более или менее метаморфизованных сланцев. Представитель этого типа – Пеннинский геосинклинальный прогиб Внутренних Альп, существовавший с ранней юры до раннего мела.

В аргиллитогенных прогибах преобладают глинистые сланцы, глинистые сланцы с прослоями песчаников или с подчиненными прослоями и линзами известняков и более или менее широко, но спорадически развиты вулканические образования. Типичным аргиллитогенным прогибом является Крымско-Кавказский геосинклинальный прогиб, развивавшийся с конца триаса и ранней юры до конца средней юры.

Характерная особенность карбонатогенных прогибов – преобладание карбонатных пород, слоистых и массивных известняков с подчиненными прослоями других пород. Для них типичны геосинклинальные прогибы Динарских гор (зоны карста). Это более плоские структуры, прогибание которых было более слабым и медленным, а осадконакопление – более спокойным по сравнению с двумя первыми.

Наконец, можно выделить промежуточные разновидности прогибов, заполнявшихся вулканогенными и сопровождавшими их кремнистыми породами и глинистыми сланцами, которые образовали мощные пачки, чередующиеся с такими же пачками известняков; в разных частях прогиба роль этих пачек различна и карбонатные породы то достигают большой мощности, то уступают вулканогенно-кремнистым породам и глинистым сланцам. Такие соотношения мы видим во Внутреннединарской зоне, где, по представлениям югославских геологов Б. Миловановича, Б. Чирича [Čirič, 1960], Б. Чирича и С. Караматы [Čirič, Karamata, 1960], М. Роксандича и других, развиты две вулканогенные пачки – нижняя, порфирито-кремнистая, относящаяся к среднему триасу, и верхняя – диабазо-кремнистая, относящаяся к нижней и средней юре. Они разделены толщей карбонатных пород верхнего триаса и низов юры, причем вулканогенно-кремнистые породы то образуют пачки среди карбонатных толщ, то становятся преобладающими, а на юго-западе, в прогибе Мирдита, по-видимому, сливаются, образуя мощную вулканогенно-кремнистую и глинистую толщу, т.е. сплошную вулканогенно-кремнистую или диаба-

зо-кремнистую формацию. Эту промежуточную разновидность прогибов можно назвать карбонатно-вулканогенными. Вероятно, в дальнейшем могут быть выявлены и другие подобные им прогибы.

Все известные нам сейчас разновидности начальных прогибов можно объединить в два основных типа: 1) прогибы с мощным накоплением преимущественно вулканогенных, вулканогенно-кремнистых толщ или толщ терригенных пород, аргиллитов, глинистых сланцев, песчаников с подчиненными эффузивными и кремнистыми породами и известняками; 2) прогибы с менее интенсивным накоплением осадков, преимущественно карбонатных толщ с подчиненными терригенными и туфокремнистыми породами.

Прогибы первого типа по общему для них признаку – наличию вулканических пород (хотя и развитых в различной степени) – можно объединить под наименованием вулканогенных. Для прогибов второго типа можно сохранить название карбонатогенных. В таком понимании прогибы вулканогенного типа вполне соответствуют определению "первичных геосинклиналей" А.В. Пейве и В.М. Синицына [1950] и близки к представлению об эвгеосинклиналях Г. Штилле [Stille, 1940] и М. Кея [1957]. Они выделили эти прогибы исходя из двух основных признаков – наличия начального вулканизма и внутреннего положения в геосинклинальной области. С этой точки зрения к эвгеосинклиналям относятся не все прогибы, выделяемые нами как вулканогенные. Только вулканогенные и карбонатно-вулканогенные прогибы вследствие широкого развития в них вулканических пород точно соответствуют представлению об эвгеосинклиналях Г. Штилле и М. Кея. В пределах аргиллитогенного Крымско-Кавказского прогиба вулканические образования есть, но их мало. Поэтому при решении вопроса о том, отнести ли этот прогиб к эвгеосинклиналям или к миогеосинклиналям, приходилось учитывать другой признак – внешнее или внутреннее положение прогиба в пределах геосинклинальной области. Кавказ все относят к внешней зоне, поэтому можно было бы считать Крымско-Кавказский прогиб миогеосинклиналью, несмотря на то, что, как известно, в южной части прогиба наблюдается довольно значительный вулканизм.

При составлении тектонической карты Европы под редакцией Н.С. Шатского возникали большие споры по вопросу о принадлежности Большого Кавказа к мио- или эвгеосинклиналям. В конечном счете победила изложенная выше точка зрения, и его стали считать миогеосинклиналью, хотя были достаточно обоснованные предложения отнести его к эвгеосинклиналям или разделить Кавказ на две части – северную отнести к миогеосинклиналям, а южную – к эвгеосинклиналям.

В действительности история развития Крымско-Кавказского и Пеннинского прогибов имеет много общих черт. Различия между ними заключаются лишь в том, что в Пеннинском прогибе больше эффузивов и породы в большей степени метаморфизованы. Степень метаморфизма – признак вторичный, и его можно не принимать во внимание. Пеннинский прогиб занимает, по существу, такое же внешнее положение в складчатой области, как и Крымско-Кавказский, поэтому относить их к разным типам нет оснований.

Карбонатогенные прогибы вполне отвечают понятию миогеосинклиналей Г. Штилле и М. Кея. Вместе с тем нельзя признать вполне удачным отнесение Динарского прогиба (зона Высокого Карста) к миогеосинклинали. Он не занимает внешнего положения, как другие миогеосинклинали Альпийской складчатой области, если только не считать платформой область герцинского срединного массива, занятую Адриатическим морем и Апулией. Если же его отнести к платформе, то зона Мирдита с широко развитым вулканизмом окажется по отношению к этой платформе более внешней, чем зона Высокого Карста. Таким образом, определения эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей и здесь не увязываются с расположением соответствующих прогибов во внешней и внутренней зонах.

На примере начальных прогибов достаточно хорошо выявляется, что по многим причинам термины "эвгеосинклиналь" и "миогеосинклиналь" неудачны. Объединение начальных прогибов в группы и выделение среди них различных типов по основным формациям позволяет более объективно и четко определить их особенности и дать более

широкую и более ясную их генетическую классификацию. Особые свойства формаций и характер вулканизма указывают на интенсивность прогибания конкретной геосинклинали и на роль окаймляющих ее разломов в интенсивном проникновении магматического вещества.

Основные типы начальных прогибов и их главнейшие разновидности, которые можно сейчас выделить, приведены в табл. 1.

Поздние, или вторичные, геосинклинальные прогибы отличаются от начальных прежде всего тем, что они возникли в более позднюю стадию альпийского этапа. Так, в Альпийской складчатой области Европы и Западной Азии (Турция, Иран) прогибы поздней стадии начали формироваться: а) в конце юры (флишевые прогибы Кавказа и Горного Крыма, Восточных Карпат и т.д.); б) в раннем мелу (прогиб в Западных Карпатах); в) в позднем мелу (прогибы Альп, Динарских гор, Понтический, Аджаро-Триалетский, Севанский и др.); г) в конце позднего мела (Эпирский прогиб); д) в среднем эоцене (Липтовский и Подгальский прогибы Западных Карпат, прогибы южного склона Эльбурса в Иране); е) в конце эоцена (Ионический прогиб).

При более детальном изучении стратиграфии, вероятно, можно выявить больше разнообразных типов прогибов. Общим для поздних прогибов является характер заполняющих их формаций, среди которых преобладающую роль играет флишевая. Поэтому в большинстве случаев эти прогибы – ф л и ш е г е н н ы е. Среди них выделяются две главные разновидности: без вулканических проявлений и с вулканическими проявлениями. Первые преобладают во внешних зонах Альпийской складчатой области, вторые – во внутренних ее частях. Однако и в первых, например в Карпатском флишевом прогибе, спорадически отмечаются вулканические проявления (тешениты, свита Азуга в Румынии и др.). Флишегенные прогибы являются настолько характерным элементом определенной стадии развития Альпийской складчатой области, что уже давно флиш считается одной из наиболее типичных для нее формаций.

Применить к флишегенным прогибам названия "эвгеосинклиналь" и "миогеосинклиналь" – значит лишить их совершенно ясной и определенной характеристики, в которую входит представление не только о заполняющей прогиб флишевой формации, но и о поздней стадии их формирования и развития. Совершенно ясно, что флишегенные прогибы – это вполне отчетливо выраженный особый тип геосинклинальных прогибов.

Наряду с собственно флишегенными среди прогибов поздней стадии развития выделяются еще два типа, правда, значительно менее распространенные. Это вулканогенные прогибы поздней стадии развития. В чистом виде, т.е. как прогибы, выполненные только формациями эффузивно-туфовых или туфокремнистых пород, они встречаются, видимо, редко. Мы можем привести только один пример такого рода прогиба – часть сложного эоценового прогиба Южного Эльбурса в Иране, тянущегося вдоль южного склона хребта, причем местами имеются пачки типичного флиша. Значительно чаще распространены разновидности прогибов, выполненных вулканогенными формациями с более или менее мощными пачками флиша и различающихся только по относительной роли в них последних. Примеров такого рода флишево-вулканогенных и вулканогенно-флишевых прогибов можно привести много. При этом в одних преобладают основного и среднего состава лавы, туфы, туфобрекчии и сопровождающие их кремнистые породы с отдельными пачками флиша, в других, наоборот, преобладает флишевая формация с подчиненными пачками эффузивов и туфов (см. табл. 1). Примером первых служит Севанский прогиб Малого Кавказа, в котором при преобладании вулканических пород мела и эоцена, сопровождаемых песчаниками, аргиллитами, конгломератами и известняками, развит карбонатный флиш кампана–маастрихта мощностью до 1000 м. Примером вторых является упомянутый уже прогиб Южного Эльбурса со спорадическим развитием в нем флишевых толщ среди эффузивов. К прогибам с преобладанием флиша и подчиненной ролью эффузивов относится Аджаро-Триалетский прогиб. Несколько более сложно строение Еревано-Ордубадского прогиба на Кавказе – с карбонатным верхним мелом (с пачкой эффузивов) и с вулканогенным мощным палеогеном, включающим местами флиш и нуммулитовые известняки.

Таблица 1. Типы геосинклинальных прогибов
в Альпийской складчатой области

Историко-геологические группы прогибов			
Начальные (инициальные) прогибы		Поздние прогибы	
Типы	Разновидности	Типы	Разновидности
Вулканогенные (первичные геосинклинали по А.В. Пейве и В.М. Синицыну; эвгеосинклинали по Г. Штилле и М. Кею – не полностью)	Вулканогенные Кремнисто-вулканогенные, аргиллито-вулканогенные, аргиллитогенные, карбонатно-вулканогенные	Флишегенные	Флишегенные (собственно) флишево-вулканогенные Вулканогенные с флишем
Карбонатогенные (миогеосинклинали по Г. Штилле и М. Кею)	Карбонатогенные, карбонатогенные с вулканическими проявлениями	Карбонатогенные	Карбонатогенные, карбонатогенные с флишем, карбонатогенные с вулканическими проявлениями

К прогибам поздней стадии развития принадлежат карбонатогенные прогибы, соответствующие выделявшимся мной [Муратов, 1949] известняковым геосинклиналям второго рода. Это структуры, отличавшиеся слабым прогибанием, с преобладающим накоплением карбонатных, а также глинисто-песчаных пород. Примером их являются верхнеюрские прогибы известняковых Крымских нагорий, часть верхнемелового Еревано-Ордубадского прогиба и др.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ НАЧАЛЬНЫХ И ПОЗДНИХ ПРОГИБОВ

Ни один из начальных прогибов в Альпийской складчатой области не развивался без изменений до конца геосинклинального этапа. Наиболее "консервативными" из них были слабо прогибавшиеся карбонатогенные прогибы. Так, в Динарском прогибе накопление карбонатных осадков протекало с некоторыми перерывами (в раннем мелу) с триаса до эоцена; при этом в процессе эволюции прогиба не только изменялись его контуры, но часть его в эоцене была захвачена интенсивным прогибанием с образованием флишевой формации, т.е. с превращением во флишегенный прогиб.

Что касается типичных геосинклинальных прогибов – вулканогенных и аргиллитогенных, то они, по существу, прекратили свое существование, замкнулись в середине альпийского геосинклинального этапа, точнее, к концу средней юры (Крымско-Кавказский прогиб) или в конце раннего мела (Пеннинский, Внутреннединарский, Малокавказский и др.). Если в отдельных случаях в их пределах после перерыва и продолжалось дальнейшее развитие, то формировались уже типичные для поздней стадии флишевые формации.

Таким образом, по характеру развивающихся прогибов обе стадии геосинклинального альпийского этапа существенно различаются, что мной уже было отмечено [Муратов, 1962]. Развитие начальных прогибов в значительной степени завершилось, и они были захвачены поднятиями к началу поздней стадии. Осадки, заполняющие начальные и поздние прогибы, залегают с отчетливо выраженным несогласием и размывом. Примером этого является несогласие в основании келловея на Кавказе, в основании оксфорда в Крыму, верхнего мела в Альпах и во многих других районах. Не случайно поэтому существуют достаточно обоснованные представления о киммерийском возрасте внутренних частей Кавказа, Горного Крыма и многих других альпийских складчатых структур Европы.

Флишегенные прогибы поздней стадии, которые начали образовываться в Альпийской складчатой области с конца юры–начала мела, в большинстве своем были новообразо-

ваниями. Расположение их обусловлено направлением глубинных разломов, и они наложились или прямо на складчатое палеозойское основание древних массивов, или на участки, покрытые маломощным чехлом карбонатных и других осадков поверх этого основания. Только в немногих случаях флишегенные прогибы унаследовали положение и простирание начальных и между ними намечается известная преемственность. При отсутствии такой связи между прогибами разных стадий развития поздние прогибы, по существу, являются наложенными на элементы более древней структуры и следуют простиранию глубинных разломов.

К флишегенным прогибам такого рода относятся: Карпатский, вытянутый вдоль дуги глубинного разлома зоны Утесов; Восточный Понт и Аджаро-Триалетский, следующие вдоль Келькитского разлома; Севанский и прогиб Южного Эльбурса, наложенные на сложную структуру герцинского основания; Анкарский, наложенный на срединный массив Анатолии.

Примером прямого унаследования является Вардарский флишегенный прогиб позднемелового возраста, точно следующий начальному прогибу. Более сложный случай унаследования представляет Большой Кавказ (рис. 6). В результате роста внутренней геоантиклинали в центре Крымско-Кавказского прогиба он распался к началу поздней юры на систему дочерних прогибов. В дальнейшем из них наиболее сильно прогибались геосинклинали, расположенные к югу от внутренней геоантиклинали, а именно два флишевых прогиба – западный, или Новороссийский, и восточный – Чиауро-Дибрарский. К северу от внутренней геоантиклинали образовался неглубокий и слабо прогибавшийся карбонатогенный прогиб северного склона Кавказа. Таким образом, флишегенные прогибы, хотя и оказались несколько смещенными в сторону от оси начального Крымско-Кавказского прогиба и уменьшенными в размерах, но стали его прямыми "наследниками", которые можно считать его остатками. Эти прогибы прекратили свое существование и замкнулись лишь в конце олигоцена.

Следовательно, Крымско-Кавказский аргиллитогенный прогиб в начальную стадию развития представлял собой обширную геосинклиналь, которая в позднюю стадию значительно усложнилась и распалась на систему прогибов и поднятий. Только два из этих унаследованных прогибов в дальнейшем испытали глубокое прогибание и явились настоящими "наследниками" древней геосинклинали, причем сохранились до самого конца альпийского этапа геосинклинального развития.

Иную картину преемственности прогибами поздней стадии прогибов начальной стадии мы видим на примере Альп. Здесь прогиб начальной стадии представлен Пеннинской геосинклиналью Внутренних Альп, выполненной формацией блестящих сланцев с офиолитами. На западе она образует дугу, соответствующую общему изгибу Альп; восточное продолжение ее представляют окна верхнего Энгадина и Тауэрна (рис. 7). Прогиб поздней стадии – типичный флишегенный и выполнен флишевой формацией мелового и палеогенового возраста. Этот прогиб также образует огромную дугу, простираясь сначала в широтном направлении, вдоль северного склона Восточных Альп, затем за долиной Рейна меняя простирание на запад-юго-западное и далее на юго-западное и южное в Западных и Приморских Альпах. Изгиб его строго следует дуге Альпийской горной системы. Таким образом, флишегенный прогиб вытянут параллельно Пеннинскому, но расположен на некотором расстоянии к северу и западу от него. В таком параллелизме этих прогибов, без сомнения, сказываются черты унаследованности позднего прогиба по отношению к начальному, однако здесь нет прямого наследования, так как поздний прогиб смещен по отношению к более раннему.

Начальная стадия в Альпах была связана с развитием Пеннинского прогиба. Он образовался в юре или в конце триаса и заполнялся осадками до середины мела. Верхнемеловые осадки в его пределах отсутствуют, за исключением явно наложенного участка зоны флиша Претигау. В целом Пеннинский прогиб прекратил свое существование непосредственно перед поздним мелом, замкнулся, и, вероятно, не только заполняющие его осадки были смяты в складки, но и весь прогиб был захвачен поднятиями. В резуль-

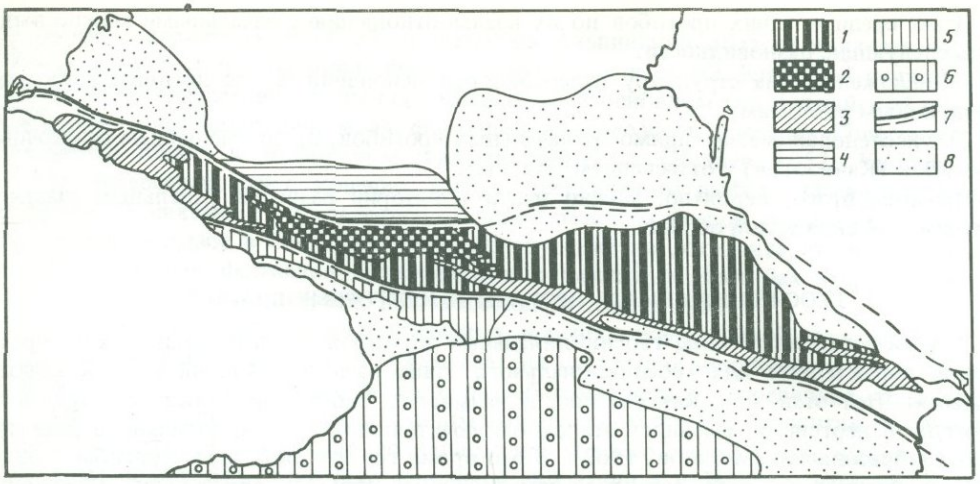


Рис. 6. Схема строения Большого Кавказа

1 – аргиллитогенный прогиб Большого Кавказа (часть Крымско-Кавказского); *2* – участок прогиба, в котором его основание, сложенное палеозойскими породами, высоко поднято в пределах Главного хребта; *3* – флишегенные прогибы; *4* – центральная часть северного склона Кавказа; *5* – Абхазская зона и Дзирульский массив (часть Грузинской глыбы); *6* – структуры Малого Кавказа; *7* – главные глубинные разломы, ограничивающие прогиб Большого Кавказа; *8* – неогеновые межгорные и краевые прогибы

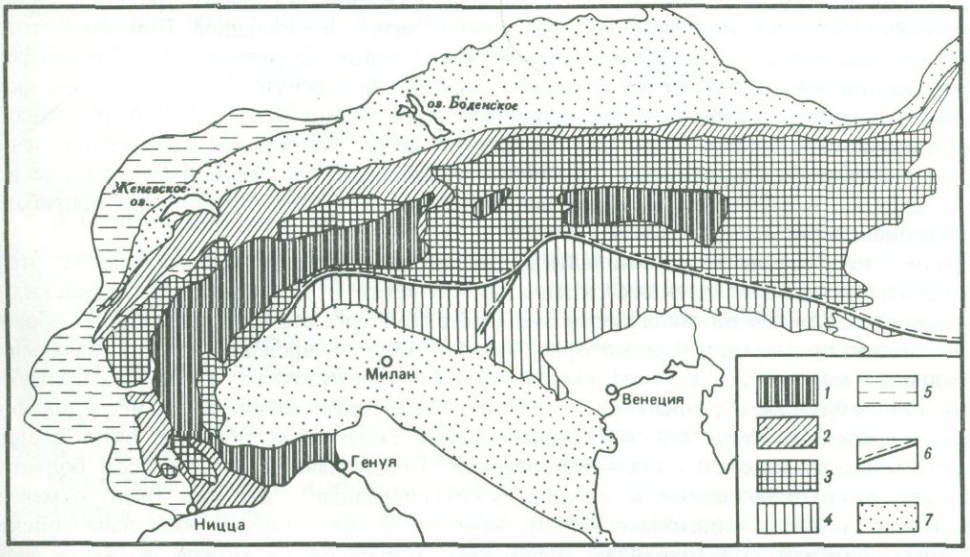


Рис. 7. Схема строения Альп

1 – Пеннинский прогиб, частично перекрытый покровами; *2* – флишегенные прогибы, частично перекрытые покровами; *3* – внутренние части Центральных и Восточных Альп; *4* – Южные Альпы; *5* – Западные Альпы и Юрские горы; *6* – линия Главного Альпийского глубинного разлома; *7* – неогеновые прогибы, заполненные молассовыми формациями

тате флишегенный прогиб поздней стадии, начавший развиваться здесь с позднего мела, оказался смещенным к северу по сравнению с Пеннинским прогибом, хотя и сохранил такое же направление изгиба.

Взаимоотношения начальных и поздних прогибов можно проследить и на других примерах. Однако и приведенных достаточно для иллюстрации неодинаковой преемственности этих прогибов.

Итак, среди поздних прогибов по их взаимоотношению с начальными можно выделить следующие разновидности:

1) наложенные на структуру палеозойского основания: а) по древним разломам, б) по новым разломам;

2) унаследованные: а) прямо от начальных прогибов, б) со смещением остаточных прогибов (Кавказ), в) с оттеснением (Альпы).

Причины этого, вероятно, можно найти в истории развития отдельных участков Альпийской складчатой области.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПРОГИБЫ И МЕЖГОРНЫЕ ВПАДИНЫ

Все рассмотренные типы геосинклинальных прогибов представляют собой образования, характерные для геосинклинального этапа развития Альпийской складчатой области. Этот этап, или, как его иногда называют, "цикл", продолжался с триаса до неогена. В неогене он сменился этапом заключительного геосинклинального развития и горообразования [Муратов, 1962]. В это время геосинклинальные прогибы поздней стадии прекратили свое развитие, замкнулись и началось образование межгорных впадин, краевых прогибов и разделяющих их систем горных сооружений.

Межгорные впадины резко отличаются от геосинклинальных прогибов изометрической формой, характером складчатых нарушений, часто связанных с разломами основания, вулканизмом (наземная туфоандезитовая формация) и типом формаций. Именно здесь распространены типичные молассовые формации, которые некоторые исследователи иногда включают в ряд формаций геосинклинальных прогибов [Хаин, Шейнманн, 1960], что, конечно, едва ли можно считать правильным. Причиной этого, возможно, является то, что в отдельных случаях (довольно редких) молассовые формации действительно без следов перерыва сменяют флишевую. Так, соленосная формация, правда очень слабо развитая, известна выше флиша в центральной синклинальной зоне Карпат. Однако такие случаи, скорее всего, составляют исключение, и основная закономерность, которая выражается в наложении молассовой формации на все более древние образования в ином по сравнению с геосинклинальными прогибами структурном плане, не нарушается.

Такое соотношение геосинклинальных прогибов и впадин заключительного этапа наблюдается и в более древних складчатых областях – каледонских, герцинских и мезозойских. Для геосинклинального этапа развития этих областей характерно образование систем прогибов, среди которых можно, видимо, выделить группы начальных и поздних, а может быть, в некоторых случаях и промежуточных. Типы этих прогибов очень разнообразны, и разделение их должно быть темой специальных исследований. Однако важнейшие типы прогибов палеозойских складчатых областей очень сходны с прогибами Альпийской складчатой области. Среди начальных прогибов большую роль играют вулканогенные и аргиллито-вулканогенные; это уже было отмечено А.В. Пейве и В.М. Синицыным [1950], которые именно такого рода палеозойские прогибы выделили под названием первичных. Примеров их можно привести очень много (Тагильский и Магнитогорский прогибы Урала, ряд прогибов Центрального Казахстана, Туркестано-Алайский прогиб Тянь-Шаня и др.).

Несколько отличаются геосинклинальные прогибы мезозойской складчатой области Северо-Восточной Сибири, в которых преобладало формирование терригенных осадочных формаций типа верхоянского комплекса, выделенного Н.П. Херасковым, и которые можно было бы назвать терригенным типом прогибов.

Среди прогибов поздней стадии, развивавшихся со второй половины девона и карбона в пределах палеозойской складчатой области Казахстана и Алтая, наряду с типичными вулканогенными (например, Змеиногорский на Рудном Алтае) широкое распространение получили аргиллито-вулканогенные, аргиллитогенные и карбонатогенные прогибы, а также прогибы, выполнявшиеся формацией кульма [Шатский, 1955в].

Очень важным отличием поздней стадии развития прогибов палеозойских и мезо-

зойских складчатых областей от прогибов Альпийской области является отсутствие в древних областях флишегенных прогибов, как и самой флишевой формации в типичном ее выражении. Последняя характерна в основном для Альпийской складчатой области. Настоящая флишевая формация в палеозое в пределах Советского Союза известна только в Зилаирском синклинории Урала [Келлер, 1952; Хворова, 1961]. Этот интересный факт, конечно, требует специального разбора. Очевидно, флишевая формация связана с определенной ступенью развития земной коры и не могла образоваться в палеозое в большом объеме. Следует, кстати, отметить, что в отдельных случаях флишевая формация встречается и в начальных прогибах (таврическая серия Крыма), что тоже не получило пока настоящего объяснения.

Своеобразие типов геосинклинальных прогибов каледонской, герцинской и мезозойской складчатых областей указывает на отсутствие цикличности в их развитии и может быть понято только в свете разрабатывавшегося в последние годы Н.С. Шатским [1960а] представления об едином направленном процессе развития геосинклинальных областей от докембрия до наших дней. Только с этой точки зрения достаточно хорошо объяснимо отсутствие флишевой формации в палеозое и широкое ее распространение и очень важное значение в мезозойской истории Альпийского пояса.

Каледонский, герцинский и альпийский этапы, по этим представлениям, – лишь определенные стадии единого процесса, не похожие одна на другую. Каледониды являются предварительной стадией, закончившейся созданием платформенных условий только в некоторых местах. Герциниды, занимающие огромные площади с невероятным количеством кислых интрузий, представляют собой кульминационный пункт развития складчатости земной коры. Альпийская эпоха для зоны Тетиса Евразии, с точки зрения Н.С. Шатского, была стадией затухания геосинклинального режима.

Как и для Альпийского пояса в неогене, для каждой из областей более древней складчатости характерен закономерный переход собственно геосинклинального этапа в заключительный этап развития и горообразования, называемый иногда орогенным. Для него характерно формирование горных систем, межгорных и краевых впадин с развитием в них молассовых формаций.

В мезозойской складчатой области северо-востока Сибири смена геосинклинальных прогибов межгорными и краевыми произошла в начале мела. В областях герцинской складчатости Урала и Казахстана эта же смена происходила в заключительный этап (после нижнего карбона) и сопровождалась замещением типичных геосинклинальных формаций молассовыми, угленосными и соленосными. В областях каледонской складчатости заключительный этап был крайне сильно растянут и длился в общем с начала девона до конца перми (каледониды Англии, Казахстана, Минусинских впадин). Это составляет своеобразную особенность каледонид, и поэтому формации заключительного этапа в межгорных впадинах более разнообразны и особеннно мощны.

Межгорные впадины и краевые прогибы являются особой категорией структурных элементов геосинклинальных складчатых областей. Они образовались в заключительный этап развития, резко отличаются от геосинклинальных прогибов комплексом признаков и не должны именоваться геосинклиналями. Заполняющие их формации составляют совершенно иной ряд по сравнению с геосинклинальными. Поэтому и не могут быть приняты названия, предлагаемые для впадин такого рода М. Кеем [1957].

В заключение наобходимо указать, что предлагаемое разделение геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области на различные типы не может претендовать на универсальность и полную применимость ко всем складчатым областям. При изучении типов геосинклинальных прогибов необходимо основываться на гораздо более полных данных не только по альпийской, но и по палеозойским и мезозойским складчатым областям. Однако нам представляется, что предлагаемый принцип разделения по ведущим геологическим формациям, характерным для определенного типа прогибов, применим не только к Альпийской складчатой области. Этот принцип, конечно, является несколько более сложным, чем деление прогибов на эв- и миогеосинклинальные. Но его применение исключает большую условность в отнесении прогибов к эв- и миогеосинклиналям.

Формационный принцип, введенный в науку Н.С. Шатским, позволяет дать более конкретную характеристику не только типов и разновидностей прогибов, но и многих особенностей истории их развития, связи с вулканизмом и металлогенией.

Идеи о связи металлогенических особенностей с определенными типами геосинклинальных прогибов появились в нашей литературе в работе Д.И. Горжевского [1961]. В интересной работе Г.А. Твалчрелидзе [1962] подчеркивается тесная связь особенностей металлогении складчатых областей с типами геосинклинальных прогибов. Автор выделяет два типа прогибов – вулканогенные и терригенные, во многих чертах близкие к выделенной нами группе начальных прогибов, и показывает особенности и различия их металлогенического развития.

Таким образом, проблема сравнительного изучения генезиса, истории развития, магматизма и металлогении геосинклинальных прогибов различных типов является сейчас актуальным и весьма важным направлением в изучении геосинклинальных складчатых областей.

УДК 551.24.055

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ И ИХ РОЛЬ В СТРОЕНИИ И РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ[1]

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СРЕДИННЫХ МАССИВАХ

Срединные массивы наряду со складчатыми системами, возникшими из геосинклинальных трогов, и впадинами орогенного ряда – один из главных элементов строения всех геосинклинальных областей.

Анализ тектонической структуры этих областей выявил за последние годы исключительно важную роль, которую играют в их строении срединные массивы. Полностью подтвердился вывод, сделанный в свое время Н.С. Шатским [1946в], что складчатые области, в сущности, состоят из сочетания срединных массивов и окаймляющих их геосинклинальных систем.

Впервые срединные массивы внутри складчатых горных систем были выявлены Э. Зюссом [Suess, 1883–1909] во 2-й части 3-го тома "Лика Земли". Тогда же Э. Ог [Haug, 1909–1914] показал, что в складчатых областях существуют "древние ядра воздымания", возникающие на ранних стадиях их развития. Л. Кобер [Kober, 1923] выделил внутри складчатых областей "междугорья", которые он первоначально не связывал с существованием каких-либо жестких массивов. Однако позднее и Л. Кобер, и его последователи стали относить к междугорьям массивы Родоп, Центральный массив Франции, Богемский массив и др. Таким образом, междугорья стали синонимом срединных массивов.

В пределах Советского Союза срединные массивы, или массивы, разделяющие геосинклинальные области на отдельные ветви, начали выделять А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский и др. [1937]. Конкретные массивы выделялись затем в пределах складчатых областей разного возраста.

Д.С. Кизевальтер и М.В. Муратов [1959] наметили типы срединных массивов, из которых одни являются обломками более древнего складчатого основания, а другие представляют собой новообразования, возникшие внутри складчатых областей в процессе их развития. П.Н. Кропоткин [1960] выделил массивы с материковым строением земной коры и массивы с земной корой, сходной со строением дна океанов. Примерами

[1] См.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 152–166; Геотектоника. 1974. № 3. С. 36–46; Тектоника срединных массивов. М.: Наука. 1976. С. 5–12. (Совместно с А.Л. Яншиным).

последних он считал погруженные массивы дна Японского, Карибского, Средиземного и других морей.

В.Е. Хаин и Ю.М. Шейнманн [1960], давая анализ истории учения о геосинклиналях, значительное внимание уделили срединным массивам, среди которых они наметили три разных по происхождению типа.

Подробная характеристика срединных массивов и условий их формирования была приведена Ю.А. Косыгиным [1969], который выделил среди них два различных по происхождению типа. А.Л. Яншин дал подробный обзор истории проблемы срединных массивов, в итоге которого сформулировал их основное определение: срединные массивы представляют собой "участки земной коры, являющиеся остатками той структурной поверхности, на которой заложились геосинклинальные прогибы данной складчатой области" [Яншин, 1965б, с. 33].

Исследования последних лет внесли много нового в понимание проблемы срединных массивов, так как появилось огромное количество работ с характеристикой строения конкретных массивов разных складчатых областей и с данными по истории их развития. Было обращено внимание на особенности их магматизма, металлогении [Щеглов, 1971], показаны роль чехла срединных массивов в их строении [Муратов, 1971] и отличия его от настоящего платформенного чехла.

СТРОЕНИЕ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

По своему местоположению и истории развития срединные массивы всегда теснейшим образом связаны с формированием окаймляющих их геосинклинальных складчатых систем и должны рассматриваться как один из элементов геосинклинальных областей. Вместе с тем своеобразие срединных массивов заключается в том, что они обладают складчатым основанием и чехлом и, таким образом, подобно платформенным частям материковой земной коры, характеризуются двухъярусным строением.

Складчатое основание срединных массивов сформировалось в связи с развитием складчатых систем, возникших первоначально на океанической коре и подвергшихся длительным, иногда неоднократным процессам геосинклинального развития, многим этапам складчатости, метаморфизма, гранитизации.

Чехол срединных массивов возник после образования складчатого основания на его размытой и выровненной поверхности и составляет, следовательно, новейший элемент их строения.

Срединные массивы по краям всегда ограничены разломами, которые отделяют их от складчатых геосинклинальных систем, реже – от соседних массивов, а иногда на некоторых участках и от древних платформ. Это часто придает массивам угловатые в плане очертания.

Многие исследователи выделяют несколько типов массивов, основываясь главным образом на местоположении их в пределах складчатых областей. Часто среди них различают собственно срединные и краевые массивы [Богданов и др., 1972], в зависимости от их расположения у края складчатой области или в ее центре. Другие исследователи старый термин А.Д. Архангельского "срединные массивы" заменяют термином "консолидированные массивы", как это делает Е.Е. Милановский [Милановский, Короновский, 1973], который различает среди них срединные, краевые, периферические и внутренние массивы.

Такое подразделение, конечно, может быть принято для массивов конкретных складчатых областей или поясов, хотя принципиальные отличия этих разновидностей массивов пока не выявлены. Поэтому для них всех можно сохранить привычное наименование "срединные массивы", тем более, что они расположены внутри складчатой области, обычно между складчатыми системами. Только окраинные массивы (краевые и периферические) граничат с соседней платформой по разломам. В связи с этим можно разделить срединные массивы на собственно срединные (или внутренние) и окраинные (или краевые), которые могут считаться их разновидностями.

Как уже упомянуто, длительное формирование складчатого основания срединных массивов во многих случаях протекало на протяжении многих отдельных этапов развития. Поэтому структура основания бывает чрезвычайно сложной, подобной структуре основания платформ.

В различных по возрасту складчатых областях мы имеем соответственно разные срединные массивы с различным по возрасту складчатым основанием и разным чехлом. При этом в древних протерозойских складчатых областях срединные массивы имеют более монолитное строение. Они представляют собой обломки архейского основания. В более молодых складчатых областях срединные массивы наряду с архейскими включают участки основания, образовавшиеся в протерозое, а в еще более молодых областях — также участки, возникшие в палеозое и позднее.

Самое сложное строение имеет складчатое основание срединных массивов Альпийской складчатой области. В их строении участвуют обломки как архейского и протерозойского, так и палеозойского складчатого основания.

Чехол срединных массивов построен, конечно, значительно проще их основания. Он покрывает более или менее значительную площадь поверхности основания, нередко — целиком всю площадь массива. По соотношению разных осадочных и вулканических толщ чехла с формациями окаймляющих массив складчатых геосинклинальных систем в составе чехла можно выделить три различных этажа: догеосинклинальный, сингеосинклинальный и орогенный (рис. 8).

Первый этаж образовался на поверхности складчатого основания еще до возникновения геосинклинальных прогибов. Поэтому толщи, слагающие этот этаж чехла, покрывают размытую поверхность основания массива и уходят под подошву комплекса формаций, заполняющих геосинклинальные прогибы. Эти догеосинклинальные отложения представлены формациями, обычными для платформ: слоистыми глинисто-песчаными толщами, более или менее значительными по мощности известняками и доломитами.

Второй этаж чехла слагают толщи, одновозрастные с формациями, которые заполняют геосинклинальные прогибы, окаймляющие данный срединный массив. По составу они бывают близки к геосинклинальным формациям и представлены глинисто-песчаниковыми или карбонатными толщами, сходными с геосинклинальными, но значительно меньшей мощности.

Пример подобных взаимоотношений между сингеосинклинальным чехлом и геосинклинальными толщами — переход мощнейших складчатых толщ лейаса геосинклинали Большого Кавказа к югу в маломощные (несколько десятков метров) слои черных глинистых пород — на Локском и Дзирульском массивах. В других случаях толщи, слагающие сингеосинклинальный этаж чехла, отличаются от геосинклинальных, с которыми они связаны переходными толщами промежуточного состава. Но во всех случаях мощность отложений резко сокращается при переходе из геосинклинали на массив.

Вместе с тем толщи сингеосинклинального этажа чехла массивов отличаются от геосинклинальных или полным отсутствием вулканизма, или очень слабым его проявлением, сопровождаемым дайками основных пород и небольшими интрузивными телами. Эти отложения покрывают нередко значительные площади массивов и достигают большой мощности. При этом их мощность может сильно изменяться в разных частях массива. Особенно значительной мощности толщи чехла достигают в отдельных депрессиях, заложенных одновременно с накоплением рассматриваемой части чехла. Эти депрессии бывают вытянуты параллельно геосинклинальным прогибам и заполнены комплексом осадочных, нередко карбонатных формаций, иногда с большими проявлениями вулканизма. Слои этого комплекса образуют приразломные складки, осложненные разрывами. Они нередко имеют несколько различные состав и мощность в пределах антиклинальных и синклинальных зон, что особенно отчетливо бывает выражено в карбонатных толщах. В антиклинальных зонах часто присутствуют биогермы и крупные рифовые постройки, в синклинальных развиты преимущественно слоистые, нередко пелитоморфные известняки.

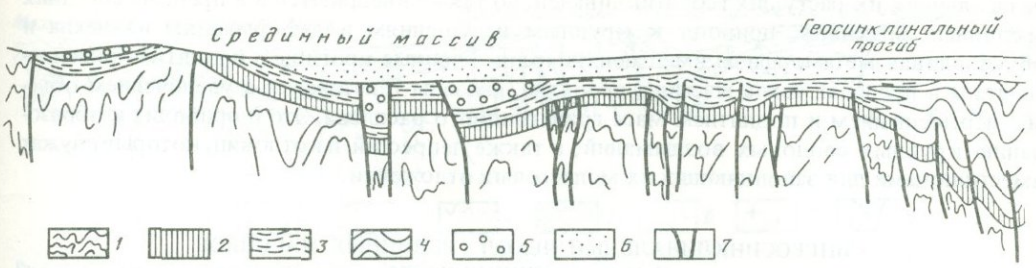


Рис. 8. Схема соотношения этажей осадочного чехла срединного массива

1 – складчатое основание срединного массива; *2* – догеосинклинальный этаж чехла; *3* – синтеосинклинальный этаж чехла; *4* – геосинклинальный комплекс, заполняющий прогиб; *5* – орогенный этаж чехла; *6* – платформенный чехол; *7* – разломы

По существу эти прогибы, заполненные глинисто-песчаниковыми и карбонатными толщами увеличенной мощности, характеризующиеся иногда слабыми проявлениями вулканизма и образующие более или менее сложные складки, представляют собой типичные миогеосинклинальные прогибы. По формационному характеру заполняющих их осадочных толщ они ближе к платформенным образованиям, чем к настоящим геосинклиналям, а по местоположению представляют собой прогибы на срединных или окраинных массивах.

Третий этаж чехла срединных массивов сложен отложениями, одновозрастными с орогенным комплексом той геосинклинальной области, в которую входит данный массив. Орогенный этаж на срединных массивах бывает представлен по-разному в разных частях складчатых областей. В одних случаях он состоит из слоев, одновозрастных с орогенным комплексом и спокойно залегающих на нижележащих породах, образуя верхний этаж чехла срединных массивов. Таковы неогеновые отложения в прогибах на многих срединных массивах Альпийской складчатой области или верхнекаменноугольно-пермские – на некоторых массивах палеозойской складчатой области Казахстана, Средней Азии и других районов.

В других случаях орогенный этаж не образует тонкого чехла, а заполняет отчетливо выраженные более или менее значительные орогенные межгорные впадины. В его строении здесь большую роль играют молассы и нередко угленосные формации. Такого рода впадинами являются верхнекаменноугольно-пермские угленосные бассейны палеозоид Казахстана и Западной Европы, а также Трансильванская, Большая Венгерская (Паннонская), Куринская, Рионская, Ахалцихская неогеновые впадины Альпийской складчатой области и многие другие.

Наконец, нередко орогенный комплекс заполняет на массивах отдельные узкие грабены, например каменноугольно-пермские угленосные бассейны: Алье, Коммантри, Сент-Этьен и другие на Центральном срединном массиве Франции. В них орогенный комплекс обычно представлен угленосной молассой.

Перечисленные осадочные толщи всех трех этажей чехла срединных массивов местами более или менее дислоцированы, участвуя в строении крыльев флексур, образуя различные по сложности складчатые структуры, в основном связанные с разломами и являющиеся надразломными или приразломными складками.

Тектоника чехла срединных массивов во многих случаях очень сложная, что связано с длительной историей их развития и неоднократными движениями земной коры. Однако наиболее важны и сложны нарушения, обусловленные деформациями главного и орогенного этапов геосинклинального развития систем, окружающих массив.

Наряду с деформациями, которые осложняют залегание слоев чехла срединных массивов и связаны с разломами, в эти же эпохи происходят процессы вулканизма и внедрение интрузивных тел. Наиболее сложные деформации связаны с орогенным этапом, когда формируются и внедряются в фундамент и чехол массивов гранитоидные тела. Последние образуются в основном в пределах геосинклинальных прогибов и

разделяющих их растущих геоантиклиналей, но также внедряются и в пределы соседних срединных массивов, приводя к крупным нарушениям и деформациям их чехла и обусловливая метаморфизм вмещающих толщ. Главные прогибы и поднятия орогенного этапа в пределах чехла массива, вероятно, связаны генетически с увеличением объема, перемещением и поднятием масс гранитоидного расплава. Это и приводит к образованию крупных сводовых воздыманий, а также депрессий и котловин, которые служат вместилищами для заполняющих их молассовых отложений.

СИНГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЧЕХОЛ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ

Комплексы отложений, образующие чехол срединных массивов, по возрасту близких к образованиям, заполняющим геосинклинальные прогибы, часто относят к миогеосинклиналям, особенно если они затронуты складчатостью. Однако чехлы срединных массивов характеризуются выдержанной на больших пространствах мощностью слагающих их осадочных образований, которая иногда достигает значительной величины. Для них типична также очень слабая изменчивость состава по простиранию. При этом чехол покрывает обширные площади и имеет однородное строение на всем своем протяжении. Лишь на отдельных участках, чаще всего близ края геосинклинальных систем, иногда обособляются более или менее ограниченные полосы, в которых распространены такие же по составу, но более мощные толщи. Они образуют отчетливо вытянутые в одном направлении (или несколько изогнутые) прогибы, в которых осадочный комплекс захвачен более или менее значительной складчатостью. Такие обособленные прогибы можно действительно считать относящимися к категории миогеосинклинальных [Штилле, 1964].

Проблема миогеосинклиналей была рассмотрена Л.П. Зоненшайном [1969]. Им сделан правильный вывод, что миогеосинклиналями следует именовать только геосинклинальные прогибы без магматических проявлений, с преобладанием геологических формаций платформенного типа. Им показано, что, кроме этих "истинных" миогеосинклиналей (в понимании Г.Штилле), некоторые исследователи также называют внутренние геосинклинальные прогибы, приближающиеся по характеру к эвгеосинклиналям.

Мы не будем рассматривать здесь геосинклинальные прогибы этого рода, а отметим лишь, что можно согласиться с Л.П. Зоненшайном в том, что их не следует относить к миогеосинклиналям. К этому необходимо добавить, что миогеосинклинали встречаются не только в краевых зонах геосинклинальных областей по окраинам платформ (западный склон Урала, Западные Аппалачи), но иногда бывают связаны с широкими площадями распространения чехла срединных массивов во внутренних частях геосинклинальных областей. Заполняющие их осадочные комплексы связаны с соседними участками распространения чехла непрерывными переходами.

Примером миогеосинклинали именно этого рода являются образования мезозойского и палеогенового комплекса Динарских гор Югославии с их непрерывным карбонатным разрезом (зона Высокого Карста), достигающим значительной мощности. Этот комплекс формировался в прогибе. Остатки такого же по составу, но более тонкого чехла одновозрастных отложений распространены на обширной площади Балканского полуострова, залегая в основании флишевого комплекса.

КРУПНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

Крупные деформации, обусловленные движениями земной коры, охватывают не только чехол срединных массивов, но и его основание. Известны случаи раскалывания срединного массива и надвигания отдельных блоков вместе с чехлом на соседнюю часть платформы или на край другого массива. Подобный пример можно привести для массива Битлис в системе Восточного Тавра Малой Азии, который значительно надвинут к югу.

В ходе развития геосинклинальных складчатых систем, окружающих срединные

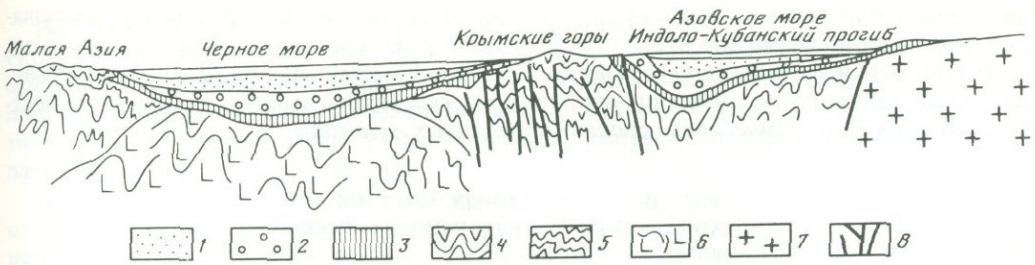


Рис. 9. Схема строения Черноморской впадины

1 – комплекс четвертичных и плиоценовых отложений; *2* – орогенный комплекс олигоценовых и миоценовых отложений; *3* – мезозойские и палеогеновые отложения чехла срединного массива; *4* – складчатые мезозойские и палеогеновые отложения Горного Крыма и Малой Азии; *5* – складчатое основание Горного Крыма и Скифской плиты; *6* – складчатое основание срединного массива, подвергшееся уплотнению; *7* – фундамент Восточно-Европейской платформы; *8* – разломы

массивы, крупные блоки основания массивов, иногда прикрытые догеосинклинальным чехлом, бывают вовлечены в прогибание, образуя основание краев геосинклинальных прогибов. В осевой части прогиба часто образуется зияние вдоль разломов с выходом базальтового слоя земной коры или даже мантии. Однако по бортам этой щели блоки основания могут образовать в ходе развития геосинклинальной системы ряд ступеней, поднятых и опущенных на разную высоту. Отдельные блоки, особенно в орогенный этап, могут быть значительно приподняты, образуя ядра антиклинориев.

Основание срединного массива, таким образом, деформируется, участвуя в строении складчатых структур, и образует ядра антиклинориев, надвинутые массивы, покровы вплоть до крупных шарьяжей (Альпы, Карпаты и др.).

Как известно, в структуре складчатых областей в ядрах крупных антиклинориев выступают кристаллические сланцы и другие породы геосинклинального основания, как это мы знаем на примере кристаллического ядра Большого Кавказа, Восточных Карпат (Мармарошский массив) и многих других складчатых структур. Такие кристаллические ядра антиклинориев, так же как и тела покровов, образуются из фундамента срединных массивов, который подвергся существенным деформациям, дроблению и перемещению. Этот кристаллический фундамент уже не является собственно срединным массивом, а образует комплекс основания данной складчатой системы, который был преобразован складчато-глыбовыми деформациями при ее возникновении.

Следовательно, комплексы доальпийского складчатого основания, выступающие в ядре антиклинория Большого Кавказа и Мармарошского массива, как и во всей области внутренних Альп, нельзя называть срединными массивами, так как эти комплексы здесь вовлечены в структуру более молодых складчатых систем и участвуют в их строении, в том числе в строении сложных покровных структур (Альпы).

Особый случай деформации срединных массивов – вовлечение их в глубокое погружение при формировании орогенных впадин и глубоких депрессий внутренних и окраинных морей. Это стало известно, когда выяснилась большая молодость ряда такого рода впадин, в частности впадин Тирренского, Черного морей и Южного Каспия. Для впадины Черного моря автором [Муратов, 1972б] были приведены достаточно убедительные данные о том, что она возникла на существовавшем здесь в мезозое срединном массиве, который начал глубоко погружаться только в альпийский орогенный этап, т.е. с олигоцена, когда основание массива стало опускаться на отдельных участках (рис. 9). При этом современная глубоководная котловина Черного моря, судя по анализу геофизических данных о строении толщи осадков его дна [Гончаров и др., 1972], чрезвычайно молода и образовалась в результате интенсивного прогибания на глубину около 4000 м начиная с конца миоцена. На такую же примерно глубину за то же время опустилась депрессия Тирренского моря. Можно полагать, что и другие котловины Средиземного моря и Южного Каспия имеют в общем близкие условия и время формирования. Следовательно, ряд срединных массивов, которые можно предполагать

под дном этих котловин, испытал здесь глубокое опускание. Вместе с тем их складчатые основания подвергались существенному преобразованию с уплотнением слагающих их пород, вероятно, вследствие развития процессов метаморфизма. Это можно объяснить, если допустить, что здесь проявились процессы значительного уплотнения вещества гранитно-метаморфического основания срединных массивов.

РАЗЛИЧИЯ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Строение срединных массивов в складчатых областях разного возраста существенно различается. Самые древние срединные массивы мы имеем в нижне-среднепротерозойских складчатых областях. Это архейские сильно гранитизированные массивы, основание которых содержит древнейшие комплексы, формировавшиеся в условиях океанической коры раннего докембрия. Более молодые части этих массивов состоят из комплексов гнейсов, формировавшихся из отложений, которые накапливались в обширных прогибах, получивших наименование "протогеосинклиналей" [Павловский, Марков, 1964]. Все эти дислоцированные комплексы подверглись посторогенной гранитизации, мигматизации и метаморфизму, чаще всего в амфиболитовой фации, но местами в гранулитовой. Эти массивы являются древнейшим элементом материковой земной коры. Они разделены складчатыми системами раннего и среднего протерозоя, т.е. играют роль срединных массивов. В отдельных районах архейские массивы покрывает древнейший платформенный чехол: он известен в Южной Африке (Трансвааль), на Канадском щите (серия Гурон), на Сибирской платформе (Кодаро-Удоканский район) и в других местах.

Древнейший платформенный чехол на архейских массивах получил, как известно, от Е.В. Павловского и М.С. Маркова [1964] наименование протоплатформенного. Чехол этого рода относится по возрасту к раннему протерозою (2000–1700 млн лет) и нередко достигает огромной (многокилометровой) мощности, интенсивно раздроблен *и пронизан многочисленными интрузиями, в том числе сложными интрузивными комплексами*; пример – Бушвельдский интрузивный комплекс Южно-Африканского массива, сложный батолит Седбери в Канаде, гранитоидный комплекс Удоканского района.

По дислоцированности, степени метаморфизма, многочисленным интрузиям эти комплексы сильно отличаются от настоящего платформенного чехла и, наоборот, очень близки к чехлу срединных массивов складчатых областей.

Таким образом, можно полагать, что "протоплатформенные" чехлы – пример чехлов самых древних срединных массивов.

Более молодые срединные массивы, покрытые чехлом, присутствуют в пределах позднепротерозойских–байкальских складчатых областей. Они представляют собой участки или блоки как архейских, так нижне- и среднепротерозойских складчатых комплексов, окаймленные системой байкальских складок. Такие массивы наиболее хорошо известны в пределах Внутриафриканского и Бразильского складчатых поясов. Во Внутриафриканском поясе это архейские массивы Додома, Кабали, Лукоши, Убенди-Рузизи и нижне-среднепротерозойские окраинные массивы Маюмба, вероятно, Анголы и др., в Бразильском поясе – Доминасские массивы. В байкальской складчатой области обрамления Сибирской платформы присутствует целый ряд подобных массивов – архейских блоков (Байкальский, Муйский), а также массивов, образовавшихся в раннем–среднем протерозое.

Подобного рода массивы также предполагаются по геофизическим данным в тех частях складчатого основания Западно-Сибирской плиты, которые относятся к позднепротерозойским (байкальским) складчатым областям.

Массивы – обломки древних платформ – известны и в более молодых складчатых областях. К их числу можно отнести Индосинийский массив, массивы на востоке Азии, Колымский и Омолонский в Верхоянской (мезозойской) складчатой области северо-востока Сибири, массив Эриа в Северной Великобритании и др.

Подобные массивы, но скрытые под чехлом на глубине, известны в той же Верхоянской области в бассейнах рек Яны и Индигирки. Важно отметить, что в отличие от массивов, включенных в состав байкальских складчатых областей, Колымский и Омолонский древние массивы, расположенные среди ветвей мезозойской складчатой области Восточной Сибири, а также Индосинийский покрыты отчасти мощным рифейско-*палеозойским осадочным чехлом.*

К этой же группе срединных массивов – обломков древних платформ – нередко относят плато Колорадо в Северной Америке. Последнее, однако, нельзя считать настоящим срединным массивом, так как его фундамент, являющийся частью Северо-Американской платформы, только с одной стороны ограничен складчатой областью Кордильер. С другой стороны массив окаймлен грядой Ларами, которая представляет собой часть платформы, раздробленную разломами и поднятую в результате эпиплатформенного орогенеза. *Таким образом, плато Колорадо является частью прикрытой чехлом древней* платформы, а не срединным массивом.

В обширных палеозойских складчатых областях, слагающих Атлантический и Урало-Монгольский складчатые пояса и часть Средиземноморского пояса (Западная Европа, Равнинный Крым и Северное Предкавказье, Северная Африка), очень широко распространены срединные массивы еще более молодого, позднепротерозойского возраста, или байкальские, в широком понимании этого термина. Они иногда образуют обширные по площади, массивы, в отдельных случаях – целые участки эпибайкальских платформ, например Хингано-Буреинский массив Урало-Монгольского пояса и др. Чаще же здесь мы имеем небольшие срединные массивы, удлиненные в соответствии с простиранием геосинклинальных складчатых систем и повсеместно разделяющие эти системы и их отдельные ветви. Такие ограниченные по площади массивы очень широко распространены между геосинклинальными системами Алтае-Саянской области, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии и в палеозойской складчатой области Западной Европы.

Наряду с этим присутствуют и сложно построенные каледонские срединные массивы, подобные Кокчетавско-Улутаускому и другим массивам Центрального Казахстана и Тянь-Шаня [Богданов, 1965]. В них наряду с обломками байкальского складчатого основания присутствуют разделяющие их каледонские складчатые системы.

В пределах Альпийской складчатой области Европы и Юго-Западной Азии тоже широкие пространства занимают байкальские срединные массивы, частью поднятые на поверхность (Родопский, Киршехирский, Мендересский), частью погруженные под отдельными впадинами. Однако в Альпийской складчатой области строение срединных массивов гораздо сложнее. Здесь массивы обрамлены альпийскими складчатыми системами, развивавшимися с начала и с середины мезозоя. В строении основания срединных массивов наряду с байкальским складчатым основанием присутствуют герцинские складчатые структуры.

Третья, последняя эпоха наступила после герцинской складчатости, когда сформировался складчатый фундамент молодых платформ, который с начала мезозоя стал одеваться платформенным чехлом.

Это главные платформообразующие эпохи складчатости в истории Земли, когда были созданы фундаменты древних платформ, эпибайкальских платформ и эпигерцинских молодых платформ.

Другие известные эпохи складчатости были эпохами, когда создавались лишь отдельные участки складчатого основания, увеличивалась его площадь за счет вновь сформировавшихся складчатых структур, которые затем превращались в основание срединных массивов. Многие из таких вновь образованных участков складчатого основания затем могли быть покрыты чехлом, который обычно имеет ограниченное распространение.

Чехлы срединных массивов, таким образом, должны быть выделены в особую категорию структурных элементов земной коры. От настоящего платформенного чехла они существенно отличаются историей и условиями формирования и прежде всего тем, *что, покрывая срединные массивы, они составляют элемент основания (фундамента)*

древней или молодой платформы, который бывает вместе с другими структурами основания перекрыт подошвой платформенного чехла.

Чехлы срединных массивов как элемент складчатой геосинклинальной области заслуживают специального выделения и изучения. Очень часто их включают в состав платформенного чехла или объединяют в "промежуточный", или "переходный", комплекс между элементами складчатого фундамента и чехла. При этом чехлы массивов иногда не обособляют от орогенного комплекса или выполнения тафрогенных впадин (грабенов), а включают в искусственно объединенный "промежуточный" комплекс, разные части которого связаны с различными по генезису образованиями и разными этапами развития земной коры.

Нельзя признать удачным и применение к чехлу срединных массивов наименований "квазиплатформенного" [Зайцев, 1972] или "параплатформенного". Слово "пара" по-гречески означает почти, возле, рядом, "квази" – подобно, как будто. Наименование "чехол срединного массива" точно характеризует его сущность и особенность, определяя положение и то, что этот чехол совершенно иной, чем платформенный (а не почти или как будто платформенный).

Чем моложе складчатая область, в которую включены срединные массивы, тем более сложное строение имеет их основание, состоящее из разных по возрасту частей. В соответствии с возрастом складчатого основания срединных массивов изменяется и возраст их чехла. Достаточно упомянуть, что чехлы срединных массивов слагают отложения нижнего протерозоя (упомянутый выше протоплатформенный чехол), среднего протерозоя (ятулий Карелии), середины и верхов верхнего протерозоя (Внутриафриканский пояс, кокчетавская серия Казахстана, рифей Иранского срединного массива), нижнего палеозоя (синкаледонский), верхнего палеозоя (сингерцинский), мезозойский и кайнозойский.

Отложения чехла образовались и перекрыли складчатое основание массивов после завершения складчатости, которая создала это основание или увеличила их площадь.

В складчатых областях раннепротерозойского возраста на массивах развит протоплатформенный чехол, в позднепротерозойских областях чехол имеет рифейский возраст, а в палеозойских – палеозойский. В Альпийской складчатой области на срединных массивах сохранился местами палеозойский чехол, но особенно полно развит наиболее молодой – мезозойский и даже кайнозойский чехол.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ И ЕГО ОТЛИЧИЯ ОТ ЧЕХЛА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

После окончания развития складчатых областей их значительные части бывают перекрыты платформенным чехлом и превращаются в складчатое основание платформ.

Платформенный чехол по условиям залегания резко отличается от чехла срединных массивов. Чехол древних и молодых платформ покрывает обширные выровненные эрозией пространства складчатого основания, перекрывая все его элементы – складчатые системы, орогенные впадины, срединные массивы с их чехлом и прорывающие комплексы интрузий. Следовательно, по многим признакам чехол платформ отличается от чехла срединных массивов. Хотя по составу формаций и по мощности в них много общего, но чехол срединных массивов значительно более дислоцирован, бывает прорван интрузиями основного и кислого состава; распространение его значительно более ограничено.

Подошва платформенного чехла отражает, таким образом, резкую смену тектонических условий, переход данной площади земной коры на новую ступень развития.

В истории развития земной коры мы знаем только три эпохи, когда после складчатости обширные площади складчатых областей, выровненные и срезанные эрозией, начали на обширных пространствах покрываться осадочным – платформенным чехлом. Первая из них – эпоха перед началом рифея (позднего протерозоя), когда после карельской (гудзонской) складчатости началось выравнивание обширных пространств

и стал формироваться верхнепротерозойский платформенный чехол древних платформ.

Вторая эпоха была приурочена к началу палеозоя, когда после байкальской складчатости стал формироваться чехол эпибайкальских платформ.

Третья эпоха связана с началом мезозоя, когда после герцинской складчатости стал формироваться чехол эпипалеозойских платформ.

МЕЖОСТРОВНЫЕ МАССИВЫ ДНА ОКЕАНОВ

Описанные выше главные группы срединных массивов складчатых областей различного возраста играют важную роль в их строении и развитии. Хотя массивы различаются по строению в областях разного возраста, но объединяются тем, что обладают складчатым метаморфизованным фундаментом, который входит в состав гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Наряду с ними существует совершенно другой тип массивов, которые связаны с наиболее молодыми складчатыми областями (окраины материков и океанов) и не обладают гранитно-метаморфическим основанием. Эти массивы ограничены геосинклинальными структурами, заложенными на океанической коре и образующими системы островных дуг и глубоководных элементов.

Участки морского дна между островными грядами по своему положению отвечают срединным массивам складчатых областей. Однако эти массивы совершенно особого рода, имеющие другую историю развития. В их строении участвует только базальтовый слой океанического дна и покрывающий его комплекс вулканических и осадочных отложений. Примерами их являются участки дна Тихого океана между Алеутской дугой и Командорскими островами, Камчаткой и Аляской, между Филиппинскими островами и дугой Марианских и Каролинских островов, между Новой Гвинеей и Соломоновыми островами и участки дна котловины Фиджи.

Подобные межостровные участки океанического дна принципиально отличаются по строению и истории развития от типичных срединных массивов складчатых областей. Поэтому, вероятно, их следует именовать "межостровными" или "меланократовыми" массивами. Последние являются лишь аналогами срединных массивов, так как образовались в совершенно других условиях и имеют другое происхождение.

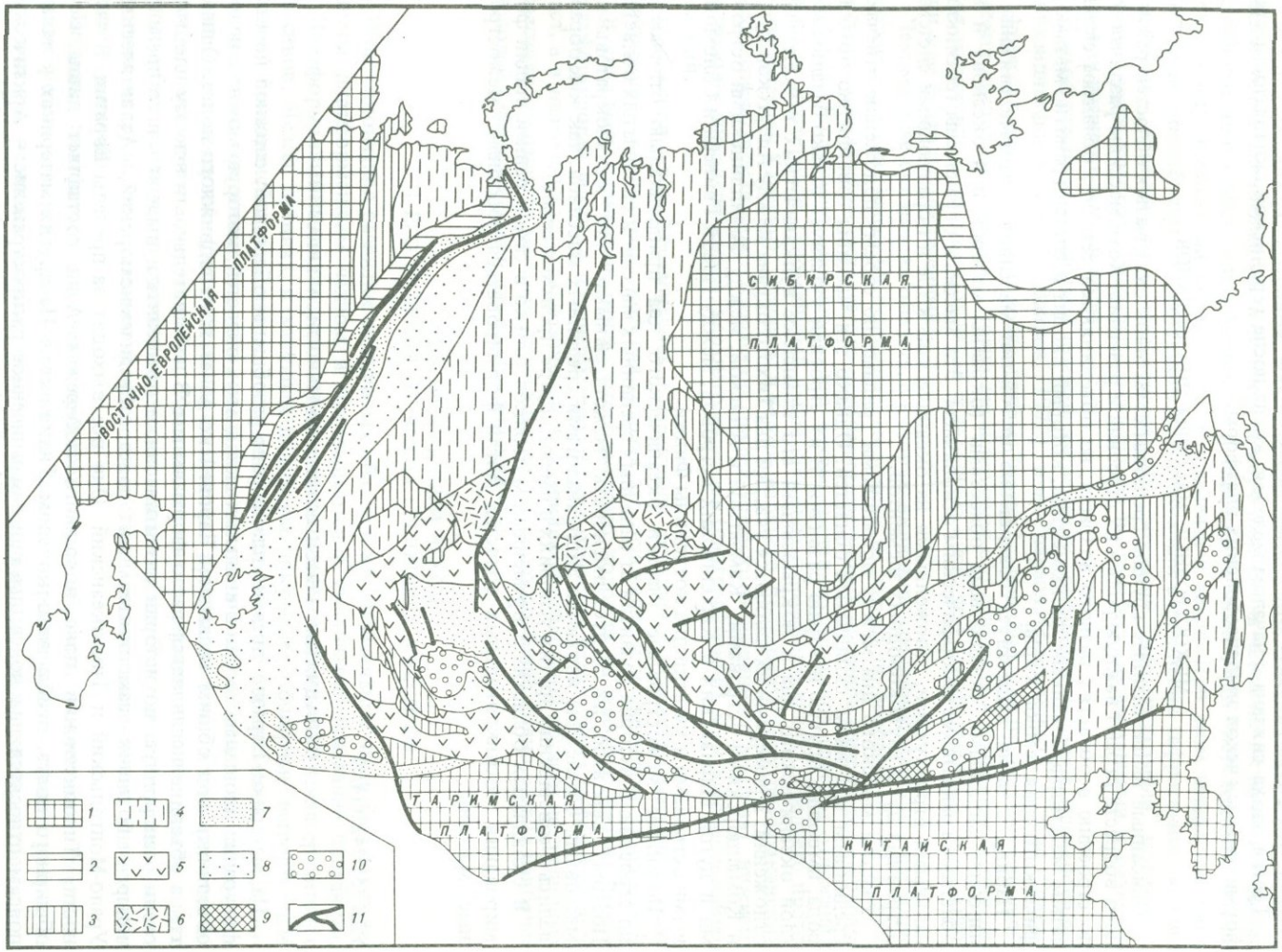
В складчатых областях современных материков только в самой ранней стадии формирования геосинклинальных областей могли формироваться подобные "межостровные" массивы.

УДК 551.242.3 (4/5)

СКЛАДЧАТЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА ЕВРАЗИИ[1]

На материке Евразии древние платформы разобщены обширной, сложной по конфигурации площадью геосинклинальных складчатых областей, которую можно в целом объединить под общим названием Европейско-Азиатского подвижного пояса. Однако такое объединение является чисто формальным. В действительности всю эту площадь, очень разнородную по истории развития, легко расчленить и выделить в ее пределах четыре больших самостоятельных пояса: Средиземноморский, Атлантический, Урало-Монгольский и Тихоокеанский. Они все выходят за пределы Евразии. В частности, Тихоокеанский пояс восточного побережья Азии составляет лишь часть обширного пояса, огибающего кольцом Тихий океан. На других материках к таким поясам относятся два пояса, имеющие ограниченное распространение – Арктический пояс Северной Америки и Капский пояс Южной Африки.

[1] См.: Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18; Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17–63.


ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА
ТАРИМСКАЯ ПЛАТФОРМА
КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс наряду с Тихоокеанским, Средиземноморским, Атлантическим и Арктическим является одним из больших складчатых поясов, участвующих в строении земной коры материков и разделяющих древние платформы. Он занимает широкую полосу земной поверхности, изогнутую в виде огромной дуги в самой середине Евразии.

В состав пояса (рис. 10) входят многие складчатые области различного возраста, слагающие его складчатое основание: байкальские, каледонские, герцинские и включенные в них срединные массивы. Значительные по площади участки пояса, прикрытые платформенным чехлом, представляют собой плиты молодой платформы.

Складчатые области, которые слагают основание пояса в северной его части, разделяют Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы, затем отклоняются к юго-востоку и востоку, огибая край Сибирской платформы и отделяя ее от Таримской и Китайско-Корейской. Далее они протягиваются через всю Монголию до Приамурья и Шантарских островов. Здесь пояс заканчивается. С востока он обрезан зоной глубинных разломов, отделяющих его от структур Тихоокеанского пояса, имеющих совершенно другое – меридиональное – направление и представленных Сихотэ-Алинской складчатой областью вместе с Амуро-Уссурийским синклинорием [Салун, Бобылев, 1963].

Урало-Монгольский пояс в целом представляет собой фундамент молодой платформы. Складчатое основание ее, состоящее из позднепротерозойских и палеозойских складчатых структур, выступает на поверхность на значительном пространстве горных областей Урала, Северного и Южного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана, Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна, Тувы, Монгольского Алтая, Монголии, Восточного Забайкалья и Северо-Восточного Китая (Дунбэя), а также в пределах горных поднятий Таймыра, Енисейского кряжа, Прибайкалья. Горные области обязаны своим возникновением в основном процессам эпиплатформенного орогенеза, начавшегося в конце палеогена и в неогене и поднявшего некоторые горные хребты, такие, как Тянь-Шань и Алтай, до высот в 3000–4000 и даже 7000 м (вершина Хан-Тенгри).

Наряду с этим значительные пространства пояса представляют собой опущенные участки складчатого основания, где оно было размыто, выровнено, перекрыто осадочным чехлом и погружено под ним на более или менее значительную глубину. Эти участки представляют собой плиты молодой платформы, причем самые обширные из всех известных в пределах молодых платформ земного шара. Крупнейшей из них является Западно-Сибирская плита, менее обширны по площади Печорская и Северо-Туранская. Такими же плитами являются шельфы Карского и Баренцева морей, также относящиеся, вероятно, к рассматриваемому поясу.

Область палеозойских складчатых структур между Восточно-Европейской и Сибирской платформами была обособлена от них как имеющая совершенно другую структуру и историю развития впервые А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским [1933] в известной статье, положившей начало тектоническому районированию территории Советского Союза. Они выделяли эту область как "Урало-Сибирскую палеозойскую плиту". Н.С. Шатский в лекциях называл ее также Урало-Тянь-Шаньской складчатой областью, а позднее – иногда Урало-Саянской. А.Д. Архангельский в работе "Геологическое строение СССР" [1934] сначала именовал ее просто "область палеозойских горных сооружений", а в последней сводке по геологии СССР [1941] – "Урало-Сибирская плита и Тянь-Шань". А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский считали ее областью геосинклиналь-

←

Рис. 10. Схема строения Урало-Монгольского пояса. Составили Н.Г. Маркова, М.В. Муратов с использованием материалов Л.П. Зоненшайна, Н.С. Зайцева, П.К. Куликова и др.

1 – древние платформы; *2* – краевые прогибы на древних платформах; *3* – байкальские складчатые области и основание срединных массивов; *4* – то же, под платформенным чехлом; *5* – каледонские складчатые области; *6* – то же, под платформенным чехлом; *7* – герцинские складчатые области; *8* – то же, под платформенным чехлом; *9* – позднегерцинский (гобийский) комплекс; *10* – мезозойские и кайнозойские наложенные впадины; *11* – разломы

ного развития в палеозое. Уже начиная с первой совместной работы, они включали в ее состав Западно-Сибирскую низменность, Тургайскую впадину и Приуралье.

Тогда же была выделена "байкальская группа" в составе докембрия, слагающая обрамление Сибирской платформы (Прибайкалье, Енисейский кряж), и был выявлен каледонский возраст складчатых структур Саян и Кузнецкого Алатау.

Позднее стало выясняться чрезвычайно сложное строение всех этих областей. Н.Г. Кассиным [1934] были установлены каледонские и герцинские складчатые системы в Казахстане. Характеристика их была дана также Н.С. Шатским [1938] и многими другими исследователями. Постепенно прояснилась тектоника Северного и Южного Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Урала и других областей.

Территорию Монголии А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский [1933] рассматривали как вероятное продолжение палеозойской Урало-Сибирской складчатой области, хотя в то время о геологии Монголии было еще очень мало данных. В 50-х годах появились первые сводные очерки по геологии значительной части Монголии, в частности по ее тектонике. Стало ясно, что каледонские складчатые структуры Северной Монголии составляют непосредственное продолжение структур Восточного Саяна и Тувы, а герцинская складчатая область Южной и Центральной Монголии расположена на продолжении позднепалеозойских складчатых областей Тянь-Шаня и Казахстана.

Таким образом, стало очевидным, что байкальские и палеозойские складчатые области на пространстве между Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформами, с одной стороны, и Сибирской – с другой, имеют значительную протяженность и в то же время все вместе составляют обширную полосу, которая резко отличается строением и историей развития от окаймляющих ее древних платформ. Эта полоса, состоявшая из многих складчатых областей, образует единый большой складчатый пояс.

При всем разнообразии составляющих его складчатых областей они обладают общностью основных линий простирания, следуя вдоль краев окаймляющих древних платформ, и значительной взаимосвязанностью в истории развития. В конце палеозоя они все закончили геосинклинальное развитие и на всей площади пояс превратился в складчатое основание молодой эпигерцинской платформы.

Для обозначения всего этого пояса в целом автором [Муратов, 1965] было предложено наименование "Урало-Монгольский" как наиболее четко отображающее его протяженность от Урала и через всю территорию Монголии. Тогда же (и в ряде работ позднее) была дана общая краткая характеристика Урало-Монгольского пояса как одного из больших поясов в составе земной коры материков.

Позднее Л.П. Зоненшайн [1972] объединил складчатые области юга Сибири, Тянь-Шаня, Алтая и Монголии в Центрально-Азиатский складчатый пояс, который в общем представляет лишь восточный отрезок рассматриваемого пояса.

Урало-Монгольский пояс почти на всем протяжении ограничен с обеих сторон краями древних платформ. Только на двух участках он соприкасается с другими складчатыми поясами по зонам разломов. Первый из них кратко охарактеризован выше как зона сочленения с областью Сихотэ-Алиня, являющейся элементом Тихоокеанского пояса; второй расположен на юго-западной окраине пояса. Здесь между оконечностями Восточно-Европейской и Таримской платформ участок пояса граничит непосредственно со Средиземноморским поясом по системе разломов, протягивающейся от Мангышлака вдоль Южного Тянь-Шаня до края Таримской платформы. Она идет от южного ограничения Восточно-Европейской платформы и затем протягивается непосредственно к северу от складчатой системы Мангышлака через Устюрт к Султануиздагу. На этом участке разломы скрыты под чехлом Туранской плиты, однако на основе геофизических данных и данных о рельефе фундамента сейчас здесь выделяют ряд крупных разломов, объединяемых в единую шовную зону, которая тянется южнее Султануиздага в пределы Амударьинской впадины, разделяя здесь ее отдельные части, в которых поверхность фундамента находится на различной глубине.

Зона этих разломов отчетливо выражена на всех картах, изображающих структуру

равнинной части Средней Азии, в частности на Тектонической карте Евразии под редакцией А.Л. Яншина. Она была охарактеризована Н.Ю. Успенской.

Существование этой зоны разломов позволяет четко разделить фундамент Туранской плиты на две части хотя и близких по строению, но относящихся к разным тектоническим поясам. Часть, расположенная к северу от Мангышлакско-Туранской зоны разломов, принадлежит несомненно к Урало-Монгольскому поясу, а расположенная южнее их является составной частью Средиземноморского пояса и тесно связана историей развития и строением со Скифской плитой равнинного Северного Кавказа и Крыма.

В связи с этим представляется целесообразным разделять Туранскую плиту на две части и северную, относящуюся к Урало-Монгольскому поясу, именовать Северо-Туранской, а южную – Южно-Туранской, или Бухарской.

Восточнее рассматриваемая зона разломов идет вдоль Гиссарского хребта, по северному краю большого Гиссарского гранитного батолита. Далее она продолжается в зону разломов, отделяющую Тянь-Шань от Памира, к которой принадлежит Вахшский разлом, описанный многими исследователями. Эта система протягивается затем еще восточнее, обрезая с юга структуры Тянь-Шаня и отделяя их от Таримского массива. Вся Мангышлакско-Таримская система нарушений, по существу представляющая собой единую зону глубинного разлома, является крупнейшим разделом двух складчатых поясов, т.е. одной из важнейших зон разломов Евразии.

В составе складчатого основания Урало-Монгольского пояса значительная роль принадлежит позднепротерозойским складчатым областям. Среди них наиболее хорошо изучены и выделяются байкальские области, закончившие геосинклинальное развитие в конце протерозоя, но известны также и более древние области с деформациями, завершившимися в середине позднего протерозоя, в эпоху кибарской или исседонской (Ю.А. Зайцев) складчатости. Те и другие значительно моложе образований, слагающих фундамент древних платформ и относящихся по времени складчатости к концу раннего или к началу среднего протерозоя (карелиды, 1650–1700 млн лет).

Граница позднепротерозойских складчатых областей с древними платформами, которые они окаймляют, достаточно резкая. Она является одновременно и границей Урало-Монгольского пояса, которую мы должны проводить, включая в состав пояса байкальские складчатые области обрамления Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Самую западную полосу Урало-Монгольского пояса образует Тиманская складчатая область основания Тимано-Печорской плиты и ее продолжение в Баренцевом море. Тиманская складчатая область ранее обрамляла рассматриваемый пояс, отделяя его от всего восточного края Восточно-Европейской платформы вплоть до крайнего южного окончания последней. Однако позднее она послужила основанием для герцинской складчатой области западной части Урала, которая наложилась здесь на байкальское основание. Поэтому байкалиды, не затронутые позднейшей переработкой, сохранились только на Тимано-Печорской плите.

Точно так же крайнюю восточную зону в пределах рассматриваемого пояса образует Байкальская складчатая область, обрамляющая и огибающая Сибирскую платформу. Она включает Байкальское нагорье, часть Восточного Саяна, Енисейский кряж и тянется на север вдоль края платформы. По геофизическим данным установлено, что Байкальская область образует единую полосу, скрытую под чехлом осадочных пород западнее долины Енисея. Отдельные выходы складчатых структур, связанные с этой полосой, имеются и на севере, в районе Туруханска и Игарки.

На крайнем севере платформы, близ Норильска, многие исследователи обрывают распространение Байкальской области. Однако возможно, что продолжением ее служат складчатые структуры Северного Таймыра и прилегающих островов Северной Земли. Обычно складчатую систему Таймыра относят к области палеозойской – каледонской и герцинской – складчатости. Основанием для этого служит то, что породы

палеозоя на юге Таймыра участвуют в строении системы сложно построенных линейных складок. Особенно сильно дислоцированы толщи верхнего палеозоя, перми и триаса в районе Таймырского озера и в хребте Бырранга.

Однако стратиграфический разрез отложений кембрия, ордовика, силура, девона и нижнего карбона Таймыра представлен маломощными глинистыми и известняковыми толщами негеосинклинального характера, сходными в общем с одновозрастными образованиями Сибирской платформы. Только верхнепалеозойские – в основном пермские – отложения Южного Таймыра достигают большой мощности и сопровождаются вулканическими проявлениями траппов и трапповыми интрузиями.

Северный Таймыр сложен несколькими комплексами докембрийских метаморфических пород и гранитных интрузий. Древнейшими являются мигматизированные гнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы, образующие ядра складчатых структур. Они относятся к архею и, может быть, к нижнему протерозою. Их перекрывают протерозойские метаморфизованные вулканические толщи, превращенные в зеленые сланцы, среди которых можно различить лавы и туфы основного состава.

Далее идут кварц-филлитовые и серицитовые сланцы, затем – мощные толщи сланцев, песчаников и мраморов. Все эти толщи прорваны различными гранитоидами. Отложения верхнего протерозоя (рифея) заканчиваются конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, заполняющими большие впадины. Образуемую ими складчатую систему, вытянутую в виде дуги вдоль Северного Таймыра и далее идущую к северу на острова Большевик и Октябрьской Революции, по времени окончания формирования складчатых структур, возможно, следует относить к позднему протерозою, т.е. к системе байкалид.

По широкому развитию вулканических пород область Таймыра надо относить к эвгеосинклинальным зонам. Считая ее продолжением Байкальской области, обрамляющей Сибирскую платформу с запада, приходится допускать, что эта система, огибая северный край фундамента платформы, образует резкий изгиб.

По-видимому, с юга, вдоль края Таримской и Китайско-Корейской платформ, Урало-Монгольский пояс также обрамлен узкой зоной байкальской складчатой области. Кроме того, в крайней восточной части пояса также имеется крупная по площади область, сложившаяся в итоге длительного развития в протерозое и закончившая формирование в эпоху байкальской складчатости. Эту область, охватывающую Хинган-Буреинский массив, основание впадины Сунляо и значительную прилегающую часть Китая и Восточной Монголии, Р.Г. Гарецкий [1972] объединяет с обширным выступом байкальского складчатого основания под общим наименованием Дунбэйской платформы. Последняя разделена на несколько выступов крупными мезозойскими впадинами Сунляо, Зее-Буреинской и другими, заполненными вулканогенными толщами.

Эта эпибайкальская платформа занимает, по существу, всю площадь восточной оконечности пояса до торцового сочленения его вдоль линии упомянутых выше разломов со структурами Тихоокеанского пояса. Только к северу от Хинган-Буреинского массива, между ним и краем Сибирской платформы, проходит узкая полоса складчатой области Восточного Забайкалья, протягивающаяся до Шантарских островов. Раньше ее относили к мезозойским складчатым областям. М.С. Нагибина [1963] показала, что эта область является в основном палеозойской геосинклинальной областью с окончанием развития в перми, а мезозойские впадины являются наложенными, связанными со своеобразными процессами посторогенной активизации (ревивации, по М.С.Нагибиной). В.Б. Караулов убедительно показал, что складчатая область Шантарских островов также должна быть отнесена к типичным герцинидам. Ее соотношение с Сихотэ-Алинской областью недостаточно ясно, так как они разделены участком морского залива.

На пространстве внутренней части Урало-Монгольского пояса, между охарактеризованными байкальскими складчатыми областями его обрамления, располагаются вытянутые в соответствии с общим простиранием пояса каледонские и герцинские склад-

чатые области. Среди каледонских областей здесь распространены, как известно, раннее и позднекаледонские, причем они участвуют в строении юго-западного обрамления Сибирской платформы, с одной стороны, и Кокчетавско-Киргизской области каледонид Казахстана и Средней Азии – с другой. В обеих частях рассматриваемого пояса широко представлены значительные по размерам срединные массивы, сложенные комплексами рифейских метаморфических пород и представляющие собой фрагменты байкальского складчатого основания этих областей.

Южнее этой зоны на значительном пространстве пояса, от Прибалхашья и Иртышско-Зайсанской складчатой области, в направлении к восток-юго-востоку протягивается относительно широкая полоса развития каледонских и герцинских складчатых областей. Она тянется в виде огромной дуги через всю Южную Монголию и постепенно сужается и выклинивается в северо-восточном направлении.

В этой полосе, согласно данным Л.П. Зоненшайна [1972], развитие каледонских и герцинских складчатых областей происходило в условиях земной коры океанического типа. Здесь отсутствуют массивы байкальского складчатого основания и, наоборот, широко развиты офиолитовые комплексы и вулканогенные комплексы эвгеосинклинального типа (поздний рифей и ранний палеозой).

Таким образом, в общем расположении складчатых областей Урало-Монгольского пояса можно найти известные закономерности. Наиболее древние области протерозойской складчатости нарастали на края древних платформ, последовательно захватывая все более внутренние части пояса. Самая внутренняя его часть наиболее долгое время сохраняла характер реликтового океанического участка земной коры, и развитие палеозойских геосинклинальных систем происходило на океаническом основании.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

К Тихоокеанскому поясу в пределах Советского Союза относятся вся область Сибири восточнее Сибирской платформы, Приморье и Приамурье к востоку от Хинганo-Буреинского массива, о-в Сахалин и Курильская островная дуга, а также впадины Японского, Охотского и Берингова морей. Здесь выделяются пять складчатых систем: 1) позднепалеозойская (по времени окончания геосинклинального развития) Уссурийско-Амгунская; 2) раннемеловая Верхояно-Чукотская; 3) неогеновая Сихотэ-Алинская; 4) неогеновая Сахалино-Хоккайдская; 5) неогеновая Анадырско-Камчатско-Курильская. Последние две системы, видимо, еще не закончили геосинклинального развития и различаются по своей геологической истории.

Перечисленные системы составляют лишь небольшой отрезок Тихоокеанского пояса, который в целом окружает кольцом Тихий океан. Он занимает пространство между древними платформами Азии, Америки, Австралии и Антарктиды и отделяет их от впадины дна океана, расположенной в центре пояса. В этом, как говорилось выше, заключается важнейшее отличие Тихоокеанского пояса от других поясов, разделяющих только древние платформы; оно проявляется в асимметрии строения, которая выражается в том, что по окраинам пояса, вдоль границ древних платформ, распространены наиболее древние по возрасту складчатые системы, а во внутренней части по краю впадины Тихого океана – наиболее молодые.

Самыми древними являются система Аделаида, окаймляющая с востока Австралийскую платформу и относящаяся к байкалидам, затем Тасманская система каледонид Восточной Австралии, а также близкая к ним по возрасту каледонская система Катазии у восточного края Южно-Китайской древней платформы.

Дальше от внешнего края пояса расположена герцинская система Новой Англии, протягивающаяся вдоль Австралийского побережья (от Сиднея до Таунсвилла). Герцинская система Пуны в Восточных Андах вытянута по границе с Южно-Американской платформой. В Азии герцинская Уссурийско-Амгунская система является крайней в пределах пояса и развита по границе с Хинганo-Буреинским массивом.

Мезозойские системы – Невадская в Северной Америке и Верхояно-Чукотская на северо-востоке Азии – окаймляют на севере пояса края древних платформ и, таким образом, замещают здесь палеозойские, занимая значительные площади в пределах пояса.

Ближе к внутренней части пояса расположены кайнозойские системы Южно-Американских Анд, Береговых хребтов Северной Америки, Анадырско-Камчатско-Курильская, Сахалино-Хоккайдская и др.

Самое внутреннее положение в поясе занимают наиболее молодые системы островных дуг – Алеутской, Бонинской, Марианской, Соломоновых островов, Новых Гебрид и др.

Расположение систем, входящих в Тихоокеанский пояс, в пределах Советского Союза вполне отвечает описанной выше общей закономерности.

Уссурийско-Амгунская система является здесь самой древней и расположена вдоль внешнего края пояса в пределах Приморья и Нижнего Приамурья. Она вытянута от залива Посьета и Владивостока на юге по р. Уссури до бассейна р. Амгуни и побережья Охотского моря на севере. С запада она ограничена Хингано-Буреинским массивом и рядом разломов, которые отделяют ее от Монголо-Охотской системы (в районе Ульбанского залива). К этой системе относятся складчатые структуры палеозойских пород, окаймляющие Хингано-Буреинский массив, складчатые структуры позднего палеозоя в районе Хабаровска, Южного Приморья (Владивосток) и побережья залива Петра Первого. Уссурийско-Амгунская система включает также срединный массив в районе оз. Ханка, прорванный интрузиями ранне- или среднепалеозойских гранитов.

В строении основания данной системы участвуют породы позднего докембрия и кембрия (с фауной), образующие сложные складчатые структуры. На поверхность породы основания выступают в Ханкайском массиве.

Геосинклинальный комплекс представлен мощными и разнообразными толщами глинистых и хлорит-серицитовых сланцев, песчаников, кремнистых и эффузивных пород, туфов, иногда содержащих прослои и пачки известняков. Эти отложения относятся к силуру, девону и нижнему карбону, а в Поликанском районе – также к среднему и верхнему карбону (западнее Хабаровска). Следовательно, геосинклинальный прогиб возник здесь в силуре или в начале девона и развивался до конца карбона.

Пермские отложения имеют значительную мощность и сложное строение. На юге Приморья они заполняют узкий длинный Даубихинский прогиб, вытянутый вдоль Главного антиклинория Сихотэ-Алиня и отделенный от него большим разломом. Мощность нижнепермских пород, описанных Н.А. Беляевским и Ю.Н. Громовым [1962], наличие в них эффузивов кислого и среднего состава и терригенных пород с линзами известняков, а также залегание пород в виде пологих складок позволяют отнести Даубихинский прогиб к межгорным впадинам заключительного этапа. Верхнепермские отложения имеют здесь молассовый облик. Такие же молассовые нижне- и верхнепермские отложения известны [Бобылев, 1962] в Куканском межгорном прогибе в Кур-Урмийском междуречье и Вандамском прогибе западнее Хабаровска [Красный, 1960].

Таким образом, основные этапы геосинклинального развития рассмотренной системы близки к этапам развития герцинских систем. Последним соответствуют и интрузивные комплексы.

Большинство интрузий распространено на юге Приморья, и среди них выделяют среднепалеозойские гранитоиды и габброиды (Шмаковский массив и др.), а также гродековский комплекс интрузий допермского возраста [Нагибина, 1963], относящиеся к главному этапу геосинклинального развития. Многочисленные интрузии седанкинского комплекса гранитоидов, прорывающих низы верхнепермских отложений, относятся к заключительному этапу.

В мезозое, начиная с позднего триаса и особенно в юре и начале мела, в пределах описываемой системы происходило накопление морских, наземно-пресноводных и

вулканогенных толщ (нижний мел), достигающих местами большой мощности. Дислоцированы они гораздо слабее палеозойских, но все же участками более или менее значительно, что приводит к затруднениям в установлении четкой границы между Уссурийско-Амгунской и Сихотэ-Алинской системами. Достаточно отчетлива эта граница только на юге, где она проходит по разлому, ограничивающему с востока Даубихинский прогиб. Севернее, в Нижнем Приамурье, она намечается более или менее приблизительно.

Широкое развитие своеобразного мезозойского платформенного чехла повышенной мощности, довольно разнообразного в фациальном отношении и сильно нарушенного, характерно для Уссурийско-Амгунской системы.

Сихотэ-Алинская система протягивается вдоль хребта Сихотэ-Алинь и нижнего течения Амура. Она включает Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, отделенный разломом от Даубихинского прогиба, а восточнее окаймленный Сихотэ-Алинским синклинорием, который, в свою очередь, ограничен у берега Японского моря Прибрежным антиклинорием. К северу все эти структурные элементы постепенно погружаются и сменяются глубоким Нижнеамурским синклинорием, который на юго-западе несколько вдается в пределы Уссурийско-Амгунской системы.

Строение и история развития Сихотэ-Алинской системы описаны многими исследователями. Крупные обобщения принадлежат Н.А. Беляевскому, Ю.Н. Громову [1962], И.И. Берсеневу [1962], Л.И. Красному и др. [Геологическое..., 1966], П.Н.Кропоткину и К.А.Шахварстовой [1965], С.А.Салуну, В.В.Бобылеву [1963].

Время заложения геосинклинального прогиба Сихотэ-Алиня неясно. Судя по разрезу палеозойских пород, которые вскрыты в ядре Главного антиклинория, в девоне, карбоне и перми здесь происходили глубокое прогибание и накопление мощных толщ песчаников, глинистых сланцев, вулканогенно-кремнистых и туфовых пород, пачек и линз известняков (пермь), сопровождавшиеся вулканическими проявлениями. Вероятно, образование геосинклинального прогиба здесь произошло, как и в Уссурийско-Амгунской системе, в силуре–начале девона. Однако если в Уссурийско-Амгунской системе в конце карбона и в перми шло образование структур и формаций заключительного этапа, то в Сихотэ-Алинской системе между породами карбона и перми нет перерыва и отложения этого возраста представлены сходными вулканогенно-кремнистыми, глинистыми и туфогенными образованиями. Выше, между пермскими и триасовыми отложениями, намечаются следы небольшого перерыва в осадконакоплении и несогласие [Салун, Бобылев, 1963], которые отражают лишь краткую фазу поднятия и складчатости, так как в триасе продолжалось накопление аналогичных пермским геосинклинальных толщ. Юрские отложения представлены тоже кремнисто-вулканогенными толщами и местами имеют флишеподобный характер. Мощное осадконакопление продолжалось и в начале мела. Нижний мел представлен терригенными отложениями и местами эффузивами (низовья Амура). Начиная с верхнего альба и кончая нижним сантоном отложения, сложенные в основном песчаниками большой мощности, приурочены только к участкам остаточных прогибов.

В середине позднего мела (сантон) произошло замыкание описанных прогибов, и позже, судя по данным С.А. Салуна и В.В. Бобылева [1963], имело место интенсивное поднятие всей системы Сихотэ-Алиня, сопровождавшееся формированием межгорных котловин и грабенов, а также вулканическими извержениями и образованием интрузивных тел различного состава. Эти процессы, продолжавшиеся до середины плиоцена, связаны с заключительным этапом геосинклинального развития системы. Следовательно, главный этап развивался здесь с середины палеозоя до середины мелового периода (сантона), с конца последнего, в течение палеогена и до конца неогена, продолжался длительный заключительный этап. При этом начиная с конца сантона складчатая система Сихотэ-Алиня испытала общее сводовое поднятие, сопровождавшееся формированием мощных андезито-дацитовых и риолитовых[1] вулкано-

[1] В том числе известных ольгинских кислых эффузивов.

генных серий и внедрением многочисленных интрузивных тел преимущественно гранодиоритового состава [Салун, Бобылев, 1963].

В середине эоцена произошло раздробление всей области и опускание по разломам крупных участков ранее поднятого складчатого сооружения. В результате образовались как большие депрессии (Среднеамурская, залива Петра Первого), так и многочисленные мелкие впадины и грабены, в которых накапливались молассовые отложения, в частности угленосные, а вдоль разломов происходили эоценовые вулканические излияния. Формировались также интрузивные тела гранитоидов.

В олигоцене, начале и середине эоцена возникли новые и продолжали опускаться ранее образовавшиеся впадины, а разделяющие их поднятия продолжали воздыматься.

Конец орогенного этапа приходится, видимо, на плиоцен и соответствует началу излияния базальтов известных в районе Советской Гавани и в других местах. Эти излияния знаменуют начало платформенного этапа.

Из сказанного видно, что Сихотэ-Алинская складчатая система возникла, скорее всего, одновременно с Уссурийско-Амгунской (в силуре–девоне), но имела главный этап развития значительно более длительный, продолжавшийся до середины мела, и также более длительный заключительный этап, начавшийся в сантоне и закончившийся в конце неогена.

Сахалино-Хоккайдская система, включающая о-в Сахалин и продолжающаяся на о-в Хоккайдо, по истории развития очень близка к Сихотэ-Алинской и отличается от последней в основном лишь более поздним заключительным этапом.

Строению Сахалина и его истории развития были посвящены многие работы, значительная часть результатов которых опубликована в статьях С.Н. Алексейчика [1962], С.Н. Алексейчика и др. [1963], А.П. Милашина [1960], Е.М. Рудича [1962], Е.М. Смехова [1953], А.В. Соловьева [1958], Ю.М. Пущаровского [1964], Н.А. Богданова [1966] и др.

Считалось установленным, что Сахалинская складчатая система возникла из геосинклинали, которая заложилась в позднемеловое (или альбское) время, после огромного перерыва в осадконакоплении на верхнепалеозойском складчатом основании. Выходы последнего давно известны на Сахалине в Восточно-Сахалинском хребте и в Сусунайском хребте на мысе Анива. Породы основания представлены вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми образованиями.

Сейчас в разрезе пород складчатого основания выделяют предположительно нижне- и среднепалеозойские породы – графит-серицит-кварцевые и кремнистые сланцы, спилиты и диабазы до 4000 м мощности и отложения карбона–перми, которые охарактеризованы отдельными находками фауны и представлены толщей кремнистых и вулканогенных пород, а также туфами и яшмами тоже очень большой мощности. Преобладающую роль в разрезе играют кремнистые сланцы, яшмы, основные эффузивы и их туфы [Смехов, 1953].

Считалось, что непосредственно на это верхнепалеозойское складчатое основание, сложенное перечисленными выше породами, ложится толща верхнемеловых отложений, образующих вместе с палеогеновыми и неогеновыми породами современные складчатые структуры Сахалина. Однако в настоящее время выяснено, что среди вулканогенно-кремнистых пород Восточно-Сахалинского хребта, целиком относимых ранее к палеозою, присутствуют также триасовые и юрские, выделенные здесь И.Я. Зытнером и Ю.М. Кортуновичем по отдельным находкам ископаемой фауны.

Кроме того, среди комплекса основания теми же геологами обнаружена толща терригенных кремнистых и вулканогенных пород большой (5000 м) мощности, несомненно относящаяся к верхнему мелу и слагающая достаточно широкую полосу. Возраст этих пород обоснован палеонтологически [Милашин, 1960].

Таким образом выяснилось, что мезозойские породы играют большую роль в строении Восточно-Сахалинского хребта и представлены формациями, в общем типичными для эвгеосинклинальных прогибов с большой мощностью вулканогенно-кремнистых

пород и с основными и ультраосновными интрузиями. Следовательно, геосинклинальный режим в Восточном Сахалине, видимо, господствовал в течение значительной части палеозоя, начиная по крайней мере с девона (а возможно, и с силура), и в течение всего мезозоя.

Западная часть Сахалина, начиная от района Александровска и к югу, представляет собой восточное крыло крупного синклинория (Западного), заполненного отложениями верхнего мела, палеогена и миоцена [Пущаровский, 1965]. Его осевая часть и западное крыло скрыты под дном Татарского пролива. Края синклинория ограничены рядом блоковых поднятий, которые отделяют его от синклинория, расположенного в восточной части острова.

Северная часть острова, севернее широты Александровска, представляет осложненный складками молодой прогиб типа межгорных и заполнен терригенными отложениями среднего и верхнего миоцена и плиоцена большой мощности. Такие же по возрасту грабены и впадины расположены в средней части острова между горстовыми поднятиями Восточно-Сахалинского хребта и крылом Западного синклинория, а также в районе Поронайска и по берегу залива Терпения. Образование этих впадин связано с заключительным этапом развития системы, который начался здесь со среднего, а местами с позднего миоцена и продолжался до четвертичного времени [Пущаровский, 1964].

Как видно, все три описанные системы – Уссурийско-Амгунскую, Сихотэ-Алинскую и Сахалино-Хоккайдскую – можно рассматривать как одновременно возникшие в начале или середине палеозоя. Однако их замыкание, а также окончание главного геосинклинального и заключительного этапов происходило в них в разное время. Раньше всего главный геосинклинальный этап закончился в самой западной из них – Уссурийско-Амгунской (конец палеозоя), затем в средней – Сихотэ-Алинской (середина позднего мела–сантон) и позднее всего в самой восточной – Сахалино-Хоккайдской (начало миоцена) системе. В зависимости от времени окончания главного геосинклинального этапа заключительный этап развивался в Уссурийско-Амгунской системе в позднем палеозое и закончился перед началом мезозоя, в Сихотэ-Алинской – был растянут на очень длительное время, с сантона до конца палеогена, а в Сахалино-Хоккайдской – продолжался со среднего миоцена до четвертичного периода. Такое последовательное прекращение геосинклинального процесса тесно связано с порядком расположения описанных систем по отношению к краю рассматриваемого Тихоокеанского пояса.

Верхояно-Чукотская система, расположенная в более северной части Тихоокеанского пояса, с востока примыкает к Сибирской платформе. От последней ее отделяет Приверхоянский краевой прогиб, формировавшийся в поздней юре–раннем мелу во время заключительного этапа развития Верхояно-Чукотской системы. Следовательно, эта система является мезозойской по времени окончания геосинклинального развития. Вместе с тем, примыкая к платформе, она является самой крайней и самой древней в ряду систем Тихоокеанского пояса Северо-Восточной Азии.

Верхояно-Чукотская система окаймляет в виде дуги Колымский платформенный массив и отделяет его от Сибирской платформы. Она протягивается от берега Охотского моря сначала в северо-западном и северном направлениях вдоль Верхоянского хребта, затем, резко изгибаясь к востоку, протягивается вдоль северного побережья и продолжается на Чукотский полуостров, где у края этой системы расположен Чукотский срединный массив. Система продолжается далее на восток, на Аляску.

Строение различных частей Верхояно-Чукотской системы описано в работах Ю.М. Пущаровского [1960а, 1964], Л.А. Снятkова и Б.А. Снятkова [1958] и др.

По краям Верхояно-Чукотской системы расположены крупные антиклинории. На западе вдоль Сибирской платформы протягивается очень длинный Верхоянский антиклинорий, на востоке, окаймляя край Колымского массива, расположен ряд глыбовых горст-антиклинориев (Тасхаяхтахский и хребта Полоусного). В пределах Верхояно-Колымской ветви дуги между этими антиклинориями расположена огромная по ширине синклинальная зона, которая состоит из трех крупных синклинориев, разде-

ленных антиклинальными поднятиями с осложняющими их более мелкими складками. Западный широкий Янский синклинорий вытянут вдоль Верхоянского антиклинория, а затем отклоняется к востоку и погружается под чехол Приморской депрессии в низовьях рек Яны и Индигирки. Два более восточных синклинория – Индигирский и Иньяли-Дебинский вытянуты параллельно краю Колымского платформенного массива и на юге разделены Кулино-Нерским антиклинорием. Оба синклинория отделены от Янского значительным по площади участком спокойного залегания пермо-триасовых пород в междуречье Индигирки и Яны. Этот участок, названный В.Ф. Белым, А.А. Николаевским, С.М.Тильманом и Н.А.Шило [1964а] Адыча-Эльгинским, является, несомненно, настоящим срединным массивом, только прикрытым осадочным чехлом.

На юго-востоке в пределы Колымо-Омолонского массива вдается Приомолонский грабенообразный прогиб. Он разделяет древний массив на две части – собственно Колымский и Омолонский. При этом он заполнен отложениями только верхних горизонтов геосинклинального комплекса (верхи триаса и юра), прорванными гранитными интрузиями.

Огибая с запада Колымский массив, синклинальная зона тянется в широтном направлении, пересекая низовья рек Яны, Индигирки, Алазеи, Колымы, и далее к югу от Чаунской губы. Здесь у пос. Билибино, между устьем Колымы и верховьями Малого Анюя, располагается большой и очень сложно построенный Анюйский антиклинорий, с которым связаны многочисленные гипербазитовые массивы, а также гранитные интрузии.

В верховьях Большого и Малого Анюя складки описываемой системы резко оборваны Охотско-Чукотской вулканической грядой с почти перпендикулярным по отношению к ним простиранием (с северо-востока на юго-запад). За вулканической зоной, связанной, очевидно, с рядом крупных разломов позднемелового возраста, располагаются складчатые структуры Анадырско-Камчатско-Курильской системы. Однако самая северная часть широтной ветви Верхояно-Чукотской системы протягивается дальше на восток, простираясь от Чаунской губы до Берингова пролива вдоль берега Чукотского моря. С севера ее здесь ограничивают Куульский антиклинорий и Чукотский срединный массив, наполовину срезанные морем. С юга она окаймлена краем Анадырского (Эскимосского) срединного массива и представляет чрезвычайно суженный синклинорий, заполненный главным образом триасовыми отложениями, прорванными гранитоидами, окаймленный с двух сторон крупными разломами с интрузиями ультраосновных пород вдоль них. По-видимому, здесь эта ветвь Верхояно-Чукотской системы близка к полному выклиниванию.

В строении упомянутых выше антиклинориев, расположенных по краю Колымского массива, а также Куульского антиклинория и Чукотского массива участвуют докембрийские и палеозойские породы от ордовика до низов карбона [Богданов, 1966]. Они представляют собой захваченные складчатостью и глыбовыми поднятиями комплексы докембрийского основания и его чехол. Синклинальные зоны на всем протяжении сложены чередующимися сериями песчаников и глинистых пород очень большой мощности, которые относятся к среднему и верхнему карбону, перми, триасу, нижней и средней юре и в самых прогнутых частях синклинальных прогибов – к низам верхней юры (келловею). Эти серии соответствуют главному геосинклинальному этапу развития Верхояно-Чукотской системы. Низы разреза – породы среднего и верхнего карбона, перми и триаса – слагают Верхоянский, Кулино-Нерский и Анюйский антиклинории, в пределах которых более древние породы основания не выступают на поверхность.

Главный геосинклинальный комплекс Верхояно-Чукотской системы закончил свое формирование в начале поздней юры, когда геосинклинальные прогибы замкнулись и осадочные толщи были смяты в складки. У восточного края Верхоянской ветви системы они были прорваны многочисленными крупными и мелкими интрузиями гранитоидов. Последние внедрены главным образом в крылья Иньяли-Дебинского и Яно-Индигирского синклинориев и в ядро Кулино-Нерского антиклинория, а также в соседние глыбовые поднятия (Полоусный, Тасхаяхтахский и др.). По возрасту это

главным образом позднеюрские или раннемеловые интрузии. Такие же гранитоиды прорывают структуры широтной Чукотской ветви, в том числе Анюйский и Куульский антиклинории и Чукотский массив. На востоке здесь к ним присоединяются более молодые граниты позднемелового возраста.

После замыкания геосинклинальных прогибов в поздней юре и раннем мелу формировались многочисленные межгорные впадины и Предверхоянский краевой прогиб. Крупные впадины возникли одни в пределах синклинальных зон, как, например, Ольджайская, Кондаковская, Олойская и Радчаунская на севере, другие – по краям Колымского массива, например огромная, сходная по строению с краевым прогибом Зыряновская впадина. Все они заполнены терригенными толщами, частью угленосными. Вдоль юго-западного края Колымского массива по его границе с описываемой системой протягивается ряд узких впадин и грабенов, заполненных вулканогенными породами. Продукты вулканической деятельности начала мела распространены также во многих впадинах на севере. Перед поздним мелом прекратилось формирование этих впадин и система вступила в платформенную стадию развития.

По времени превращения в платформу в середине мела Верхояно-Чукотская система относится к типичным мезозойским и одинакова с Невадской системой Северной Америки. Однако, как уже упоминалось вначале, она сильно отличается от последней по времени заложения системы геосинклинальных прогибов. В Невадской системе они образовались в начале палеозоя и развивались очень долго, до конца юры, а в течение раннего мела, как и в Верхояно-Чукотской, формировались межгорные впадины заключительного этапа. Следовательно, Невадская система характеризуется единым циклом геосинклинального развития с начала палеозоя до середины мелового периода, а Верхояно-Чукотская по отношению к Невадской может рассматриваться как система поздних прогибов, возникших только в середине карбона и имевших ускоренное развитие.

Анадырско-Камчатско-Курильская система относится к числу кайнозойских в составе Тихоокеанского пояса и может рассматриваться, видимо, как наиболее молодая геосинклинальная система в пределах Советского Союза.

Геологическое изучение ее началось по-настоящему лишь в последние годы, с развитием планомерных геологических съемок. Многие вопросы ее строения и истории развития еще недостаточно выяснены и являются дискуссионными. Тем не менее в имеются многочисленные опубликованные работы по стратиграфии, тектонике, вулканизму и геофизической характеристике отдельных частей описываемой системы: Н.А.Беляевского и А.А.Борисова [1964], П.Н.Кропоткина и К.А.Шахварстовой [1965], Л.И. Красного и др. [Геологическое..., 1966], Ю.М. Пущаровского [1965], Б.А. Петрушевского [1964] и А.В. Горячева [1966]. По бассейну Анадыря и Корякскому нагорью следует отметить работы Б.Х. Егиазарова [1964], В.Ф. Белого [1963], В.Ф. Белого и С.М. Тильмана [1966], Е.К. Устиева [1959], Ю.Б. Гладенкова [1964], карту В.Ф.Белого, А.А.Николаевского, С.М.Тильмана и Н.А.Шило [1964а], Г.П.Авдеенко [1966]. По Камчатке следует указать на важные публикации Г.М. Власова и В.А. Ярмолюка [1959], В.И. Тихонова [1963], по Курильским островам – Г.П. Вергунова [1964], А.Ф. Прялухиной [1961], А.Е. Святловского [1955] и др., а по строению дна прилегающих морей – Г.Б. Удинцева [1960, 1965].

В пределах описываемой системы можно выделить три крупные части, тесно связанные одна с другой и в то же время обособленные. Соотношение между ними разные исследователи рассматривают по-разному. Это северное Анадырско-Корякское нагорье, п-ов Камчатка и Курильская дуга островов. К ним надо добавить еще четвертую своеобразную Охотско-Чукотскую вулканическую зону, часто именуемую в литературе "вулканическим поясом". Поясами мы теперь называем более крупные элементы строения земной коры, поэтому считаем удобнее упомянутую вулканическую зону, окаймляющую на севере и северо-западе рассматриваемую систему, называть "грядой" или "зоной".

В строении Анадырско-Камчатско-Курильской складчатой системы отчетливо выде-

ляется ряд крупных тектонических элементов – антиклинориев и синклинориев, частью ограниченных разломами. На севере, на побережье Анадырского залива, выделяется Большой Анадырский (или Эскимосский, по В.Ф. Белому [1963]) срединный массив. Юго-западный суженный конец этого массива разделяет на две ветви складки Корякского нагорья. Одна из них, представленная сложно построенным большим Хатырско-Наваринским антиклинорием, следует вдоль южного края Анадырского массива, подходя к бухте Угольной и мысу Наварин, а на западе отклоняется к югу в направлении к оконечности Камчатки, соединяясь, вероятно, со Срединным Камчатским антиклинорием. Другая ветвь тянется вдоль западного края Анадырского массива и состоит из двух зон антиклинориев, разделенных синклинориями. К первой относятся Таловско-Майнский и Пекульнейский антиклинории, которые образуют очень длинную и узкую антиклинальную зону, вытянутую от восточного берега Пенжинской губы до Северного полярного круга, и имеют северо-восточное, а на севере меридиональное простирание. Вторая, Мургальская антиклинальная зона вытянута вдоль западного края системы. Между Хатырско-Наваринским и Таловско-Майнским антиклинориями расположены антиклинории и глубокие синклинории, заполненные комплексом наиболее молодых здесь верхнемеловых–палеогеновых отложений.

Описанные структурные элементы с севера и северо-запада ограничены Охотско-Чукотской вулканической зоной, которая как "вулканический пояс" была намечена еще Н.С. Шатским на тектонической карте СССР в 1956 г. и описана затем многими исследователями [Устиев, 1959; Белый, Тильман, 1966]. Она характеризуется мощным развитием вулканических пород и сопровождающих их интрузивных гранитоидных пород на всем протяжении зоны, имеющей ширину 100–150 км. Здесь выделяются три яруса вулканических пород: 1) нижний, образованный преимущественно андезитами, а на Чукотке – липаритами, имеет апт-туронский возраст; 2) средний, представленный липаритами, в частности игнимбритами, возраст середина–конец позднего мела; 3) верхний, состоящий из базальтовых лав палеогенового возраста (вплоть до эоцена). Вулканические породы образуют сложный комплекс структур – складки, флексурообразные изгибы, моноклинали, сбросовые глыбы, заполняют грабены, просадочные впадины, прогибы. Всюду разбиты разломами. Вулканические толщи наложены на северный край Анадырского срединного массива и на структуры Верхояно-Чукотской системы, которые скрываются под ними, а также на окраинные части структур Корякско-Анадырского нагорья.

Вулканическая зона в целом связана с огромной системой глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простираний, секущих Анадырский срединный массив и структуры Верхояно-Чукотской складчатой системы. Разломы ограничивают северо-западный и северный край Анадырско-Камчатско-Курильской системы, раздробляя ее основание: они образовались одновременно с возникновением этой геосинклинальной системы в конце юры–начале мела. Вулканическая зона развивалась в тесном соотношении с геосинклинальным развитием Анадырско-Корякского нагорья [Белый, Тильман, 1966]. Ее можно рассматривать как своеобразную окраинную зону геосинклинальной системы, тесно связанную с нею в своем формировании и развитии.

В пределах Камчатки выделяются четыре главные зоны антиклинориев. Срединный антиклинорий протягивается через весь полуостров; в его южном окончании, у слияния с более западным Малкинским антиклинорием, расположен Малкинский массив древних домезозойских пород и интрузий. От этого массива отходит в северном направлении Малкинский антиклинорий (Южно-Камчатский, по В.И. Тихонову), который затем обрезается берегом Охотского моря. Третьим является Восточно-Камчатский антиклинорий, протягивающийся от южной оконечности через всю Камчатку и затем прослеживающийся через о-в Карагинский к побережью залива Корфа. Четвертый, Прибрежный антиклинорий расположен у самого берега и сохранился только в пределах наиболее далеко выдающихся в море полуостровов Тихоокеанского побережья – Кроноцкого и Камчатского.

Между этими антиклинориями расположены четыре синклинория: Западно-Камчат-

ский, Паланский, Центрально- и Восточно-Камчатский. Структурные элементы Камчатки связаны с элементами Анадырско-Корякского нагорья. Многие считают, что Малкинский антиклинорий является продолжением Таловско-Майнского [Горячев, 1966], а Срединный, как уже упомянуто, продолжается в Хатырско-Наваринский; южным продолжением Восточно-Камчатского антиклинория является сложный антиклинорий Большой Курильской дуги.

Курильская дуга представляет собой цепь островов, основание которых растет со дна моря в виде подводной гряды. Точнее рельеф дна океана у Курильской дуги позволяет выделить главную, или Большую, Курильскую гряду и параллельную ей, расположенную восточнее Малую Курильскую гряду, которая поднимается не так высоко, как первая, и в пределах которой над водой выступает лишь несколько небольших островов.

Острова Большой Курильской гряды образуют несколько (пять-шесть) отдельных гряд, каждая из которых не продолжается непосредственно одна за другой, а располагается несколько кулисообразно. Северный край каждого ряда островов расположен западнее продолжения южного конца предыдущего ряда. Такое строение островных дуг и наличие двух параллельных гряд являются очень типичными не только для Курильской дуги, но и для многих других.

Таким образом, западная, или Большая Курильская, гряда представляет собой антиклинорий, состоящий из ряда кулисообразно расположенных антиклиналей, выступающих из-под уровня моря в виде островов и увенчанных конусами молодых вулканов [Вергунов, 1964; Горячев, 1966; Святловский, 1955].

Малая Курильская гряда представляет собой самостоятельное антиклинальное поднятие, в пределы которого входит подводная возвышенность "Витязя"; оно отделено от Большой Курильской гряды прогибом, выраженным впадиной морского дна. Антиклинорий Малой Курильской гряды является, видимо, продолжением Прибрежного антиклинория Камчатки.

К северо-западу от Курильской дуги расположена глубоководная Южно-Охотская впадина, а с юго-востока гряда окаймлена узким глубоководным Курило-Камчатским желобом, который представляет собой одну из наиболее глубоких впадин океанов (до 9000 м). Этот желоб тянется на север до середины Камчатки и здесь резко под прямым углом поворачивает к востоку и протягивается затем вдоль Командорских островов и далее вдоль дуги Алеутских островов. Здесь видна неразрывная связь глубоководного желоба и дуги островов как единой системы прогибов и поднятий земной коры. Многие исследователи, в том числе автор [Муратов, 1957], Ю.М. Пущаровский [1964], Г.Б. Удинцев [1955] и другие считают, что это сочетание прогибов и поднятий островных дуг представляет собой современные геосинклинальные системы, возникшие по окраинам океанов. Продолжение Курило-Камчатского желоба вдоль берега Камчатки позволяет считать, что два восточных антиклинория последней составляют прямое продолжение двух антиклинальных гряд Курильских островов и, следовательно, их можно объединить в общую систему, как это и делают Г.М. Власов и В.А. Ярмолюк [1959], П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [1965], А.Е. Святловский [1955], А.В. Горячев [1966] и многие другие исследователи. Этот вывод позволяет предположить, что антиклинории Восточной Камчатки развивались в геологическом прошлом как островные дуги. Тектоническая история Камчатки до известной степени подтверждает этот вывод.

Однако о связи камчатских структур с Курильской дугой существуют и другие представления. В.И. Тихонов [1963] считает, что камчатские антиклинории в районе Петропавловска отклоняются к востоку и срезаются глубоководным желобом. По мнению Б.А. Петрушевского [1964], геосинклинальные структуры Камчатки полностью замыкаются у южной оконечности полуострова, а Курильская гряда не имеет к ним никакого отношения и является негеосинклинальной по своей природе. А.В. Горячев [1966] привел ряд убедительных доводов против двух последних точек зрения. Однако эти вопросы и поныне являются предметом дискуссии.

В истории развития Анадырского, Корякского и Камчатского участков рассматриваемой системы, несмотря на их тесную пространственную структурную связь, имеется ряд существенных отличий. По-видимому, должна быть обособлена Курильская дуга вместе с восточной окраиной Южной Камчатки.

Комплекс основания рассматриваемой системы в виде допалеозойских пород выступает на юге Срединного антиклинория Камчатки у слияния его с Малкинским и представлен колпаковской и камчатской сериями. Первая состоит из биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев, вторая – из хлоритовых ставролит-гранатовых и слюдистых сланцев, амфиболитовых, амфиболит-кварцевых сланцев и филлитов. Они несогласно перекрыты породами, относимыми условно к палеозою. Это филлиты, эпидот-хлоритовые сланцы, туфы, аспидные сланцы и порфириты значительной мощности. Их палеозойский возраст ничем не подтвержден. Скорее всего, это также отложения верхов протерозоя. Породы верхней серии протерозоя выступают в хребте Ганальские Востряки, относящемся уже к южной части Восточно-Камчатского антиклинория, а также в его северной части в Хавывенском поднятии. Анадырский срединный массив под чехлом осадочно-вулканогенных пород также, вероятно, сложен протерозойскими породами, образующими складчатые структуры байкальского возраста. Выходы их есть только к северу от устья Анадыря.

Палеозойские породы, фаунистически охарактеризованные, известны в ядрах и крыльях антиклинориев Корякского нагорья.

В Таловско-Майнском и других антиклинориях на западе системы палеозойские отложения представлены глинистыми породами, песчаниками и известняками ордовика–перми. В частности, значительной мощности достигают аргиллиты и песчаники с гониатитами нижнего карбона, а также нижне- и верхнепермские отложения – конгломераты, глинистые породы, известняки, эффузивы и туфы (Пенжинский район). В восточных частях системы, в Хатырско-Наваринском антиклинории, распространены только многочисленные глыбы известняков с фауной, подтверждающей их возраст от ордовика до перми, включенные в более молодые мезозойские толщи. Они указывают на широкое распространение под ними палеозойских известняков. Многие исследователи указывают, кроме того, на наличие в ядрах сложного Хатырско-Наваринского антиклинория вулканогенно-кремнистых пород палеозоя [Егиазаров и др., 1965], сопровождаемых ультраосновными интрузиями палеозойского возраста. Их палеозойский возраст является предположительным. Палеозойские породы, хотя и значительной мощности на западе нагорья, вряд ли могут быть отнесены к геосинклинальным; не доказано наличие геосинклинальных палеозойских толщ и на востоке системы. То же самое касается триасовых и нижне-среднеюрских отложений, известных только на западе и представленных глинисто-песчаными породами и туфогенными песчаниками в Пенжинском прогибе и в верховьях Анадыря. Здесь они имеют характер платформенных формаций [Белый, Тильман, 1966].

Следовательно, можно считать вполне вероятным, что палеозойские и нижнемезозойские породы в пределах рассматриваемой системы представляют собой образования типа чехла срединных массивов и молодых платформ. Геосинклинальные серии этого возраста, может быть, и существуют в этой области, но пока не выявлены.

Все это дает возможность считать вероятным, что на большей части площади, начиная от Анадырского срединного массива на севере, затем в пределах Корякского нагорья и большей части Камчатки на юге, где имеется ряд его перечисленных выходов, присутствует складчатое основание позднедокембрийского (байкальского) возраста, которое частично покрыто осадочным чехлом палеозойских и нижнемезозойских пород. Комплекс основания и его чехол, как всегда в геосинклинальных системах, были вовлечены в прогибание и складчатость при последующем развитии системы. Только в самой восточной прибрежной части Камчатки, в пределах Курильской дуги, а также на Командорских и Алеутских островах нет никаких данных о присутствии комплекса верхнедокембрийского основания, поэтому эта относительно узкая зона рассматриваемой системы может быть обособлена.

Образование геосинклинальных прогибов началось в конце юры на севере, в пределах Корякского нагорья и в бассейне Анадыря. Верхнеюрские–нижнемеловые отложения представлены здесь типичной мощной геосинклинальной серией основных вулканогенных и кремнистых пород, сопровождаемых интрузиями основного и ультраосновного состава. Эта офиолитовая серия включает и многочисленные глыбы палеозойских известняков с фауной. Она слагает ядро Хатырско-Наваринского и часть Таловско-Майнского антиклинориев. В более западных частях последнего она замещается терригенной серией без вулканических пород.

С апта до начала позднего мела вулканическая деятельность не проявлялась в складчатой системе и, наоборот, была чрезвычайно интенсивной в окраинной вулканической зоне, где формировался нижний ярус – андезитовые толщи. Образование его сопровождалось внедрением многочисленных гранодиоритовых интрузий вдоль вулканической зоны, которые отсутствуют в пределах Корякского и Анадырского нагорий. Вместо них здесь имеются многочисленные ультраосновные интрузии мелового возраста, которые образуют как крупные отдельные тела, так и цепочки мелких внедрений, связанных с разломами. В конце позднего мела в складчатой системе Корякско-Анадырского нагорья происходили интенсивное поднятие и рост геоантиклиналей, а в прогибах между ними накапливались флишеподобные и терригенные (песчаниковые) толщи без существенных вулканических проявлений. В окраинном вулканическом поясе формировалась липаритовая вулканическая формация (средний ярус), сопровождаемая внедрением интрузий гранитов.

В самом конце мела и в палеогене происходило заполнение отдельных прогибов континентальными осадками с лавами основного состава, так же как и формирование базальтовой толщи верхнего яруса в вулканической зоне. В целом складчатая система Анадырско-Корякского нагорья с конца мела была поднята, превращена в горную страну. Наложенные межгорные впадины начали формироваться и заполняться орогенным комплексом осадков с палеогена и особенно интенсивно со среднего миоцена (Олюторский прогиб). С этого времени, видимо, начинается здесь заключительный этап развития.

В пределах Камчатки и Курильских островов осадки, соответствующие верхнеюрско-нижнемеловому геосинклинальному комплексу Анадырско-Корякского нагорья, пока не обнаружены. Возможно, что он скрыт на глубине или развитие геосинклинальных прогибов здесь началось позже, с позднего мела.

Верхнемеловые отложения достигают здесь огромной мощности и на востоке Камчатки представлены вулканогенно-кремнистыми породами (до 10 км), а на западе – песчано-глинистыми и кремнистыми толщами (до 5 км). Они сформировались в двух различных прогибах, разделенных геоантиклиналями и возникших на месте Срединного антиклинория [Горячев, 1966]. В палеогене Камчатка была поднята и накопление осадков продолжалось только в ее западной части. В середине олигоцена произошло поднятие. Начиная с этого времени накопление осадочных и вулканических толщ шло в трех прогибах, разделенных поднятиями. Последние имели черты островных гряд. Самой молодой является геоантиклиналь Прибрежного хребта, возникшая в позднем миоцене–плиоцене [Горячев, 1966]. После ее образования в остаточных прогибах продолжалось осадконакопление и образование флишеподобных и вулканогенных толщ верхнего миоцена–плиоцена.

Процесс развития прогибов и геоантиклинальных поднятий на Камчатке и в Курильской дуге происходил в связи с движениями по системе глубинных разломов. Он сопровождался внедрением довольно многочисленных, хотя и мелких, интрузивных тел. С начальными стадиями этого процесса связано внедрение основных и ультраосновных (перидотитовых, дунитовых) интрузий вдоль разломов на Восточной Камчатке. Они здесь связаны с верхнемеловыми вулканогенно-глинистыми отложениями.

Более молодые интрузии начала палеогена представлены кварцевыми диоритами, образующими небольшие массивы в Срединном и Восточно-Камчатском антиклинориях. Такого же возраста интрузии или несколько более молодые (50 млн лет, по

данным Л.В. Фирсова) известны на юге Курильской дуги и представлены габброидами.

Структуры Срединного антиклинория и Восточной Камчатки прорваны диоритами, габбро-диоритами миоценового возраста, а на Курильской гряде распространены многочисленные мелкие интрузии гранитоидов (кварцевые диориты – плагиограниты), прорывающие и метаморфизующие миоценовые породы. И на Камчатке, и на Курильской гряде присутствуют также еще более молодые плиоценовые тела гранитоидов и диорит-порфиритов. Интрузивные тела тесно связаны с глубинными разломами и часто образуют цепочки вдоль них.

В конце плиоцена весь полуостров был захвачен поднятиями, стали формироваться континентальные и лагунные отложения. В это время начались крупные излияния основных лав, и в течение четвертичного периода образовались современные наземные вулканические конусы.

Существенная перестройка структурного плана произошла (по В.И. Тихонову) в позднем плиоцене. Возможно, что с этого времени Камчатка вступила в орогенный этап развития, для которого характерно интенсивное проявление наземного вулканизма. Сходной была история Курильской дуги, в которой также известны верхнемеловые вулканогенно-кремнистые толщи, палеогеновые и неогеновые отложения. Поднятие Большой и Малой Курильских гряд началось в палеогене, продолжалось в течение неогена и антропогена. Однако в этой части геосинклинальной системы еще не закончился главный геосинклинальный этап, и она находится на значительно более ранней стадии развития, чем Камчатка. По-видимому, три части Анадырско-Камчатско-Курильской системы сейчас находятся на разных стадиях развития. Анадырско-корякская часть в неогене (или даже раньше – с начала палеогена, как считают В.Ф. Белый и С.М. Тильман [1966]) вступила в заключительный этап. Связанная с ней по простиранию камчатская часть системы тоже закончила главный этап развития и вступила в заключительный, но намного позже, в конце плиоцена. Южная, курильская часть вместе с юго-восточной камчатской еще находится на более ранней, геосинклинальной стадии.

Вероятно, дальнейшее изучение рассматриваемой системы позволит дать более четкое и обоснованное представление об ее истории развития и позволит разделить ее, может быть, на три или несколько систем[1].

В заключение следует отметить, что чрезвычайно важным является предположение об отличии основания Курильской гряды и юго-восточной окраины Камчатки от всей остальной территории Камчатки и Корякско-Анадырского нагорья. Для последних есть достаточно данных, свидетельствующих об их заложении и развитии на байкальском комплексе основания. Для Курильской дуги и ее продолжения на Камчатке можно высказать предположение о возникновении их на коре океанического типа. Интересные доводы в пользу этого предположения приведены недавно в работе М.С. Маркова, И.А. Соловьевой и В.Д. Чеховича [1967], которые дали анализ геофизических данных о строении Курильской дуги. Они ее рассматривают как область зачаточного образования гранитного слоя земной коры, возникшего в пределах островных дуг. Эти идеи высказывались и ранее, но здесь получили известное обоснование. Если это предположение правильно, то Курильская дуга вместе с юго-восточной частью Камчатки принципиально отличается по строению и истории развития от всех других складчатых поясов, обладающих, как мы видим, байкальским основанием.

В Тихоокеанском поясе концентрическое расположение складчатых областей и систем, от наиболее древних по краям к наиболее молодым во внутренней части кольца, в целом выдерживается очень отчетливо как в южной (приморской), так и в северной частях этого пояса в пределах нашей страны. При этом на севере отсут-

---

[1] Для разделения рассматриваемой системы на две – Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую, как это сделано В.Ф.Белым, А.А.Николаевским, С.М.Тильманом и Н.А.Шило [1964а], пока нет достаточных оснований. Особенно вызывает возражения отнесение единого Хатырско-Наваринского антиклинория к двум разным системам с разделением его на две части.

ствуют палеозойские складчатые системы и Сибирскую платформу окаймляет Верхояно-Чукотская мезозойская система. Своеобразие ее заключается еще в том, что она относится к числу поздних. Начало ее развития приходится на конец палеозоя. В других складчатых поясах мы знаем отдельные поздние геосинклинальные прогибы внутри систем. Здесь мы имеем позднюю систему в целом. Правда, такими же, даже еще более поздними, являются геосинклинальные системы Альпийской складчатой области, возникшие в триасе и даже в юре. Следовательно, она не является исключением.

Верхояно-Чукотская система и, видимо, бóльшая часть Анадырско-Камчатской расположены на байкальском складчатом основании[1], так же как Уссурийско-Амгунская, Сихотэ-Алинская и часть Сахалино-Хоккайдской. Они в этом отношении сходны с системами других складчатых поясов – Средиземноморского и Урало-Монгольского. Только для Курильской гряды, юго-востока Камчатки и Командорско-Алеутской дуги, а также, может быть, и для восточной части Сахалино-Хоккайдской системы можно говорить о заложении геосинклинальных прогибов непосредственно на океаническом основании. Эти прогибы, таким образом, могут быть отнесены к числу океанических, или к талассогеосинклиналям (по Н.А. Богданову [1966]). В такого рода геосинклинальных системах, как думают многие исследователи, происходит начальный процесс становления гранитного слоя земной коры, иначе говоря, они проходят еще ту стадию существования земной коры, которая в других поясах (Средиземноморском, Урало-Монгольском и значительной части Тихоокеанского) протекала в позднем протерозое и завершилась образованием комплекса байкальского основания.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

Средиземноморский складчатых пояс отделяет древние Восточно-Европейскую, Таримскую и Тибетскую платформы от Африканской, Аравийской и Индостанской. Он охватывает значительное пространство Европы, Юго-Западной Азии и северного побережья Африки.

На участке между юго-восточной оконечностью Восточно-Европейской платформы и краем Таримской платформы Средиземноморский пояс граничит с Урало-Монгольским, отделяясь от него протяженной и сложной зоной глубинных разломов, вытянутой вдоль Мангышлака, гор Нуратау и далее через Южный Тянь-Шань.

Средиземноморский пояс включает три крупные обособленные части, различающиеся по возрасту завершающих процессов складчатости и магматизма. Это, во-первых, Западно-Европейская герцинская складчатая область, охватывающая значительную часть Центральной и Западной Европы, включая Пиренейский полуостров. Она закончила свое развитие, как известно, в конце палеозоя. Во-вторых, это собственно Альпийская складчатая область, или, как ее часто в последнее время называют, Альпийский складчатый пояс, протягивающийся от Гибралтара через Альпы, Карпаты, Динарские горы, Малую Азию, далее в Иран и Афганистан, Гиндукуш, Памир, Каракорум до Гималаев. В целом это область неогеновой складчатости. Третью часть образует Скифско-Южно-Туранская складчатая область, слагающая фундамент одноименных обширных плит. В целом она протягивается от предгорий Памира, через равнины Таджикистана и Туркмении, среднюю часть Каспийского моря, Северный Кавказ, Равнинный Крым до Валахской впадины в Румынии. Строение складчатого основания этих плит под осадочным чехлом пока еще очень плохо известно. По-видимому, наибольшая роль в его строении принадлежит позднедокембрийским (байкальским) складчатым структурам. Присутствуют также более узкие, но протяженные складчатые системы палеозойского возраста. Отдельные участки фундамента плит могут являться и блоками древней платформы.

[1] В более поздних работах М.В. Муратов подчеркивал дорифейский возраст основания Верхояно-Чукотской области. – *Примеч. ред.*

Кроме перечисленных трех крупных складчатых областей, к Средиземноморскому поясу ранее казалось возможным относить еще четвертую – Индонезийскую складчатую область Юго-Восточной Азии, включающую Араканский хребет Бирмы, Андаманские и Никобарские острова и всю дугу Индонезийского архипелага вплоть до зоны сочленения их со структурами Филиппинских островов и о-ва Хальмахера, которые относятся к Тихоокеанскому поясу.

Однако по строению и истории развития Индонезийская складчатая дуга существенно отличается от Альпийского складчатого пояса, представляя собой очень молодую складчатую систему, возникшую на океанической земной коре. Поэтому сейчас более правильно всю систему островов Индонезии вместе с Араканским хребтом выделить из состава рассматриваемого пояса и объединить в самостоятельный Индонезийский пояс. Это тем более верно, что последний достигает огромных размеров (более 8000 км в длину) и тесно связан историей развития с Тихоокеанским поясом, ответвлением которого он и является.

Средиземноморский пояс имеет чрезвычайно сложные строение и историю развития, особенно это касается расположенного в его пределах собственно Альпийского пояса. В формировании складчатых областей пояса важнейшую роль играют системы глубинных разломов, и в частности системы крупных надвигов и покровов, достигающие в Альпах и Гималаях огромного масштаба.

В целом пояс с начала неогена находится на орогенном этапе развития, и у него полностью оформились важнейшие структурные элементы этого этапа – высокогорные молодые поднятия и системы межгорных и краевых впадин, заполненные мощным молассовым комплексом отложений.

Важной особенностью последнего этапа развития Средиземноморского пояса является образование в его пределах системы новейших глубоких котловин, возникших в плиоцене. Они наложены на самые различные складчатые структуры и срединные массивы пояса и заполнены водами внутренних морей (Каспийского, Черного, Мраморного, Эгейского, Ионического, Адриатического, Тирренского, Балеарского, Альборанского и др.). Котловины этих морей сформировались за относительно очень короткий отрезок времени конца плиоцена и четвертичного периода и не успели заполниться осадочными отложениями. С этим же этапом связан и широко развитый новейший вулканизм этой части пояса.

УДК 551.242 (4–015)

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА ОСНОВАНИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА[1]

В западной половине Средиземноморского пояса, которая включает всю Южную Европу, горные гряды Марокко, Алжира и Туниса в Северной Африке и всю Юго-Западную Азию (Турцию, Иран, Афганистан, Пакистан) расположено несколько различных по возрасту окончания геосинклинального развития складчатых областей. Из них три области палеозойской (герцинской) складчатости и одна – кайнозойской (альпийской). К палеозойским относятся области: 1) Западно-Европейских герцинид, охватывающая территорию Польши, ГДР, ФРГ, Бельгии, Франции, Южной Англии и значительной части Пиренейского полуострова; 2) Северо-Африканских герцинид Атласа, включающая значительную часть Марокко, Алжира и Туниса; 3) Скифско-Бухарская область, протягивающаяся к югу от Восточно-Европейской платформы, от Добруджи через Равнинный Крым и Северный Кавказ, пересекая Каспийское море, в Туркмению, южную часть Узбекистана и Таджикистан. Она служит основанием Скифской и Бухарской

[1] См.: Геотектоника. 1969. № 2. С. 3–21.

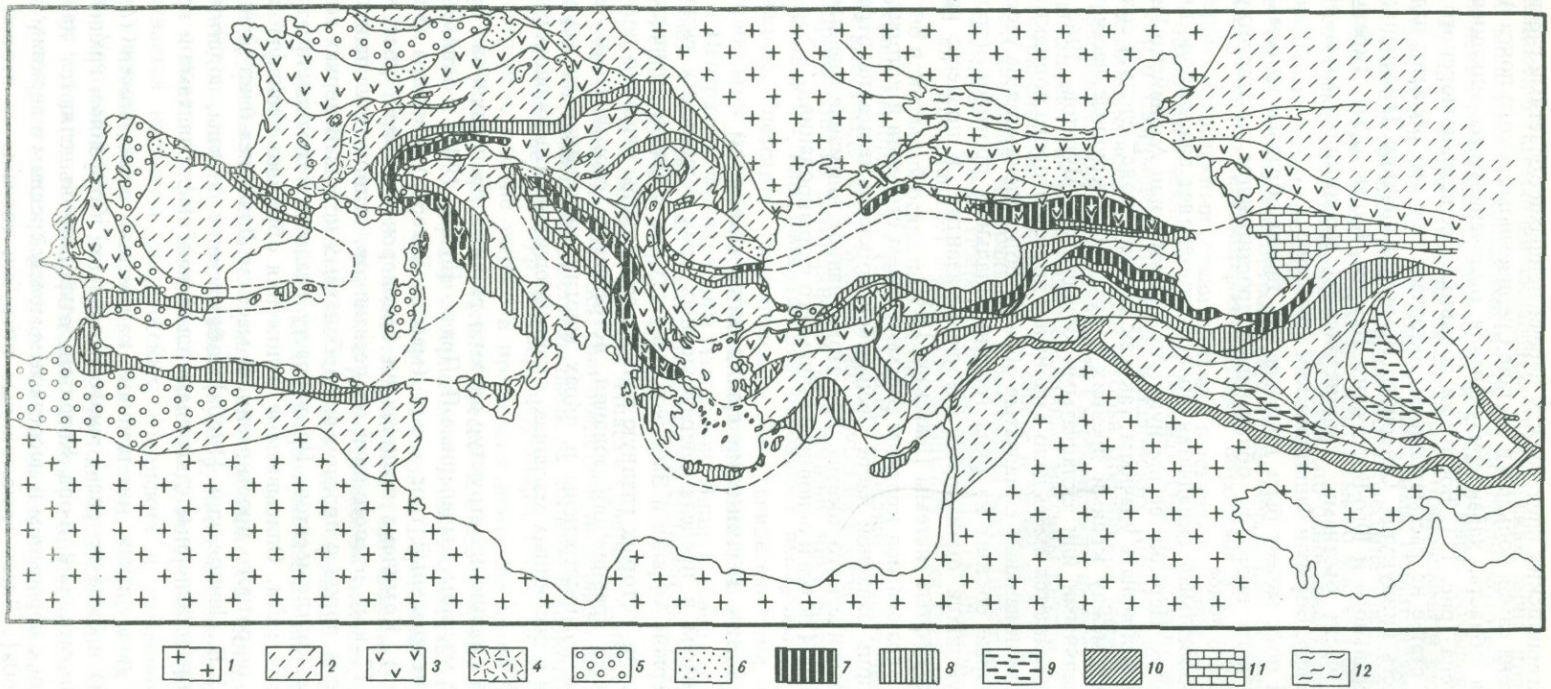


Рис. 11. Схема Средиземноморского пояса Европы и Юго-Западной Азии

1 – Восточно-Европейская и Африканская древние (дорифейские) платформы; *2* – байкальское складчатое основание Средиземноморского пояса под платформенным чехлом и на поверхности; *3, 4* – герцинские эвгеосинклинальные системы и отдельные прогибы: *3* – ранние ($Cm-C_1$), *4* – поздние (D_2-C_1); *5* – герцинские миогеосинклинальные системы и прогибы; *6* – межгорные впадины и краевые прогибы заключительного этапа герцинского геосинклинального развития ($C_2-P_1-T_1$); *7, 8* – альпийские геосинклинальные системы и прогибы: *7* – ранние (T_3-Pg), *8* – поздние ($Gr-Pg$); *9* – альпийские терригенные прогибы с угленосными юрскими отложениями (J_{1-3}); *10* – альпийские поздние геосинклинальные прогибы "шовного" типа с офиолитами и "пестрой смесью" (меланж), в том числе Таврский, Загросский, Анкарский и Севанский, частично изображенные на схеме как поздние; *11* – альпийские миогеосинклинальные прогибы; *12* – авлакоген Донецкого бассейна

(Южно-Туранской) эпигерцинских плит. Между перечисленными областями герцинской складчатости расположена самая большая в составе Средиземноморского пояса Альпийская геосинклинальная область, характеризующаяся окончанием геосинклинального развития в конце неогена (рис. 11). Восточная половина Средиземноморского пояса, которую мы в данной статье не рассматриваем, включает еще три области: палеозойскую складчатую область Гиндукуша, Северного Памира, Куньлуня, Наньшаня; мезозойскую область Центрального и Юго-Восточного Памира, Каракорума, Тибета, п-ова Малакка и северной части Вьетнама; Индонезийскую геосинклинальную область, охватывающую Индонезию, Бирму и Филиппинский архипелаг.

Средиземноморский пояс может быть подразделен, таким образом, на семь складчатых областей различного возраста, обладающих простиранием, соответствующим общему направлению всего пояса.

Альпийская геосинклинальная складчатая область составляет важнейшую внутреннюю часть в его пределах. Нередко ее именуют Альпийским или Альпийско-Гималайским поясом, что нельзя признать удачным, так как термин "пояс" следует сохранить для всего пространства между краями древних платформ, а крупные части поясов именовать геосинклинальными или складчатыми областями [Муратов, 1964, 1967; Хаин, 1964], иначе нам придется иметь дело с наличием поясов второго порядка внутри главных поясов. Геосинклинальные складчатые области подразделяются на геосинклинальные системы, которые состоят из ряда геосинклинальных прогибов (трогов) и поднятий, характеризующихся одинаковой историей развития; в процессе развития они превращаются в складчатые системы [Шатский, 1947].

В данной статье мы ограничимся кратким рассмотрением строения и истории тектонического развития лишь западной части Средиземноморского пояса на отрезке от Ирана до берегов Атлантического океана, при этом главное внимание уделим строению складчатого основания пояса и основным этапам его формирования.

ОСНОВАНИЕ ГЕРЦИНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Складчатым основанием в пределах перечисленных трех герцинских складчатых областей Европы, Северной Африки и Западной Азии служит мощный комплекс метаморфических толщ, среди которых главную роль играют породы верхнего докембрия и подчиненную – более древние образования, встречаемые спорадически. Выходы складчатого основания распространены в ядрах многих антиклинориев герцинских складчатых структур и в срединных массивах, окаймляющих и разделяющих палеозойские складчатые системы.

Комплекс основания герцинских структур широко развит в пределах п-ова Бретань, где он слагает крупные массивы, выделенные П. Прюво [Pruvo, 1949] и окаймляющие Арморикансий геосинклинальный трог с юга (массив Лигериа) и севера (массивы Домнонеа и Манцеллиа). Комплекс представлен бриоверской серией, достигающей огромной мощности (12 км) и состоящей из песчаников, аспидных сланцев, пачек эффузивов и кремнистых пород с прослоями карбонатных пород. В верхах ее много песчаников, аркозов и конгломератов. По возрасту эта серия соответствует всему рифею или какой-то его части. Описываемые отложения образуют сложную систему сжатых складок почти широтного простирания. В массиве Домнонеа близ залива Сен-Брие, как упоминает Е.В. Павловский [1960а], обнаружены породы, подстилающие бриоверскую серию и представленные слюдяными сланцами, амфиболитами и гранитогнейсами.

Бриоверская серия подверглась интенсивной кадомской складчатости (соответствующей байкальской) и была прорвана многочисленными интрузиями гранитоидов. Севернее, в пределах Нормандии и п-ова Котантен, отчетливо выделяются две фазы кадомской складчатости с перерывом и несогласием между средним и верхним бриовером [Павловский, 1960а]. Здесь гранитоидные интрузии связаны со второй фазой кадомской складчатости. Наряду с кадомскими интрузиями на Арморикансой воз-

вышенности в Нормандии складчатая бриоверская серия прорвана во многих частях более молодыми герцинскими интрузиями, среди которых выделяют три генерации (бретонские гранитоиды, судетские и астурийские). Бóльшая часть Центрального массива Франции также сложена складчатыми осадочными и вулканогенными породами бриовера, прорванными местами герцинскими гранитоидами. Можно полагать, что и вся площадь фундамента Аквитанского бассейна представляет собой продолжение кадомских (байкальских) структур Центрального массива Франции и массива Лигериа Арморикапской возвышенности, но здесь это основание залегает глубоко и прикрыто мощным осадочным чехлом.

На Пиренейском полуострове верхнедокембрийские складчатые системы, представленные различно метаморфизованными породами и прорванные значительными по размерам герцинскими гранитоидами, выступают из-под мезозойского и кайнозойского осадочного чехла во многих районах. Они слагают возвышенные гряды Иберийских гор и Сьерра-де-ла-Деманда, Каталонских гор и Сьерра-де-Гвадаррамы, а также всю окраинную восточную часть нагорья Иберийской Месеты – от гор Леон на севере и до Толедских гор и восточной части Сьерра-Морены на юге.

Они слагают также большие срединные массивы внутри Иберийской палеозойской складчатой системы – Корунья на севере и Эвора на юге, в Португалии. Можно полагать, что бóльшая центральная и восточная части Пиренейского полуострова между Пиренейскими горами, Иберийской палеозойской складчатой системой и Сьерра-Невадой на юге представляет собой докембрийский – кадомский (байкальский) массив, частично прикрытый осадочным чехлом.

Позднедокембрийское (байкальское) основание слагает Чешский массив, включающий на юго-западе более древний молданубский комплекс, образующий внутри байкалид ядро крупного антиклинория или древний внутренний массив. Участки позднедокембрийского или байкальского основания выступают в Шварцвальде, Вогезах, Оденвальде, Спессарте, Тюрингенском Лесе, свидетельствуя, что аналогичное основание, прикрытое осадочным чехлом, широко развито на всем пространстве между Чешским и Центрально-Французским массивами. Лишь к северу от области развития этого основания идет широкая полоса герцинских складчатых структур Саксо-Тюрингской и Рено-Герцинской зон, а также Арденн.

В герцинской складчатой области Атласа в Северной Африке допалеозойское основание выходит в немногих местах. Оно представлено серицитовыми сланцами, риолитами и щелочными гранитами, выступающими на востоке Высокого Атласа, в Центральном массиве и массиве Эль-Бур [Шубер, Фор-Мюре, 1964]. Однако можно полагать, что распространено оно не только в пределах герцинских антиклинориев, но, возможно, слагает основание пологих участков месет и впадин между Прибрежными хребтами (Телль-Атлас и Риф), Средним Атласом и Высоким Атласом. Иначе говоря, можно полагать, что плато Оранской, Марокканской и Береговой Месет могут обладать на широком пространстве позднедокембрийским (байкальским) основанием. Не исключено также, что и восточная часть рассматриваемой области, где нет выходов палеозойских складчатых структур на поверхность в пределах восточной части Алжира и Туниса, представляет собой площадь прикрытого чехлом позднедокембрийского (байкальского) основания.

В Добруджинско-Скифско-Бухарской палеозойской складчатой области байкальский комплекс можно видеть в Южной Добрудже (зеленые сланцы), где он, вероятно, слагает основание всей Мизийской плиты. Досилурийский возраст этого основания доказывается наличием силурийских, девонских и каменноугольных отложений в составе нижней части осадочного чехла плиты. Пологое их залегание установлено [Barbu, Vasilescu, 1967] по данным бурения. В восточной части Равнинного Крыма бурением вскрыты метаморфические сланцы, образующие другой, менее значительный по размерам массив байкальских складчатых структур основания [Муратов и др., 1968].

В пределах Северного Кавказа широко развиты породы герцинского молассового

комплекса (средний карбон, пермь). Однако допалеозойское основание здесь вскрыто бурением только в одном месте на Ставропольском поднятии. Поэтому байкальское основание в равнинной части Северного Кавказа можно только предполагать. Далее в пределах описываемой области древнее основание выступает из-под осадочного чехла только далеко на востоке, в предгорьях Гиссарского хребта, и в отдельных местах вскрыто бурением. В Гиссарском хребте оно представлено разнообразными кристаллическими сланцами, относимыми к позднему докембрию, прикрытыми местами палеозойскими породами (силур–девон), образующими остатки чехла основания. Местами присутствуют также каменноугольные и пермские обломочные породы, которые можно отнести к образованиям герцинского молассового комплекса.

Как видно, всюду, где имеются выходы допалеозойского основания в пределах перечисленных герцинских складчатых областей, оно относится к позднедокембрийским образованиям – аналогам ранних и поздних байкалид. Возможно, что байкальское основание слагает значительно бóльшую площадь и образует более значительные участки в пределах территорий, перекрытых мезозойско-кайнозойским чехлом, чем можно себе представить исходя из простого сопоставления отдельных выходов. Весьма вероятно, что оно скрыто под такими мезозойско-кайнозойскими платформенными впадинами, как Аквитанский и Парижский бассейны, Марокканская и Оранская Месеты Северной Африки, а также развито на значительных пространствах под молодым чехлом Пиренейского полуострова, Скифской и Бухарской плит.

ОСНОВАНИЕ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Альпийской складчатой области предполагалось широкое распространение герцинского складчатого основания, включающего лишь отдельные более древние срединные массивы. Г. Штилле уже давно высказывал предположение, что Альпийская складчатая область развилась в результате регенерации геосинклинальных условий в области герцинской складчатости. Близкие высказывания принадлежат Н.С. Шатскому [1960а], который считал Альпийскую складчатую область остаточной, развившейся внутри герцинской области. Несколько позже я также пытался обосновать наличие герцинского фундамента Альпийской складчатой области и высказывался о ее развитии на нем [Муратов, 1962].

Однако эти представления должны быть пересмотрены, так как выяснилось, что хотя герцинское основание и имеет существенное значение в Альпийской складчатой области, но оно все же занимает меньшее пространство, чем более древнее байкальское основание, которому принадлежит, как и в пределах герцинских областей, главная роль. Прежде всего это было установлено для территории Ирана, где А. Штеклин [1966] показал широкое развитие палеозойских пород от кембрия до перми в фациях платформенного типа, но с весьма однообразным характером разреза, который существенно не изменяется по мощности и составу на значительных пространствах от Эльбурса на севере до Загроса на юге. Более того, в основании разреза палеозойских пород были установлены верхнедокембрийские толщи (эокембрий – аналоги венда) также в платформенных фациях. Они налегают на складчатое метаморфическое основание более древнего (раннебайкальского) возраста. Вендские (эокембрийские) породы со строматолитами [Штеклин, 1966] и вся толща палеозойских отложений представляют собой в этой части Альпийской складчатой области образования, очень сходные по фациям и мощностям с чехлом молодых платформ. В данном случае они образуют чехол складчатого основания значительной по площади части Альпийской складчатости области. Судя по возрасту подошвы этого чехла, его фундамент может быть не моложе, чем средний рифей, т.е. он может относиться только к ранним байкалидам. Следовательно, альпийские геосинклинальные системы на территории Ирана развились на байкальском (раннебайкальском) основании, прикрытом чехлом платформенного типа, а палеозойские геосинклинальные системы и соответствующие им осадочно-вулканогенные формации здесь неизвестны. Та же картина, по существу, наблюдается в пре-

делах всего Малого Кавказа, а также Дзирульского массива. В последнем байкальское основание выступает на поверхность; выходит оно также и в виде отдельных блоков на Малом Кавказе в Мисханском, Мегринском и Локском массивах, а также в Даралагезе. Все имеющиеся здесь выходы палеозоя представлены большей частью карбонатными породами в фациях чехла, близких по характеристике к палеозою Ирана. При этом разрез палеозойских пород Даралагеза очень сходен с разрезом Ирана. Все это приводит к выводу, что вся территория Малого Кавказа очень сходна по своей истории в палеозое с территорией Ирана. Весьма вероятно, таким образом, что байкальское основание подстилает весь Малый Кавказ, а также Дзирульский массив и распространяется под Куринскую и Рионскую впадины вплоть до подножия Большого Кавказа, где появляются палеозойские геосинклинальные формации в верховьях Цхенисцкали и Ингури (Сванетский антиклинорий).

То же самое касается значительной части Малой Азии. Здесь в пределах Мендересского и Киршехирского срединных массивов байкальское основание выступает на поверхность. Выступает оно и в крупных поднятых блоках, чешуях и ядрах антиклинориев в системе Тавра, в частности в Битлисском массиве западнее оз. Ван. На это основание в пределах Тавра налегают палеозойские породы начиная с кембрия, ордовика и силура и кончая пермью, представленные однообразными карбонатными или сланцево-песчанистыми толщами [Фюрон, 1955; Эрентоз, 1967], которые могут рассматриваться как типичные формации чехла основания. Правда, сами турецкие геологи весьма осторожно относятся к оценке возраста метаморфических пород, слагающих это основание [Эрентоз, 1967]. Чаще всего их относят к "кристаллическому комплексу" без указания возраста. Многие геологи считают, что эти породы палеозойские; иногда среди них выделяют нижний и верхний палеозой. И. Кетин [1966] приводит ряд доводов в пользу того, что кристаллический комплекс представляет собой метаморфизованный мезозой.

Однако сходство разрезов метаморфических пород Киршехирского и Мендересского массивов с породами Родопского и Пелагонийского массивов позволяет считать более вероятным их позднедокембрийский (рифейский) возраст. Подобные же породы выступают в массиве около Малатьи в Восточном Тавре, в горах Иглиз, массиве Болудаг, к югу от Чанаккале, у южного берега Мраморного моря, на о-ве Мармара в Султандаге и в других местах. Докембрийский возраст этих пород подтверждается налеганием на них во многих местах палеозойских отложений осадочного чехла, которые начинаются ордовиком или силуром, а в горах Анамур даже кембрием [Эрентоз, 1967]. Возможно, что наряду с верхнепротерозойскими (рифейскими) породами присутствуют и более древние. В частности, высокометаморфизованные гнейсы и кристаллические сланцы Мендересского массива, вероятно, представляют собой более древние образования.

Таким образом, бóльшая часть Малой Азии может рассматриваться как обладающая байкальским основанием. Только на северо-западе, в пределах Западного Понта, и в районах, прилегающих к берегам Мраморного моря, появляются палеозойские геосинклинальные складчатые толщи, и, следовательно, можно говорить о наличии герцинского основания. На Балканском полуострове байкальское основание выступает в Родопском, Сербско-Македонском и Пелагонийском массивах. В Сербско-Македонском массиве М. Дмитриевич и Б. Чирич [1966; Dmitrievic, 1967] выделяют два сложных по составу комплекса метаморфических пород, из которых верхний относят к верхнему протерозою (аналогам рифея), а нижний, более древний, считают тоже протерозойским. Стратиграфию метаморфических толщ Родопского массива в последнее время изучали многие болгарские геологи (Д. Кожухаров, И. Боянов, В. Вергилов и др.). По данным Д. Кожухарова [1967], последовательность древних толщ этого массива очень сходна с разрезом докембрия Пелагонийского массива, описанным М. Арсовским [1960] и Р. Стояновым [1960]. В Родопском массиве выделяются два комплекса. Нижний, относимый к архею, представлен гнейсами и другими глубоко метаморфизованными породами. На них несогласно налегает второй комплекс, раз-

деленный на шесть свит и относимый в целом к протерозою. На Пелагонийском массиве развиты аналоги пяти верхних из этих свит. Не может быть сомнения, что описанные породы всех трех массивов Балканского полуострова подверглись складчатости и метаморфизму в конце протерозоя, т.е. в байкальскую эпоху складчатости. Вместе с тем байкальское основание в Родопском массиве было прорвано интрузиями позднепалеозойских гранитоидов (массив Витош).

Подобные же метаморфические толщи описаны А. Грубичем в южной оконечности Карпат в Восточной Сербии, где они слагают отдельные массивы, разделенные узкими складчатыми зонами и разломами. Здесь также известны и палеозойские гранитоиды.

В Южных Карпатах допалеозойское основание выступает на огромной площади, слагая все главнейшие горные массивы как в пределах самих Карпат, так и в Банатских горах. Согласно данным сводки М. Дессила-Кодарча [Dessila-Codarcea, 1967], здесь в составе основания выделяются три комплекса. Древнейший комплекс Лотру она сопоставляет с добайкальскими – карельскими или беломорскими образованиями платформы. Второй комплекс, алутский, рассматривается как принадлежащий к верхнему докембрию и сопоставляется с готскими образованиями Балтийского щита, т.е. является аналогом ранних байкалид. Третий комплекс, собственно байкальский, или позднебайкальский, к которому относятся метаморфические серии, слагающие массивы Фэгэраш, Себеш, Пояна-Рускэ, Мыниом–Догнеча, Локва, окаймляют древнее антиклинальное ядро Южных Карпат, сложенное серией Лотру и алутским комплексом. Формированием этого комплекса закончилось образование складчатых структур фундамента Южных Карпат и Банатских гор, который является, таким образом, байкальским [Dessila-Codarcea, 1967].

Байкальский комплекс слагает также бóльшую часть гор Апусени и весь Мармарошский массив Восточных Карпат. Только основание гор Хигиш на юго-западе массива Апусени слагают палеозойские складчатые и метаморфизованные породы, относящиеся к герцинской геосинклинальной системе.

В Западных Карпатах комплекс байкальского основания отчетливо обособлен чехословацкими геологами. Он представлен двумя сериями кристаллических сланцев – татранской и кугутской, которые слагают ряд отдельных массивов, выступая во многих местах из-под мезозойских и более молодых отложений. Этот комплекс вместе с прорывающими его гранитами образует части Высоких и Низких Татр, Большой и Малой Фатры, Стражовских гор, Побажского Иновца, Малых Карпат, гряды Трибеч близ Нитры и гор Бранско около Спишска-Нова-Вес, намечая здесь значительную площадь, обладающую байкальским основанием. Лишь к югу от этих массивов в Спишско-Гемерских горах выступают палеозойские геосинклинальные толщи, образующие относительно узкую зону. Южнее ее, в Венгрии, снова расположена значительная площадь с байкальским основанием. Давно уже высказывалось предположение о существовании массива древней суши на месте Большой и Малой Венгерской впадин (Э. Мойсисович). Л. Кобер рассматривал основание этих впадин как срединный массив внутри Альпийского орогена. В настоящее время бурением доказано, что кристаллические породы слагают значительную часть основания Венгерских впадин, причем во многих местах поверхность его прикрыта прямо подошвой неогена. В других местах между подошвой неогена и поверхностью древнего складчатого основания присутствуют толщи верхнепалеозойских и мезозойских (триас-юрских) отложений. Кристаллические породы выступают на поверхность в отрогах Альп в районе Шопрона, в Кёсега, в Валенцийской гряде Средневенгерских гор, на берегу оз. Балатон. Это кварц-слюдистые сланцы, филлиты, кварциты, серицитовые сланцы и вулканогенные породы (порфироиды и др.). Кристаллические сланцы выступают также в горах Мечек, образуя оболочку гранитов в междуречье Савы и Дравы в Хорватии, в горах Фрушка, близ Нови-Сада. Венгерские геологи [Вадас, 1964] считают их палеозойскими (докаменноугольными) и древнепалеозойскими или нижнепалеозойскими и докембрийскими. Сходство этих образований с породами Сербско-Македонского массива и Южных Карпат позволяет считать более вероятным их допалеозойский возраст. Таким образом, можно пола-

гать, что основанием неогена и других осадочных толщ Большой и Малой Венгерских впадин служит байкальский массив.

В пределах Альп допалеозойское основание выступает на широкой площади. Оно представлено гнейсами, различными кристаллическими сланцами и слагает всю область Восточных Альп, кроме грауваккових зон на севере и юге. Западнее оно образует большие покровы массивов Оэтцталь и Сильвретта и участвует в строении всей серии Пеннинских покровов Центральных Альп. К нему же относятся кристаллические сланцы всех автохтонных массивов (Меркантур, Белледонна, Монблан и Аарский), а также зона Ивреа и кристаллические сланцы к югу от главного разлома Альп (Инсубри—Ивреа) и в районе озер Лаго-Маджоре и Лугано.

Повсеместно в Альпах эти гнейсы и кристаллические сланцы прорваны более молодыми интрузиями герцинских гранитов. Однако палеозойские осадочно-вулканогенные геосинклинальные толщи распространены здесь мало и слагают только северную и южную грауваккові зоны Восточных Альп. В Западных Альпах в зоне Бриансон присутствуют лишь средне- и верхнекаменноугольные отложения с пластами угля. Несколько шире распространены пермские песчаники и конгломераты (массивы Аарский, Гларнский, Меркантур и др.). Верхнепалеозойские породы слагают фрагменты межгорных впадин, которые образовались на герцинском заключительном этапе. На отдельных участках поверх кристаллических сланцев и гнейсов сохранились остатки покрывавшего их чехла, представленные песчано-глинистыми породами и известняками ордовика, силура и девона (Восточные Альпы, район Граца и др.). Эти останцы чехла и породы грауваккових зон свидетельствуют о доордовикском возрасте кристаллических сланцев и гнейсов Альп и соответствующем возрасте их складчатости и метаморфизма. Таким образом, кристаллическое основание Альп, кроме Восточных, где присутствуют северная и южная грауваккові зоны, должно быть отнесено к области байкальской складчатости.

Основание Апеннинского полуострова, кроме крайней южной части, на поверхность не выступает. Только в Калабрии и в Сицилии у Мессины на поверхность выходят кристаллические сланцы и гнейсы Калабрийского массива, который также следует рассматривать как фрагмент байкальского основания. Весьма вероятно, что весь Апеннинский полуостров между этим массивом и южным склоном Альп, а также дно Адриатического моря имеют байкальское основание.

Дальше на запад выступы кристаллического основания, которые можно отнести к байкальскому комплексу, присутствуют в двух массивах Кабильских гор на Средиземноморском побережье Алжира, свидетельствуя о вероятном распространении байкальского основания, и под альпийскими складчатыми структурами Северного Туниса, Алжира, а возможно, также и северной части Марокко.

ЧЕХОЛ БАЙКАЛЬСКОГО ОСНОВАНИЯ

Байкальское складчатое основание в пределах рассматриваемой части Средиземноморского пояса на значительных участках прикрыто осадочным чехлом. Он представлен более или менее мощными толщами осадочных и иногда вулканических пород, частично уже упомянутыми выше при описании комплекса основания. Эти отложения резко несогласно налегают на размытую поверхность складчатых и метаморфизованных пород.

По характеру формаций и их мощностям эти образования вполне сходны с формациями чехла молодых платформ. Среди них мы имеем глинистые и глинисто-песчаниковые толщи, значительную роль играют массивные и слоистые известняки и доломиты. Все они отличаются выдержанностью литологического состава и фаций на значительных пространствах. Среди них присутствуют также вулканические породы, образующие маломощные покровы лав и туфов, приуроченные к отдельным стратиграфическим горизонтам. По возрасту толщи эпибайкальского чехла относятся главным образом к отложениям палеозоя и иногда верхов докембрия (Иран), часто включают

триасовые и юрские отложения, а также и более молодые породы мела, палеогена и местами даже неогена.

Эти породы слагают определенный, четко выраженный и обособленный структурный комплекс, или этаж, который несогласно перекрывает байкальское складчатое основание и на значительных пространствах Средиземноморского пояса залегает поверх этого основания очень спокойно. Однако в пределах Альпийской складчатой области во многих районах породы чехла байкальского основания бывают вовлечены в крупные дислокации и складчатость, залегая в подошве геосинклинального (альпийского) или в основании молассового комплекса. При этом они местами подверглись альпийскому метаморфизму, что делает их сходными с настоящими геосинклинальными образованиями. Это иногда затрудняет возможность отделить их от последних.

Вместе с тем при необходимости выделения определенных крупных исторических этапов развития складчатого пояса и соответствующих им структурных этажей чехол основания должен быть обособлен как от комплекса самого основания, так и от покрывающего его складчатого комплекса. Чехлу основания в историческом аспекте соответствовал платформенный режим на значительных пространствах пояса, т.е. особый этап.

В пределах Средиземноморского пояса эпибайкальский чехол основания, состоящий из палеозойских и мезозойских пород (а местами верхнепротерозойских), распространен между палеозойскими геосинклинальными системами. В некоторых районах, обладающих также байкальским основанием, развит чехол, состоящий только из верхнепалеозойских и мезозойских пород, залегающих прямо на этом размытом основании.

В областях верхнепалеозойской складчатости Западно-Европейских герцинид и Северной Африки чехол основания, естественно, является эпигерцинским и состоит только из мезозойских и кайнозойских отложений, достигающих большой мощности. Особенно значителен по мощности эпигерцинский чехол, заполняющий Парижский и Аквитанский бассейны, покрывающий Скифскую и Бухарскую плиты.

Наиболее широкое пространство эпибайкальский чехол занимает в пределах той части Средиземноморского пояса, где, как было выше отмечено, большие площади слагает байкальское основание, т.е. в пределах Ирана, большей части Малой Азии, Малого Кавказа (точнее, всего Закавказья, включая Куринскую и Рионскую впадины).

Чехол основания в пределах Ирана, по данным Д. Штеклина [1966] и других геологов, начинается пестрыми слюдистыми глинистыми сланцами, песчаниками и доломитами, залегающими несогласно с размывом на поверхности основания. Эти слои содержат прослои строматолитовых известняков, имеют мощность более 2000 м и относятся к инфракембрию. Эти аналоги венда известны в хребте Эльбурс (у Зенджана, Алам-Куха и т.д.), в районе Кермана в Загросе, в горах Озбах-Кух, западнее Тобаза, и в других местах.

Их согласно покрывает очень выдержанная по составу серия Лалуна, представленная темно-красными косослоистыми аркозово-кварцевыми песчаниками мощностью до 1000 м. Выше они согласно сменяются глинисто-карбонатными породами с трилобитами среднего или верхов нижнего кембрия, что и позволяет относить серию Лалуна к нижнему кембрию.

Кембрийские отложения сменяются ордовикскими и силурийскими, которые со следами размыва перекрыты средне- и верхнедевонскими и нижнекаменноугольными. Средне- и верхнекаменноугольные отложения развиты незначительно и перекрыты с более резкими следами регионального несогласия пермскими породами. Среди последних имеется выдержанный горизонт основных эффузивов. Пермские отложения без несогласия сменяются полным разрезом триаса. Более молодые породы начиная с рэта–лейаса имеют более сложные особенности распространения и изменения состава и мощностей толщ и уже не могут повсеместно быть отнесены к чехлу основания.

В пределах Турции и Малого Кавказа разрез чехла основания более сокращенный,

чем в Иране. Здесь отсутствуют нижние горизонты (венд–кембрий). В Тавре на кристаллические сланцы основания налегают маломощные сланцы и карбонатные породы ордовика, силура–девона. На Малом Кавказе в горах Даралагеза на байкальском основании залегают известняки среднего, верхнего девона и нижнего карбона, на которых согласно лежат известняки перми и триаса. Севернее палеозойский чехол не был распространен или не сохранился, и непосредственно на байкальское основание в тех местах, где нет альпийского геосинклинального комплекса, например на Дзирульском массиве, налегают маломощные породы юры, нижнего, верхнего мела и палеогена. То же, по-видимому, имеет место в пределах Куринской и Рионской впадин, где на отложения комплекса мезозойского и палеогенового чехла налегает неогеновый молассовый комплекс заключительного этапа.

В пределах Мизийской (Нижнедунайской) плиты эпибайкальский чехол, согласно данным К. Барбу и Е. Василеску [Barbu, Vasilescu, 1967], включает отложения от ордовика до антропогена. В области Карпат и Венгерских впадин в состав эпибайкальского чехла входят только породы верхнего палеозоя (карбон, пермь), представленные частью морскими, частью континентальными фациями [Вадас, 1964], и отложения триаса–палеогена. Неогеновые толщи альпийского молассового комплекса, заполняющие впадины, к чехлу уже не относятся, так же как и мел-палеогеновый флиш Большой Венгерской впадины.

К чехлу основания относится весь разрез палеозоя и мезозоя (кроме флиша) южного склона Западных Альп. Характер разреза палеозоя, обрамляющего с севера впадину долины р. По, позволяет считать вероятным наличие байкальского основания под структурами Апеннинского полуострова и Адриатического моря.

В палеозойских складчатых системах в пределах Альпийской складчатой области на Большом Кавказе, Балканском полуострове, в Северных Альпах и Пиренеях, где палеозойские породы представлены геосинклинальными толщами, чехол основания начинается триасовыми и юрскими глинисто-песчаными и карбонатными отложениями и включает более молодые породы.

В альпийских складчатых системах чехол основания оказывается вовлеченным в альпийскую складчатость. Вместе с геосинклинальными альпийскими толщами он участвует в строении сложных складчатых структур, а также надвигов, шарьяжей. Достаточно упомянуть крупные покровы Пеннинской зоны Альп, в строении которых участвуют породы комплекса основания (кристаллические сланцы, гнейсы, граниты), а также иногда и их чехол. Это показывает, что многие альпийские геосинклинальные прогибы заложились на основании, покрытом чехлом, и последний мог быть вовлечен в прогибание и затронут складчатостью наряду с толщами, заполнявшими прогиб.

ГЕРЦИНСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Герцинские складчатые системы наиболее полно представлены и хорошо изучены в пределах двух из перечисленных верхнепалеозойских складчатых областей в составе Средиземноморского пояса: в области Западно-Европейских герцинид и герцинид Атласской системы Северной Африки. В третьей, Скифско-Бухарской области они изучены только в Добрудже, а далее на восток от нее известны лишь по данным бурения, так как скрыты под осадочным чехлом Скифско-Бухарской плиты.

Не касаясь более полной характеристики герцинских складчатых систем этих областей, отметим только, что во всех трех случаях они вытянуты вдоль края Средиземноморского пояса и формируют его периферические части, образуя основание эпигерцинской платформы. Они отделяют Альпийскую геосинклинальную область от краев Восточно-Европейской и Африканской платформ и Англо-Галицийской области байкалид Центральной Европы [Журавлев, Раабен, 1968].

Помимо трех главных верхнепалеозойских областей Средиземноморского пояса, герцинские складчатые системы присутствуют внутри Альпийской геосинклинальной области. Ранее, как уже упоминалось, предполагалось широкое распространение герцинских складчатых структур в фундаменте этой области. В свете современных данных стало очевидным, что они образуют здесь лишь ограниченное число узких, частью изогнутых систем. В сущности, можно наметить лишь пять таких систем, состоящих из отдельных синклинориев и антиклинориев, возникших из геосинклинальных прогибов и поднятий; некоторые из них местами образуют отдельные ответвления.

Первой из этих систем является очень короткая, сохранившаяся фрагментарно система палеозойских Восточных Альп и Западных Карпат. К ней относится северная граувакковая зона Восточных Альп, которая сложена геосинклинальными толщами нижнего и среднего палеозоя с эффузивами. Она погружается на востоке под Малую Венгерскую впадину. Весьма вероятно, что плохо развитая южная граувакковая зона Альп составляет участок той же системы, отделенный от нее в результате орогенеза и эрозии. Наконец, к этой же системе относится, по-видимому, Спишско-Гемерская зона Западных Карпат, которая, вероятно, соединяется под покровом Венгерской впадины с Восточными Альпами, образуя с ними единую палеозойскую систему. Спишско-Гемерский антиклинорий сложен мощным комплексом хлорит-серицитовых сланцев, филлитов, граувакковых сланцев, среди которых есть спилитовая формация (раковицкая серия) и диабазы. По возрасту они охватывают интервал от ордовика до среднего карбона. Есть здесь и верхнепалеозойские отложения. Ни западное, ни восточное продолжения описанной системы неизвестны. Возможно, что в обе стороны она выклинивается.

Второй является более длинная и сложно построенная система, идущая от Внутренней зоны Динарских гор в бассейне р. Савы, на юго-восток через Сербию и Македонию вдоль долины Вардара до берегов Эгейского моря. Она, видимо, продолжается, пересекая дно этого моря, в Западной Анатолии, протягиваясь к югу от берегов Мраморного и Черного морей до низовьев р. Кызыл-Ирмак в горах Понта. В пределах всей этой Савско-Северо-Анатолийской системы можно выделить ряд крупных структурных элементов позднепалеозойского возраста, в том числе крупный Пелагонийский антиклинорий и ряд синклинориев. Последние выполнены мощными толщами палеозойских пород ордовика—нижнего карбона, т.е. образуют типичный геосинклинальный герцинский комплекс. Среди них есть мощные диабазо-спилитовые и другие вулканогенные толщи. Вероятно, что если не все, то некоторые массивы ультраосновных пород, связанные с этой зоной и относимые к мезозою [Чирич, 1967], в действительности, как предполагает М. Илич [1967], тоже должны быть отнесены к палеозою. В пользу этого М. Илич приводит ряд доказательств, в частности указывает на наличие серпентинитовой гальки в базальных конгломератах триаса. Разрозненные выходы палеозойских пород на поверхность в пределах описываемой системы приурочены к альпийским антиклиналям, антиклинориям и массивам. Поэтому структура системы далеко еще не выяснена, и контуры ее намечаются только путем сопоставления отдельных фрагментов палеозойских структур. От главной ветви описываемой системы отходят два ответвления. Одно начинается у южного берега Черного моря, в районе Бартина и Зонгулдака. Оно тянется к западу вдоль побережья и через п-ов Коджаэли, Принцевы острова и пролив Босфор в район Стамбула. В окрестностях последнего известен разрез мощной толщи отложений силура, девона и карбона, представленный глинистыми карбонатными, отчасти туфогенными породами. Они заполняют здесь остаток синклинория и прорваны верхнепалеозойскими гранитными интрузиями. На северо-западе эти породы вместе с покрывающими их меловыми и неогеновыми отложениями срезаются берегом Черного моря, и дальнейшее продолжение их неизвестно. Вся система сопровождается герцинским молассовым комплексом, представленным отложениями среднего—верхнего карбона и перми. Они особенно полно представлены в Северо-Западной Анатолии, где в районе Зонгулдака с ними связаны угленосные отложения. Второе ответвление описываемой системы расположе-

но севернее, в пределах Банатских гор, в южных отрогах гор Апусени – горах Хигиш. Здесь выходит мощная слоистая перекристаллизованная песчано-сланцевая серия Пайушени с пачками эффузивов, которая, по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к девону–нижнему карбону. Продолжение ее выступает в более восточной части гор Апусени в виде близкой по составу серии Ариешени [Бляху, Димитреску, 1959]. Далее к востоку прогиб, заполненный этой толщей, видимо, не протягивается. На западе полоса выходов этой толщи отклоняется к югу, и можно думать, что под покровом неогеновых отложений Большой Венгерской впадины она протягивается на юго-запад до соединения с Савско-Северо-Анатолийской системой где-нибудь в районе долины Дуная, близ Белграда.

Третьей палеозойской системой является Старопланинская в Болгарии. Ее слагают палеозойские породы, выступающие на поверхность в пределах Стара-Планины, начиная от района к западу от Сливена. Они особенно широко распространены на участке к северу от Софии, где представлены глинисто-песчаными отложениями ордовика и силура с фауной. Присутствуют также породы, предположительно относимые к нижнему карбону. Их сопровождает мощная толща так называемой диабазо-филлитоидной формации, которую относят условно к девону, но которая, как пишет Е. Бончев [1955], скорее всего, должна быть отнесена к ордовику. Все эти отложения прослеживаются до западной части Стара-Планины, а далее описываемая геосинклинальная система, возможно, не продолжается. На значительном протяжении эту систему сопровождает герцинский молассовый комплекс, представленный угленосными отложениями среднего и верхнего карбона в районе севернее Софии и пермскими красноцветами.

Четвертой палеозойской системой является Кавказская, расположенная в пределах Большого Кавказа и состоящая из двух синклинориев (остатков геосинклинальных прогибов): северного и южного, разделенных антиклинорием, совпадающим с современным Главным хребтом Большого Кавказа. Антиклинории и основание прогибов слагают мощные толщи байкальских складчатых образований. Северный прогиб заполнен геосинклинальным комплексом силура, девона и нижнего карбона, включающим много эффузивов, особенно среди девонских отложений. Этот комплекс несогласно перекрыт угленосными и континентальными отложениями и красноцветными породами среднего, верхнего карбона и перми, которые заполняют систему межгорных впадин и образуют герцинский молассовый комплекс.

Южный прогиб также заполнен отложениями геосинклинального типа, но с ограниченным распространением эффузивов. В его пределах выходят только отложения девона и карбона. При этом породы нижнего карбона сменяются близкими в фациальном отношении толщами среднего, верхнего карбона, перми и триаса. Молассовый комплекс здесь не выражен, в чем заключается своеобразие этой зоны; главный геосинклинальный герцинский комплекс охватывает верхи палеозоя и часть триаса и сменяется резко несогласно залегающим на нем лейасом, который относится уже к альпийскому геосинклинальному комплексу, а герцинский молассовый отсутствует. Ни восточное, ни западное продолжение Кавказской палеозойской системы неизвестны. Возможно, что на востоке она соответствует контурам Большого Кавказа и за его пределы не распространяется. Простирание кайнозойских складок, вытянутых в Дагестане вдоль побережья Каспийского моря, может быть объяснено их унаследованностью по отношению к палеозойским структурам, скрытым здесь на глубине. Если такое предположение правильно, Кавказская палеозойская система выклинивается на востоке где-нибудь в районе каспийского побережья Кавказа, и тогда дно средней части Каспия можно представить как область байкальского массива. На западе описанная система, возможно, продолжается под Горный Крым и служит его основанием. Это предположение, правда, ничем не обосновано, кроме наличия, возможно, палеозойских складчатых пород, на глубине вскрытых скважиной в районе Краснодара. В Крыму эти породы пока неизвестны.

Последней, пятой, палеозойской геосинклинальной складчатой системой является Пиренейская. Располагаясь между двумя верхнепротерозойскими массивами – Акви-

танским и Кастильским, эта система является типичной герцинской по истории развития [Кастерс, 1964].

В основании складчатых палеозойских пород здесь залегает кристаллический комплекс, который сменяется серией филлитов и серицитовых сланцев нижнего палеозоя и мощной толщей глинисто-песчаных и карбонатных пород силура, девона и нижнего карбона (кульм). Эти породы интенсивно складчаты и прорваны гранитными интрузиями. Их резко несогласно перекрывает герцинский молассовый комплекс, состоящий из угленосных отложений вестфала и стефана и красноцветных отложений перми. На западе система, видимо, замыкается в Астурии, а на востоке участком ее продолжения являются Черные горы на юге Франции. Дальнейшее продолжение ее неизвестно; не исключено, что им являются части Корсики и Сардинии.

Приведенные данные о строении складчатых областей Средиземноморского пояса в пределах Европы и Юго-Западной Азии и их складчатого основания позволяют вкратце наметить основные периоды и этапы их истории развития. Всего здесь намечаются три крупных, но неодинаковых по длительности тектонических периода развития. Их кратко можно назвать байкальским, палеозойским (герцинским) и альпийским.

Первый из них отвечает времени формирования и становления комплекса байкальского основания пояса. В этом периоде, конечно, искусственно объединяются несколько отдельных самостоятельных циклов, которые мы еще не можем сейчас выделить, но которые, конечно, будут в дальнейшем обособлены. Пока лишь предположительно можно наметить ранне- и позднебайкальский. Но конкретно выделить проявления их на площади рассматриваемого пояса пока невозможно.

Несомненно, байкальский тектонический период, который по времени охватывает около миллиарда лет, был очень сложным. До его начала земная кора между Восточно-Европейской и Африканской платформами, т.е. на пространстве рассматриваемого пояса, обладала океаническим типом строения, может быть, только с отдельными участками коры материкового типа. В процессе формирования байкальского основания происходило возникновение и становление гранитного слоя земной коры. Не исключено, что к концу байкальского тектонического периода вся или почти вся площадь земной коры рассматриваемого пояса приобрела уже материковое строение.

После образования байкальского комплекса основания начались его размыв и формирование покрывающего его осадочного чехла. В разных частях Средиземноморского пояса образование чехла происходило в разное время. В Иране, как видно, он стал образовываться с венда, на Мизийской плите – с ордовика, в других местах – с силура или еще позже. Чехол основания покрыл значительные площади.

Второй тектонический период – палеозойский (герцинский) – начался с ордовика или силура и закончился в конце перми или начале триаса. На комплексе основания в это время продолжал формироваться осадочный чехол, но одновременно по многочисленным рассекшим основание разломам возникла и стала развиваться система герцинских геосинклинальных прогибов. Они или закладывались прямо на байкальском основании, или могли образовываться, вовлекая породы чехла в прогибание и складчатость.

В палеозойском периоде можно выделить два этапа геосинклинального развития: главный, когда формировались геосинклинальные прогибы, и заключительный этап – молассовый или орогенный, когда образовались герцинские межгорные и краевые впадины.

Одновременно с развитием герцинских геосинклинальных систем на участках между ними продолжалось формирование эпибайкальского чехла.

Дальше наступает последний, альпийский тектонический период развития, когда образовалась новая система геосинклинальных прогибов разных типов. Сначала образовались ранние прогибы, возникшие в начале мезозоя. Они в основном унаследовали свое положение по отношению к герцинским системам и были тесно связаны с ними. Это объясняется, вероятно, тем, что как герцинские, так и альпийские прогибы

образовались вдоль систем одних и тех же групп разломов, поэтому такая тесная связь в развитии герцинских и альпийских систем может легко найти объяснение.

Во второй половине альпийского тектонического периода произошло образование многочисленных новых, поздних прогибов, в том числе офиолитовых, возникших в виде швов вдоль глубинных разломов. В отличие от ранних прогибов поздние являются как унаследованными, так и наложенными. Многие из них непосредственно сформировались на байкальском основании или иногда на чехле, покрывающем его.

На заключительном, альпийском этапе происходило формирование межгорных впадин, которые в зависимости от своего положения могли образоваться на байкальском основании и на его чехле, на герцинских системах и раннеальпийских прогибах. Все крупные межгорные впадины, такие, как Венгерская, Куринская и другие, имеют гетерогенное основание.

Как видно, представления о структуре и истории развития Альпийской складчатой области в настоящее время существенно отличаются от тех, которые были тогда, когда составлялись тектонические карты Европы и Евразии. Наиболее значительным является то, что мы должны учитывать теперь широкое развитие и огромное значение байкальского складчатого основания и его чехла. Сейчас более ясна истинная роль герцинских складчатых систем в основании, причем выяснилась значительная унаследованность альпийских систем по отношению к герцинским. Именно из-за пространственной связи многих из них создавалось впечатление, что все или почти все складчатое основание Альпийской складчатой области Европы – герцинское.

Несомненно, образование геосинклинальных прогибов связано с системами и группами глубинных разломов. Многие из них оказывались, как правило, очень древними и играли важную роль как в палеозойском, так и в альпийском тектоническом периодах и, вероятно, также в байкальском. Отдельные геосинклинальные прогибы, сужаясь, выклиниваются по простиранию. На их продолжении в этих случаях оказывается один разлом или группа разломов. Это мы видим на многих примерах выклинивания прогибов: Восточно-Карпатского на юге, Аджаро-Триалетского на востоке и на западе и др. Все особенности тектонической структуры и истории развития Альпийской геосинклинальной области – данные о характере их складчатого основания, типах прогибов, связи их с разломами, времени формирования и замыкания прогибов, составе осадочных и магматических комплексов, их заполняющих, должны найти свое отражение при разработке и составлении новых тектонических карт.

УДК 551.24 (4–015+55+581)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АЛЬПИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ[1]

Альпийская геосинклинальная область занимает внутреннюю часть Средиземноморского пояса и характеризуется тем, что в ее пределах еще не закончился или только что закончился заключительный этап геосинклинального развития. Входящие в Альпийскую область системы – Крымско-Кавказская, Карпато-Балканская, Динаро-Таврская, собственно Альпийская – расположены в центральной части области и обладают очень сходной историей развития.

Крымско-Кавказская система включает Большой и Малый Кавказ и его продолжение на запад – Горный Крым и часть Северной Анатолии – и на восток – Копетдаг и горы Северного Ирана (Эльбурс).

В строении системы довольно резко выделяются две части – внешняя, к которой относятся Большой Кавказ, Горный Крым и Копетдаг, и внутренняя, включающая

[1] См.: Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10. С. 17–63; Геотектоника. 1969. № 2. С. 3–21.

Малый Кавказ и его восточное и западное продолжения. Эти части разделены Дзирульским срединным массивом и межгорными впадинами – Куринской и Рионской.

Внешняя часть представлена тремя большими антиклинориями: Большого Кавказа, Горного Крыма и Туркмено-Хорасанским (Копетдагским). Первый имеет очень сложное строение и большую (около 1000 км) протяженность. От второго сохранилась *только северная часть, южная же была захвачена опусканием и погрузилась в область* окраины Черноморской впадины. Сейчас сохранилась лишь часть мегантиклинория Горного Крыма.

Оба *антиклинория образовались в результате развития* Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба, возникшего в конце триаса–начале юры. К концу палеогена–началу неогена приурочено их сильное воздымание (заключительный этап), одновременно с которым возникли к югу от них на месте Закавказского срединного массива Куринская и Рионская межгорные впадины, а к северу – Индоло-Кубанская и Терско-Каспийская краевые впадины. Все они заполнены мощными толщами моласcового комплекса.

Третий антиклинорий – Туркмено-Хорасанский – большей своей частью расположен на территории Ирана. В пределы Советского Союза входит только его северная окраина, представленная горами Копетдага (Туркмения). Эта часть северного крыла антиклинория развилась из неглубокого геосинклинального прогиба, не сопровождавшегося вулканогенными явлениями. Прогиб возник в конце юры–начале мела. Его восточное замыкание было приурочено к району долины р. Герат.

В пределах Малого Кавказа (внутренняя часть Крымско-Кавказской системы) на западе выделяют Аджаро-Триалетский синклинорий, заканчивающийся на востоке в районе г. Тбилиси. Восточнее, вдоль Куринской депрессии, расположен ряд антиклинориев Сомхетского и Карабахского хребтов, к югу от которых лежит глубокий Севанский синклинорий, ограниченный с юга Мисханским срединным массивом и Зангезурским антиклинорием. К югу от последнего расположен Ереван-Ордубадский синклинорий, а затем срединный массив в Южной Армении, частично опущенный при образовании неогеновой Араксинской межгорной впадины. Здесь самым древним геосинклинальным прогибом является прогиб Малого Кавказа, который возник в средней юре. Его формирование сопровождалось, особенно в аалене–байосе, очень сильным вулканизмом [Милановский, 1963]. После перерыва, который охватывал начало мела, эта геосинклиналь со второй половины мела продолжала унаследованно прогибаться вплоть до конца палеогена, причем в заполняющих ее толщах огромную роль играли вулканические продукты.

В середине мела, начиная с альба–сеномана, на Малом Кавказе образовались еще два геосинклинальных прогиба, которые надо отнести к категории поздних. Один из них возник за счет разламывания Закавказского срединного массива. Это Аджаро-Триалетский прогиб, протянувшийся от Тбилиси к западу до берегов Черного моря в районе Батуми. Продолжением его является геосинклинальный прогиб Восточного Понта в Малой Азии. Второй, Ереван-Ордубадский прогиб возник за счет разламывания Армянского срединного массива и продолжается, вероятно, в Иран, в южную часть Эльбурса.

В олигоцене–начале миоцена весь Малый Кавказ испытал крупные поднятия с одновременным образованием межгорных впадин – Ахалцихской, Араксинской, Карсской (в Турции), Северо-Иранской и др.

Срединные массивы и ядра антиклинориев в пределах Крымско-Кавказской системы сложены двумя комплексами, которые вместе составляют основание альпийских сооружений. Первым из них является комплекс докембрийских толщ, достигающих на Большом Кавказе (в ядре мегантиклинория) значительной мощности. Это метаморфизованные осадочные и вулканические породы, которые, по данным определения абсолютного возраста, относятся к верхнему протерозою–рифею. Возможно, среди них присутствуют также кембрийские породы. Они подверглись складчатости и метаморфизму в байкальскую эпоху и относятся к байкалидам в широком понима-

нии. Помимо ядра антиклинория Большого Кавказа, ими сложены Дзирульский, Локский и Мисханский срединные массивы, основание бывшего Армянского массива (под чехлом палеозойских известняков) и ядро Зангезурского антиклинория. Судя по строению Дзирульского массива, можно считать вероятным, что байкалиды слагают его продолжение на глубине под осадочным чехлом в основании Куринской и Рионской впадин.

Вторым комплексом в составе основания являются геосинклинальные отложения силура, девона и нижнего карбона, а также молассовые отложения заключительного этапа, относящиеся к верхнему палеозою (средний карбон–пермь). Они представляют собой типичный герцинский комплекс, который слагает отдельные участки альпийского основания, имеющие структуру синклинориев, заполненных геосинклинальными толщами палеозоя, например на северном и южном склонах Центрального Кавказа. Имеются здесь и межгорные впадины заключительного этапа, заполненные породами среднего и верхнего карбона и перми.

Байкальский комплекс во многих местах прикрыт чехлом палеозойских пород в платформенных формациях (известняки и глинистые породы). На срединных массивах такими же платформенными толщами бывает представлен мезозой, а местами кайнозой, как, например, мел и палеоген, покрывающие основание Закавказского массива и развитые по окраинам Дзирульского массива и Куринской впадины.

Таким образом, Крымско-Кавказская система, как и вся Альпийская геосинклинальная область, образовалась на байкальском и частично на герцинском складчатом основании. При этом альпийские структуры хотя накладываются на герцинские, но сохраняют в общем одинаковое с ними простирание. В отдельных местах есть черты прямого унаследования. Некоторые альпийские геосинклинальные прогибы наследуют положение палеозойских, что можно видеть на примере Крымско-Кавказского прогиба. Это подчеркивает тесную связь между развитием палеозойских и альпийских структурных элементов.

В развитии самой Крымско-Кавказской системы намечается несколько стадий. Сначала образовался ряд геосинклинальных прогибов начальной стадии, которые возникли вдоль глубоких разломов земной коры в триасе и начале юры (лейас). Это Крымско-Кавказская геосинклиналь – большой прогиб, охватывающий южный склон Кавказа и Горный Крым. Несколько позднее, со средней юры, начала формироваться геосинклиналь Малого Кавказа (Севанского, Сомхетского, Карабахского и Зангезурского хребтов).

Перечисленные глубокие геосинклинальные прогибы заполнялись мощными толщами отложений, в том числе вулканическими, образование которых сопровождалось интенсивными процессами вулканизма. Между ними участки комплекса байкальского основания и герцинские структуры выступали на поверхность или были покрыты чехлом маломощных и спокойно залегающих морских осадков, похожих на платформенные и типичных для срединных массивов.

В более позднюю стадию, в начале и середине мела, часть этих ранних геосинклинальных прогибов продолжала развиваться, хотя в Крымско-Кавказском прогибе уже почти не происходили процессы вулканизма, а в Малокавказском они шли очень интенсивно. Вместе с тем в это время начали образовываться поздние прогибы – Аджаро-Триалетский и Ереван-Ордубадский, которые возникли вдоль разломов, наложившись прямо на срединные массивы и покрывающий их чехол. Их формирование сопровождалось вулканическими явлениями. Между ними стали расти геоантиклинали и продолжали сохраняться срединные массивы.

В конце палеогена (в конце эоцена или олигоцена) все эти прогибы, как начальные, так и поздние, замкнулись и были охвачены поднятиями. В это время начался заключительный этап с формированием межгорных впадин и разделивших их горных поднятий. Молассовый комплекс имеет в основном неогеновый и четвертичный возраст, в отдельных местах включает также олигоцен.

Как видно, в Крымско-Кавказской системе, как и во всей Альпийской геосинкли-

нальной области, можно в отличие от палеозойских областей выделить пять главных структурных этажей, соответствующих основным этапам развития: 1) этаж байкальского комплекса основания; 2) герцинский геосинклинальный этаж; 3) герцинский молассовый этаж; 4) альпийский геосинклинальный этаж; 5) альпийский молассовый этаж. Кроме того, отдельно выделяется чехол срединных массивов, который может соответствовать обоим герцинским или альпийскому геосинклинальному этажу или всем им вместе.

Карпато-Балканская система состоит из цепи антиклинориев и синклинориев, образующих гигантскую двойную дугу, включающую Балканские горы (Стара-Планина), Южные Карпаты, Восточные Карпаты, Западные Карпаты и уходящую в предгорья Альп. На территории Советского Союза к этой системе относится только относительно небольшой отрезок украинских Восточных Карпат между верховьями Тисы у Рахова и верховьями Днестра у Старого Самбора.

В строении Восточных Карпат участвует комплекс кристаллических сланцев, выступающий в Мармарошском массиве, который представляет собой поднятый участок байкальского основания. На нем сохранились остатки чехла, состоящего из отложений карбона, перми, триаса, юры и нижнего мела, представленных в значительной части карбонатными породами небольшой мощности.

Альпийский геосинклинальный комплекс в Восточных Карпатах охватывает огромную толщу пород, в основном флишевой формации, по возрасту от самых верхов юры до верхов олигоцена. Эти породы образуют сложную складчатую структуру, осложненную надвигами. Они сформировались в позднем Карпатском геосинклинальном прогибе, который замкнулся в конце олигоцена—начале миоцена.

С раннего миоцена начался заключительный этап, во время которого образовалась Карпатская горная дуга, разделяющая краевую Предкарпатскую впадину, возникшую по границе с Восточно-Европейской платформой, и ряд межгорных впадин, образовавшихся в тылу Карпат (Трансильванская, Тисская, Большая и Малая Венгерская). Последние заполнены соленосными отложениями нижнего миоцена и значительным по мощности молассовым комплексом миоцена и плиоцена. С отложениями впадин связаны соляные, нефтяные, газовые и серные месторождения Предкарпатья.

Из сказанного видно, что история развития Восточных Карпат очень сходна с историей развития Крымско-Кавказской системы.

Южно-Памирско-Каракорумская система охватывает Центральный и Юго-Восточный Памир (к югу от зоны Акбайтальских надвигов) и протягивается отсюда через Ванчский хребет на запад, в Афганистан, где быстро выклинивается. На юго-восток эта система продолжается значительно дальше в Каракорум и хребты Агыл и Западный Локзун. Эта система представляет собой огромный синклинорий, ограниченный на севере поднятием Северного Памира — Куньлуня, а на юге кристаллическим массивом Юго-Западного Памира, который является глыбой поднятого основания (вероятно, байкальского, хотя разные исследователи оценивают возраст массива по-разному — в интервале от архея до юры).

Строение и история развития синклинория Центрального и Юго-Восточного Памира [Богданов и др., 1963; Крестников, 1962] и Каракорума, судя по описанию Н.А. Беляевского [1965], очень сходны. Эти структуры представляют собой части, развившиеся из единого геосинклинального прогиба.

Особенностью геосинклинального прогиба Центрального и Юго-Восточного Памира, отличающей его от Крымско-Кавказской системы, является то, что он начал развиваться в позднем палеозое. Его геосинклинальный комплекс начинается со среднего—верхнего карбона, включает пермь, триас и юру. Он налегает на комплекс основания, состоящий не только из докембрийских образований, но и из пород нижнего палеозоя. После юры прогиб был сильно поднят, подвергся складчатости, и накопление осадков в мелу и палеогене в его пределах происходило очень слабо. Вместе с тем заключительный этап с образованием межгорных впадин проходил здесь одновременно со всей Альпийской областью и охватывал неоген.

Таким образом, Южно-Памирско-Каракорумская система обладает своеобразной историей развития и является несколько более древней по сравнению с другими системами Альпийской геосинклинальной области. Своеобразие выражается в более раннем начале и окончании геосинклинального этапа. Причина этого кроется, видимо, в том, что эта система расположена у поднятого края Средиземноморского пояса и вблизи древней платформы (Таримского платформенного массива).

Альпийские геосинклинальные складчатые системы частично наследуют положение и простирание герцинских и тесно связаны с ними. В других случаях они заложены прямо на байкальском основании или на основании, прикрытом осадочным чехлом. К числу альпийских систем, которые полностью унаследованы по отношению к палеозойским, относятся Пиренеи, Большой Кавказ, возможно, вместе с Горным Крымом, Балканская и Динарская системы и система Западного Понта. Унаследованной надо считать систему Западных Карпат и отчасти Альп и Мурешскую. Некоторые альпийские системы, наложенные на байкальское основание, наследуют простирание герцинских, но сами расположены несколько в стороне от них. К числу таких относится альпийская система Северной Африки (Марокко—Алжир). Наконец, многие альпийские системы никак не связаны своим расположением с герцинскими. К их числу принадлежат все системы Ирана (Загрос, Эльбурс), Малого Кавказа, восточной и южной Анатолии (Восточный Понт и Тавр), а также система Восточных и Южных Карпат и система Южной Греции (Эллиниды). Соотношение других альпийских систем с палеозойскими остается невыясненным (Апеннинская и Бетских Кордильер).

Все перечисленные альпийские складчатые системы образовались в результате развития геосинклинальных систем, состоящих из ряда геосинклинальных прогибов. После замыкания этих прогибов, складчатости заполнявших их осадочных толщ и внедрения интрузий конца главного этапа на заключительном этапе на их месте образовались системы межгорных впадин, краевых прогибов, выполненных молассовым комплексом, и разделяющие их горные поднятия. Формирование последних также сопровождалось складчатостью осадочных толщ, образованием надвиговых структур и крупных магматических тел.

Главнейшие отличия истории развития альпийских систем обусловлены, как известно, особенностями прежде всего самих геосинклинальных прогибов (их величиной, характером ограничивающих разломов), составом и строением заполнявших их осадочных и вулканогенных формаций и магматизмом. Важнейшее влияние на их особенности оказывает и соотношение с тем основанием, на котором развивались прогибы. Поэтому упомянутое выше соотношение альпийских систем с подстилающим их герцинским или байкальским основанием также должно быть учтено и требует дальнейшего изучения.

Среди геосинклинальных прогибов Альпийской складчатой области можно выделить пять главных типов прогибов. К первому из них относятся ранние прогибы, т.е. такие, которые в рассматриваемой геосинклинальной области возникли в триасе, ранней или средней юре.

К их числу относятся Пеннинский прогиб внутренней зоны Альп, Внутреннединарский и Вардарский прогибы Динарид, а также Крымско-Кавказский прогиб. Все они возникли в конце триаса или в лейасе и относятся к числу эвгеосинклинальных, так как характеризуются значительными проявлениями вулканизма. К ним же надо отнести Сомхето-Карабахский—Зангезурский прогиб Малого Кавказа, который возник несколько позже, в середине юры, в аалене, когда началось формирование заполнявшей прогиб порфиритовой серии.

Необходимо отметить, что, кроме последнего, который наложен на байкальское основание Малого Кавказа, все остальные ранние прогибы в той или иной степени являются унаследованными по отношению к герцинским системам. Внутреннединарский полностью следует простиранию западной части Савско-Северо-Анатолийской системы, Крымско-Кавказский, во всяком случае, в кавказской части, наследует положение палеозойской Кавказской системы. Пеннинский в своей восточной части

повторяет контуры граувакковой зоны палеозоя Альп и может рассматриваться как унаследованный по отношению к ней. Западнее долины Рейна эти черты унаследования теряются вследствие исчезновения здесь остатков палеозойских структур.

Вторым типом ранних прогибов являются прогибы с миогеосинклинальным накоплением осадков, преимущественно карбонатных, реже глинистых, достигающих иногда значительной мощности. К ним относятся прогиб Восточных Известняковых Альп, прогиб средней части Динарских гор Югославии, тянущийся вдоль Адриатического побережья, с мощным разрезом карбонатных пород от триаса до эоцена (зона Высокого Карста), Предбалканский в Болгарии, юрский Пиренейский и др.

Третьим типом являются также ранние геосинклинальные прогибы, но такие, которые можно назвать недоразвитыми. Они характерны для Центрального Ирана. Наиболее крупный из них в районе Кермана заполнен толщей рэтских и юрских терригенных отложений мощностью более 3000 м. Среди них есть континентальные угленосные отложения с промышленными пластами угля. Толщи, заполнявшие прогибы, подверглись складчатости в конце юры и прорваны небольшими гранитоидными интрузиями позднеюрского или мелового возраста [Штеклин, 1966]. Сходные прогибы с менее мощными юрскими отложениями вытянуты параллельно Загросу в районе Исфахана. По своему относительно краткому периоду развития эти терригенные прогибы не являются типичными геосинклинальными. В то же время мощность выполняющих отложений, некоторый метаморфизм их пород, наличие интрузий – все это отличает их от простых грабенов и позволяет считать своеобразными геосинклинальными образованиями.

Четвертым типом являются поздние геосинклинальные прогибы [Муратов, 1967], большинство которых является флишевыми (или флишегенными). Эти прогибы возникли в самом конце юры–начале мела, иногда в середине и даже в конце мела. Число этих прогибов, заполненных флишевыми или вулканогенно-флишевыми и сопровождающими их формациями, очень велико. При этом, как правило, большинство этих прогибов наложено на байкальское основание или на его чехол. Многие из них следуют вдоль простирания палеозойских систем и ранних прогибов, в некоторых случаях накладываясь на край последних. Это мы видим на примере внешнего флишевого прогиба Альп, который на востоке переходит в флишевой прогиб Западных Карпат.

В Динарской системе мы имеем ряд флишевых прогибов. Внешнединарский флишевый прогиб следует вдоль простирания палеозойской Внутреннединарской зоны, частично накладываясь на нее. Ряд других прогибов мелового возраста [Чирич, 1967] сформировался вдоль ранних альпийских прогибов Внутреннединарской и Вардарской зон.

На юге Западной Анатолии флишевые прогибы мелового возраста следуют простиранию палеозойских структур Савско-Северо-Анатолийской системы, накладываясь на нее. Флишевые прогибы юго-запада и юго-востока Большого Кавказа также тянутся вдоль простирания как палеозойской системы, так и раннего Крымско-Кавказского прогиба, частично накладываясь на него.

Другие же прогибы рассматриваемого типа не связаны своим расположением с более древними геосинклинальными системами. Это относятся к Восточно-Карпатскому прогибу, а также к флишевому прогибу, вскрытому бурением в средней части Венгерской впадины [Körössi, 1964]. Последний вытянут в виде полосы, скрытой под неогеновыми отложениями впадины, протягиваясь вдоль нижнего течения р. Тисы, а затем отгибается к востоку, приближаясь к Восточным Карпатам в районе Мармарошского массива. Он выполнен верхнемеловым палеогеновым флишем значительной мощности. Также не имеют видимой связи с палеозойскими структурами все флишевые прогибы Южной и Восточной Анатолии и Ирана, расположенные в области развития байкальского комплекса основания.

К последнему, пятому типу прогибов, который должен быть выделен в пределах рассматриваемой части Альпийской складчатой области, относятся такие прогибы,

которые могут быть названы офиолитовыми. Это своеобразные узкие зоны, вытянутые вдоль глубинных разломов (шовные), в которых распространены очень сильно перемятые и перетертые осадочные породы в основном мелового возраста. Они сопровождаются кремнистыми и туфогенными породами и многочисленными основными и ультраосновными интрузиями, а также глыбами более древних пород (известняков юры, кристаллических сланцев и др.). Характерна исключительно сильная перемятость всех пород, такая, что в отдельных участках прогибы заполнены, по существу, гигантской тектонической брекчией.

Сочетание основных, ультраосновных интрузий и кремнистых пород, впервые охарактеризованное А. Штейнманном [Steinmann, 1926] и получившее от него наименование офиолитового комплекса, наиболее ярко характеризует эти прогибы. Они хорошо представлены вдоль Загроса и в Анатолии (близ Анкары), где заполняющий их комплекс пород давно назван пестрой смесью (colored melange). Такие же прогибы известны в районе Наина и Кермана; наиболее крупный и протяженный офиолитовый прогиб вытянут вдоль южного склона Восточного Тавра.

На территории Малого Кавказа к офиолитовым прогибам относится Севанский прогиб и, вероятно, узкая зона офиолитов Армении, вытянутая от долины Веди на юго-восток. Как видно, все они пока известны только в области развития байкальского основания.

УДК 551.243.33

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВПАДИН ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ[1]

Со Средиземноморским поясом Евразии теснейшим образом связан целый ряд глубоких котловин внутренних морей. Они представляют собой глубокие впадины земной коры, заполненные водами Средиземного, Черного и Каспийского морей в западной части пояса и морей Андаманского, Сулу, Сулавеси, Молукского, Серам, Банда, Саву и Флорес среди островов Индонезии.

Воды этих морей частично покрывают мелководные, шельфовые участки, представляющие собой затопленные пространства соседних берегов с продолжением на дне моря структуры континентов. Таковы шельфовые части Средиземного моря к югу от Сицилии, северные окраины Черного моря (Одесский залив, Азовское море), северная часть Каспия, часть Андаманского моря, Яванское море и др. Но значительную часть внутренних морей представляют собой глубокие котловины, отделенные от берегов уступом материкового склона и имеющие плоское дно с глубинами 2000–5000 м, а в отдельных случаях и до 7000 м (море Банда). Эти котловины являются как бы океаническими впадинами в миниатюре. Интересно, что они имеют в глубокой части земной коры океанический тип строения, т.е. лишены гранитного слоя. Таким образом, они действительно похожи на впадины океанов. Отличием является значительно большая мощность слоя осадков, покрывающих дно, достигающая 8–10 км. Котловины внутренних морей Средиземноморского пояса очень сходны с котловинами межостровных морей Тихоокеанского пояса. Вместе они образуют совершено особую категорию глубоких впадин земной коры, по строению близких к океаническим. Среди котловин внутренних морей наиболее изученной в результате геоморфологических и геофизических исследований в настоящее время является Черноморская.

[1] См.: Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18; Геотектоника. 1972. № 5. С. 22–41.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Впадина Черного моря является одной из глубоководных котловин, к которым относятся впадины Средиземного моря – Балеарская, Лигурийская, Тирренская, Ионическая, Левантинская, а также котловины Южного и Среднего Каспия (рис. 12). Все они образуют важные элементы строения Альпийской складчатой области и характеризуются, по геофизическим данным, сходными чертами строения земной коры, отсутствием в центральных частях гранито-гнейсового слоя и наличием мощной толщи осадочных пород, достигающей 10–15 км. Близкими к ним являются и некоторые другие котловины, например котловина южной части Адриатического моря, Альборанская к югу от Малаги и Мраморного моря, хотя они обладают более ограниченными размерами, меньшей глубиной и в них нет признаков отсутствия гранито-гнейсового слоя коры.

Первоначально, когда выяснилась огромная глубина всех этих впадин, скрытых под уровнем воды, их, и в частности котловину Черного моря, рассматривали как гигантские провалы земной коры типа грабенов [Suess, 1883–1902 и др.]. При этом многие исследователи считали, что котловина Черного моря является очень молодой, так как она возникла в конце неогена или даже в начале четвертичного периода. До этого на месте Черного моря предполагалось наличие обширной суши "Понтиды", которая соединяла Малую Азию и Закавказье (Армянское нагорье) с Крымом, а затем была разбита сбросами. В результате ее опускания по разломам образовалась впадина Черного моря. Эти выводы были сделаны в конце прошлого века на основе сравнения Черного моря с геологической историей островов Эгейского архипелага и проливов. Тогда же выяснилось, что до конца неогена на месте Эгейского моря располагалась суша, частично покрытая пресными озерами. Н.И. Андрусов [1905] установил, что проливы Босфор и Дарданеллы представляют собой затопленные морем речные долины и их возникновение связано с самым началом четвертичного периода, так как по берегу Дарданелл им была найдена Чаудинская терраса, подобная изученной им ранее близ Феодосии.

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

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

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

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

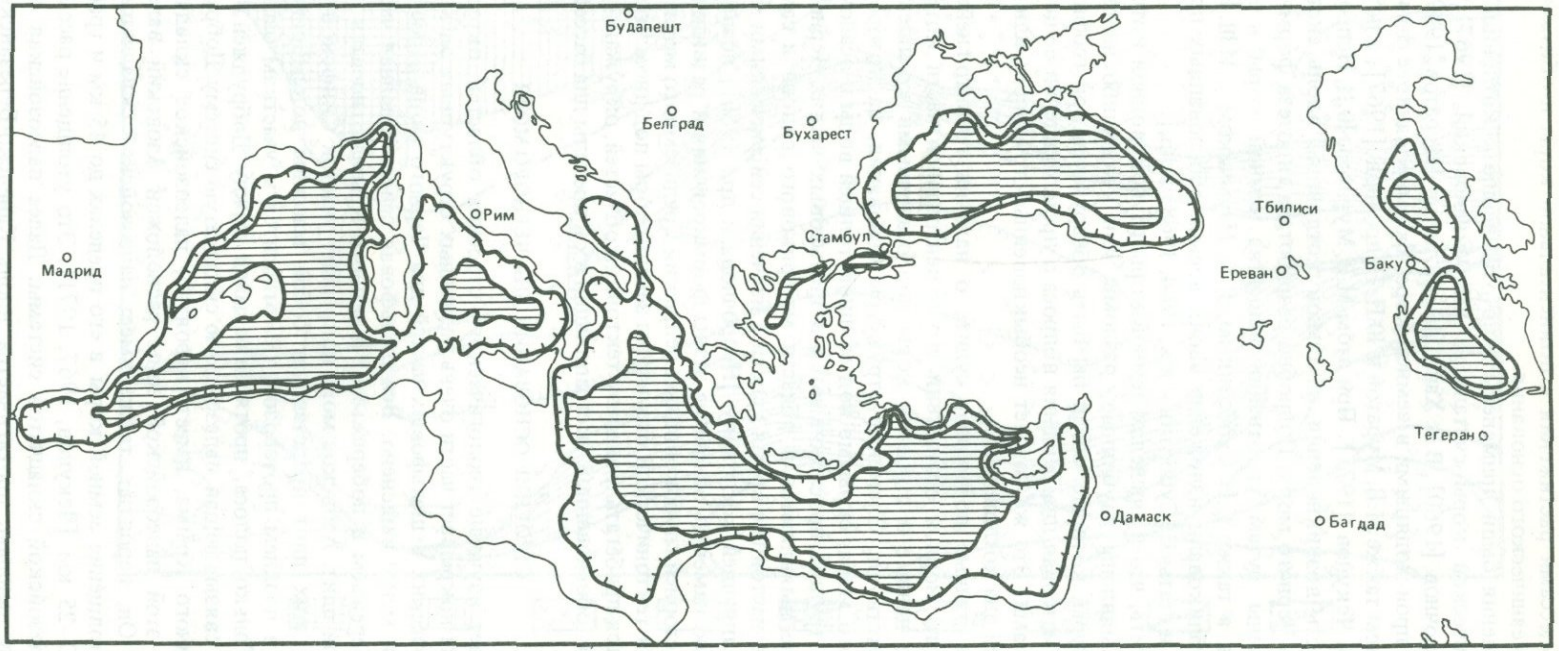


Рис. 12. Глубоководные котловины Черного, Каспийского и Средиземного морей
Контур с бергштрихами – границы шельфа, заштриховано дно котловин

вых морей с процессами растяжения континентальной коры и обнажением из-под нее более древнего океанического основания.

Все три объяснения были применены и по отношению к котловине Черного моря. Реликтом океанической коры считали ее Е.Е. Милановский [1967], А.А. Сорский [1966], Ю.П. Непрочнов [1960], В.Е. Хаин [1964], автор [Муратов, 1949].

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

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

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

Вместе с тем в настоящее время успехи в изучении сейсмическими методами осадочной толщи, заполняющей котловину [Непрочнова и др., 1966], позволяют более или менее обоснованно наметить основные этапы формирования и развития самой впадины и сравнить их с историей глубоководных депрессий Средиземного моря.

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

СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ ДНА ЧЕРНОГО МОРЯ

Как показывает изучение геологического строения областей, окружающих Черное море, его впадина покрывает части очень различных структурных элементов (рис. 13).

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

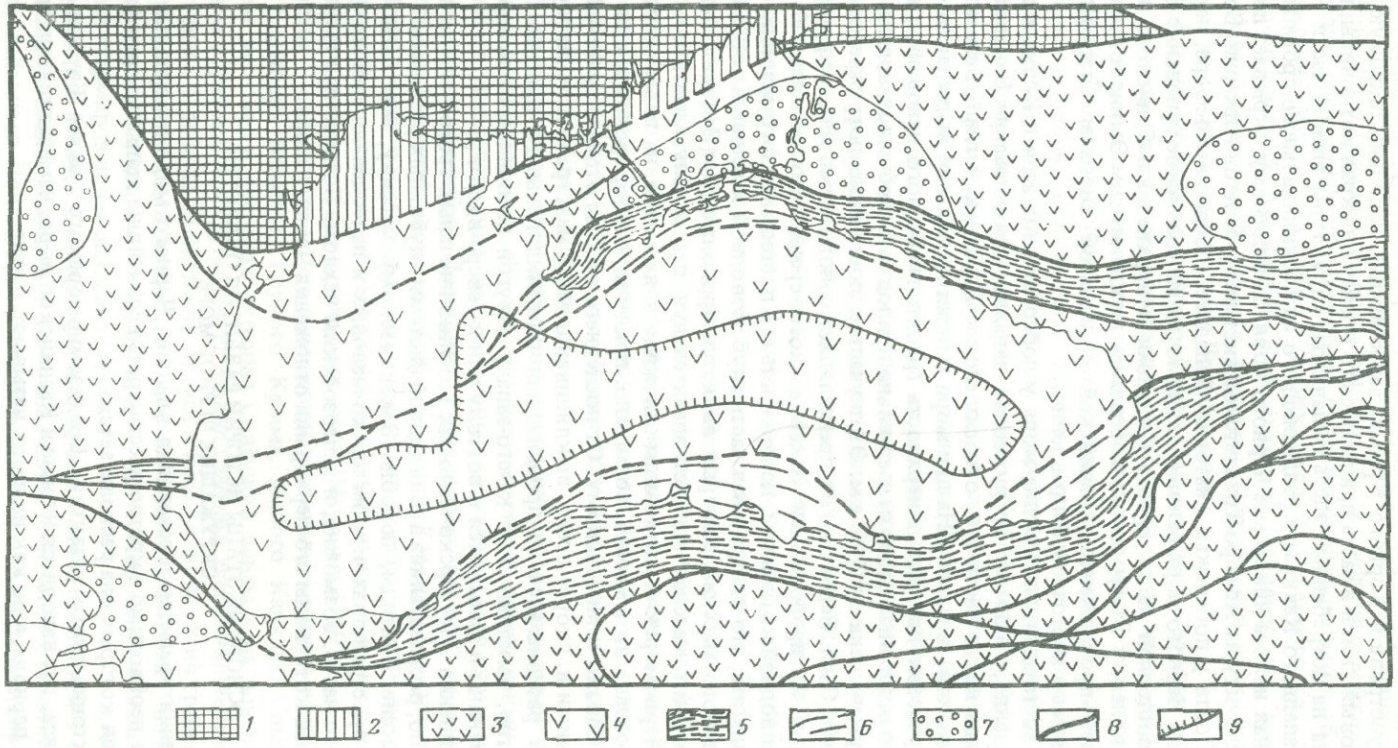


Рис. 13. Схема предполагаемого строения основания осадочного слоя дна Черного моря

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

вается с палеозойской складчатой системой северного склона Центрального Кавказа.

Северная часть дна Черноморской котловины у берегов Северо-Западного Кавказа, Керченского полуострова и Горного Крыма, включающая довольно широкую полосу шельфа, материковый склон и часть прилегающего к нему дна края котловины, по всем данным, наложена на погребенные здесь складчатые структуры южной части Горного Крыма, Северо-Западного Кавказа и разделяющего их периклинального прогиба. Точно так же значительная полоса дна на юге Черного моря, по-видимому, скрывает погребенные складчатые структуры Аджаро-Триалетской системы у берегов Аджарии, Восточного и Западного Понта у побережья Анатолии. Западнее, у берегов Босфора, периферический участок дна Черного моря наложен, видимо, на палеозойское основание Босфорского массива, восточной части хребта Странджи и верхнедокембрийского массива Средна-Гора. Наконец, у Босфорского побережья, между мысом Эмине и Бялой, дно моря перекрывает продолжение Альпийской складчатой системы Стара-Планины, погружающейся здесь в восточном направлении.

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

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

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

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

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

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТЕЙ, ОКРУЖАЩИХ ЧЕРНОЕ МОРЕ

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

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

Первым периодом является позднедокембрийский, в течение которого создавалось складчатое основание на всей площади Средиземноморского пояса, между краями древних Восточно-Европейской и Африканской платформ. Окончательно это основание сформировалось к концу позднего протерозоя, местами (Иран) несколько раньше –

к середине позднего протерозоя [Штеклин, 1966]. В конце протерозоя оно подверглось складчатости, процессам метаморфизма и местами гранитизации. Остатками этого докембрийского складчатого основания являются срединные массивы, расположенные в пределах эпигерцинской платформы и Альпийской складчатой области. К ним относятся массивы Мизийской плиты, Среднекрымской, Северного Кавказа, Закавказский, Артвино-Болнисский, Армянский, Киршехирский, Мендересский, Эгейский, Родопский, Средна-Гора, Македонский, а также, вероятно, Понтический на продолжении Закавказского, сейчас погруженный под дно Черного моря.

Второй крупный период – палеозойский (герцинский), в течение которого на верхнепротерозойском складчатом основании, расколотом вдоль многочисленных глубинных разломов, возникли системы геосинклинальных прогибов. Это прогибы Центральной Добруджи и Равнинного Крыма, Тарханкутского полуострова, Азовского и Каневско-Березанского валов, Балканского хребта, Странджи и Северо-Западной Анатолии. Все они имели близкое к широтному или северо-западное простирание.

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

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

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

В развитии мезозойско-кайнозойских альпийских геосинклинальных прогибов выделяются три отчетливо выраженных этапа [Муратов, 1969].

Первый – с триаса до конца юры, когда развивались ранние геосинклинальные прогибы Большого Кавказа, Горного Крыма, Малого Кавказа, Сомхето-Карабахский. На этом же этапе в пределах окраины Скифской плиты и на поверхности срединных массивов образовались крупные и глубокие грабены, заполнявшиеся терригенными толщами триаса (грабены Добруджи), триаса и юры (Калиновский грабен, Пандаклейский, или Преддобруджинский, и Ейский грабены) или только юры (Сивашский, Каркинитский, Восточно-Кубанский грабены и др.). На срединных массивах в это же время началось формирование осадочного чехла.

Второй этап начался с конца юры или начала мела и проявился в образовании системы поздних геосинклинальных прогибов: восточной части Стара-Планины, Восточных Карпат, Западного Понта, Триалетско-Понтического, южного склона Главного Кавказского хребта. Эти прогибы развивались с конца юры или середины мела (апт–альб) и до конца палеогена. В конце эоцена–олигоцена они подверглись складчатости и были сильно смяты. На втором этапе, в конце юры, в мелу и палеогене продолжал формироваться осадочный чехол на поверхности многих массивов, который достиг местами

значительной мощности (на Грузинской глыбе и др.). Тогда же происходило образование и мощного осадочного чехла эпигерцинской Скифской плиты, развитие которого здесь продолжалось также в неогене и в четвертичном периоде.

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

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

ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ДНА ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРОБЛЕМА ВРЕМЕНИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ ВПАДИНЫ

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

В основании осадочных комплексов дна Черного моря, по его краям, располагаются упомянутые части складчатых систем, а ближе к центральной части котловины – складчатые, метаморфизованные и гранитизированные породы фундамента Закавказского, Грузинского и Понтического срединных массивов, имеющие, скорее всего, позднепротерозойский возраст. Под дном центральной части котловины этот фундамент по геофизическим данным не выявляется. Основание котловины здесь лишено гранито-гнейсового слоя земной коры.

Нижний из комплексов осадочного покрова представлен отложениями чехла срединного массива. Он сложен, вероятно, в основном верхнеюрскими, меловыми и палеоцен-эоценовыми образованиями, представленными в карбонатных фациях относительно небольшой мощности. Местами в его составе, возможно, участвуют также пермские и триасовые породы. В качестве обоснования этого предположения можно указать на наличие известняковых галек с фауной перми, описанных из нижнеюрских конгломератов близ Ялты [Миклухо-Маклай, Муратов, 1958] и верхнеюрских конгломератов горы Демерджи близ Алушты. В обоих случаях снос конгломератов происходил, несомненно, с юга. Кстати говоря, в составе гальки этих конгломератов указываются граниты позднепротерозойского возраста [Юрк, Добровольская, 1965], происходящие, очевидно, из фундамента срединного массива. Меловые и палеоцен-эоценовые породы покрывают, вероятно, значительные площади и являются осадками неглубокого обшир-

ного морского бассейна. Близость меловой фауны Крыма и Северной Турции (Зонгулдак) свидетельствует о существовании единого сплошного бассейна, перекрывавшего срединный массив, находившийся на месте Черного моря. В меловом периоде и в эпоху палеоцена–эоцена глубокой котловины Черного моря еще не существовало, а было шельфовое море, занимавшее срединный массив. Юрские отложения имеют, по-видимому, более ограниченное распространение, чем меловые. Триасовые и пермские отложения распространены еще меньше. Мезозойско-палеогеновый комплекс в центральных частях впадины залегает спокойно, слагая чехол срединного массива. На востоке впадины он покрывает поднятый Абхазский участок срединного массива, где осадочный чехол достигает мощности 6–7 км. По-видимому, этот комплекс вполне соответствует по возрасту чехлу Понтического и Закавказского срединных массивов. Формирование его продолжалось в течение длительного времени, на протяжении значительной части мезозоя и палеогена, подобно тому как длительное время шло накопление юрских и меловых отложений чехла Закавказского массива (Грузинской глыбы) и чехла Мизийской плиты.

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

Второй комплекс отложений дна Черного моря, представленный, видимо, майкопской серией и миоценовыми толщами, связан с орогенным этапом и имеет также очень значительную мощность и широкое распространение. Подошва его соответствует сейсмической границе с граничной скоростью 4–4,5 км/с, получившей от А.Ф. Непрочновой обозначение $d\frac{\text{ос}}{2}$. Особенной мощности он достигает, судя по имеющимся геофизическим данным [Гончаров и др., 1966; Чекунов, 1967], в отдельных котловинах: в центральной впадине к югу от Южного берега Крыма (5–7 км), во впадине к югу от берега восточной части Горного Крыма и в узкой депрессии между кавказским берегом и относительно приподнятым Абхазским участком массива (3–4 км?). Однако этот комплекс не только заполняет эти относительно ограниченные по площади депрессии, но и покрывает периферические части дна Черного моря, где в общем уменьшается в мощности. Уменьшения мощности этого слоя не происходит только на севере, у берегов Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа. Как известно, на Керченском и Таманском полуостровах майкопская серия и отложения среднего и верхнего миоцена имеют широкое распространение и достигают очень значительной мощности (до 3–5 км), слагая складчатые структуры в части поперечного прогиба между Крымом и Кавказом. Здесь их накопление происходило, вероятно, в пределах северных окраин тех же котловин, которые выявляются к югу от берегов Крыма и Кавказа по геофизическим данным. Только здесь эти отложени были позднее подняты и подверглись складчастости, а на дне Черного моря они остались погруженными.

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

Возникновение глубоких котловин орогенного этапа, заполненных мощными толщами осадков олигоцена и миоцена, произошло одновременно с началом крупных поднятий горных сооружений вокруг Черного моря. До этого, как было показано выше, в мезозое и в начале палеогена на месте Черного моря располагался срединный массив, покрытый чехлом осадков и мелким морем. Заложение отдельных котловин про-

изошло, видимо, на поверхности этого массива и частично по границе его со складчатыми системами вдоль берегов Северо-Западного Кавказа.

Третий комплекс наиболее молодых осадков Черного моря, относящихся к плиоцену и четвертичному периоду, покрывает всю площадь его дна. Отложения этого комплекса отличаются значительно меньшей плотностью и скоростью прохождения сейсмических волн и отделяются от подстилающих отложений поверхностью, которая отчетливо фиксируется по сейсмическим данным и названа А.Ф. Непрочновой сейсмической границей $d\frac{\text{ос}}{1}$, с граничной скоростью 3 км/с. Толща осадков этого комплекса достигает, по сейсмическим данным, мощности 2 км с максимальными значениями в центральной части моря, к югу от берегов Крыма.

Плиоцен-четвертичный комплекс перекрывает более древние отложения и по периферии Черного моря, залегая трансгрессивно с размывом и несогласием на дислоцированных породах более древних комплексов. Такое залегание хорошо выявлено на основе сейсмических профилей к югу от берегов Крыма. На разрезах I–I и II–II, опубликованных в работе И.В. Архипова и др. [1970], отчетливо видна поверхность $d\frac{\text{ос}}{1}$ с граничной скоростью около 3 км/с, которая подстилает рассматриваемый комплекс, залегающий на дне Черного моря. К югу от берегов Крыма он лежит на комплексе олигоцен-миоцена, подстилаемом, в свою очередь, поверхностью раздела $d\frac{\text{ос}}{2}$ с граничной скоростью 4,5 км/с. Севернее, в области материкового склона, плиоцен-четвертичные слои трансгрессивно переходят на более плотные и дислоцированные породы предполагаемой погруженной части Крымского складчатого сооружения. Рассматриваемые слои уменьшенной мощности слагают всю площадь поверхности шельфа.

То же самое выявлено по данным А.А. Терехова и других в пределах материкового склона и шельфа берегов Северо-Западного Кавказа. Плиоцен-четвертичный комплекс налегает здесь на различные дислоцированные породы. Морфология берегов Анатолийского побережья Черного моря указывает на их абразивный характер и позволяет предполагать трансгрессивное залегание комплекса плиоцен-четвертичных отложений на срезанных слоях складчатых структур Западного и Восточного Понта в пределах шельфа и материкового склона.

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

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

Налегание плиоцен-четвертичного комплекса на размытые и дислоцированные отложения свидетельствует о значительном расширении Черноморской котловины, которое началось перед образованием этого комплекса и продолжалось в течение плиоцена и четвертичного периода. В результате этого наиболее молодой осадочный комплекс перекрыл всю площадь дна Черного моря. Он связан, таким образом, с эпохой сильного расширения впадины в самом конце ее геологической истории и с образованием более широких площадей шельфа. При этом обращает на себя внимание значительная мощность осадков рассматриваемого комплекса (порядка 2000 м), накопившихся за относительно небольшой отрезок времени – с раннего плиоцена, за 5–6 млн лет. Вместе с тем Черноморская котловина в настоящее время имеет глубину около 2 км.

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

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

Начальным моментом формирования Черноморской котловины можно считать образование ряда орогенных впадин и заполнение их отложениями олигоцена и нижнего миоцена (майкопская серия), среднего и верхнего миоцена и, может быть, также понтического яруса (нижний плиоцен). Эти глубокие впадины образовали сливающуюся систему в центральной части современного Черного моря и в его западной и восточной окраинах, а также прогиб, соответствовавший Керченскому и Таманскому полуостровам и прилегающей к ним части дна Черного моря и продолжавшийся на юго-восток до района Сочи–Адлер.

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

ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ВПАДИН СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Глубоководные котловины Средиземного моря также являются очень молодыми и сформировались, как выяснилось в последние годы, в основном в течение плиоцен-четвертичного этапа.

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

Комплекс основания перекрыт нижней толщей осадочных пород мощностью до 200 м, которые несколько дислоцированы, образуя пологие складчатые структуры. При драгировке в прогибе Стромболи, напротив Мессинского пролива, в верхней части слоев этой толщи были обнаружены желтоватые мергели с фораминиферами Globorotalia margaritae, G. aemiliana, G. puncticulata, характерными для нижнего плиоцена и самых

низов среднего плиоцена. Эти слои по фауне и литологическому составу полностью соответствуют голубым мергелям Турби Сицилии и Калабрии, имеющим тот же возраст.

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

Верхний комплекс осадочных отложений ложится на эти слои согласно в центральных частях котловины и со следами размыва и несогласия – по ее периферии, местами залегает также на домиоценовом основании. Толща верхнего комплекса достигает 900–1100 м, уменьшаясь к краям бассейна до 600 и даже 300 м. В основании этой толщи у подножия склона Сардинии (подводный каньон Орозеи) обнаружен при драгировке базальный конгломерат с хорошо окатанной галькой и рыхлым карбонатным цементом, в котором встречены многочисленные мелководные моллюски среднего или верхнего плиоцена. Подняты также глинистые мергели с фораминиферами зоны Globorotalia crassaformis верхов среднего плиоцена. Из этой же толщи определены глобигерины нижнего (доледникового) плейстоцена. Таким образом, доказано, что возраст верхней толщи соответствует интервалу от верхов среднего плиоцена до четвертичного. В центральной части бассейна перерыва в осадконакоплении между нижней и верхней толщами могло не быть.

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

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

В центральной части Тирренской котловины величина опускания достигает за средний–поздний плиоцен и четвертичный период около 4500 м. При длительности четвертичного периода, позднего и среднего плиоцена около 4,7–4,8 млн лет скорость опускания составляет около 11 м в год [Selli, Fabbri, 1971].

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

Приведенные данные свидетельствуют о большом сходстве верхнего осадочного комплекса Черного и Тирренского морей, об одинаковом времени их накопления и о близком масштабе погружения котловин. В Черном море в связи, очевидно, с наличием стока в него крупных материковых рек (Дуная, Днепра, Дона и др.) скорость осадконакопления была больше и накопилась более мощная толща осадков.

Судя по опубликованным недавно предварительным данным бурения "Гломар Челленджера" [Summary..., 1970], на дне Балеарской котловины, между Балеарски-

ми островами и Сардинией, скважины вскрыли толщу плиоцен-четвертичных глинистых отложений мощностью до 325 м с конгломератом в основании. Под ними в 45 милях от Сардинии вскрыты коренные породы – граувакки и филлиты, литологически сходные с нижним палеозоем Сардинии. Западнее под плиоценом обнаружен верхний миоцен (мессиний), включающий морские отложения, чередующиеся с лагунными гипсоносными слоями с ангидритом и доломитом, каменный солью, а также с прослоями диатомитов.

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

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

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

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

ГИПОТЕЗЫ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ КОТЛОВИН ЧЕРНОГО И СРЕДИЗЕМНОГО МОРЕЙ

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

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

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

Морфологически по взаимоотношению со структурой окружающих берегов все упомянутые глубоководные впадины представляют собой огромные котловины опускания или проседания земной коры. На такую же природу указывают их неровные,

иногда фестончатые контуры и совершенно плоское дно. Вместе с тем острова и полуострова Средиземного моря по форме и положению явно представляют собой останцы между опустившимися котловинами и их частями. Если по краям последних и можно предположить более древние разломы, вдоль которых возникли эти впадины, то только в отдельных случаях. Наиболее отчетливо они выражены в котловине Мраморного моря, Альборанской впадине, возможны в западной части Лигурийской. Разломы, сопровождающие формирование впадин и одновременные с ними, выявляются более четко, что видно на примере Тирренской впадины, окаймленной разломами, сопровождаемыми рядом вулканов.

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

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

Все эти данные позволяют прийти к выводу об одинаковых причинах возникновения этих одновозрастных элементов строения земной коры, о геологически очень быстром их формировании в конце или даже после орогенного альпийского этапа.

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

Наиболее отвечает условиям формирования и развития описанных впадин земной поверхности гипотеза утяжеления вещества мантии земной коры, высказанная и обоснованная С.И. Субботиным, Г.Л. Наумчиком и И.Ш. Рахимовой [1964, 1968]. Авторы этой гипотезы считают, что котловина Черного моря образовалась как проседание земной поверхности вследствие уплотнения вещества мантии на глубине. Это уплотнение рассматривается как результат приспособления к изменяющимся термодинамическим условиям на глубинах 50–300 км.

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

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

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

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

Кроме того, конечно, для объяснения утонения "базальтового" слоя необходимо предположить преобразования, происходящие и в его пределах в направлении перехода основных пород – габбро и базальтов – в эклогиты. Как известно, этот процесс также сопровождается значительным уменьшением объема и может привести к образованию глубоких впадин на поверхности земной коры.

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

Следует, однако, отметить, что на основе изучения изостатических аномалий силы тяжести в пределах впадины Черного моря М.Е. Артемьев [1971] считает, что расширение впадины и проседание поверхности близ берегов Крыма и Кавказа не может быть связано с процессами утяжеления земной коры.

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

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

УДК 551.242.31:551.71/72

СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ДОКЕМБРИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ РАЗВИТИЯ[1]

УСПЕХИ ИЗУЧЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ И ВЫЯВЛЕНИЕ ДОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблемы формирования земной коры и развития складчатых систем докембрия в последние годы привлекают к себе большое внимание, что связано с исключительной важностью выяснения истории докембрия, занимающего около 7/8 времени существования земной коры. До недавнего прошлого история докембрия была очень плохо известна, а возможности сравнительного изучения докембрийских складчатых систем и метаморфических комплексов были крайне ограничены. Подлинную революцию произвела разработка методики радиометрического определения возраста минералов и горных пород, которая за последние 10–15 лет дала в руки геологов материалы для обоснованного определения последовательности формирования докембрийских осадочных, метаморфических и изверженных пород. Это открыло возможность не только восстановить историю докембрия, но и выявить определенные этапы развития земной коры.

Советские исследователи внесли в это очень большой вклад, так как, с одной стороны, в лабораториях Советского Союза сделано разными методами огромное количество радиометрических определений возраста минералов из различных метаморфических и магматических пород. Данные этих определений сведены в ряде сборников, монографий и статей [Афанасьев и др., 1964; Полканов, Герлинг, 1961; Тугаринов, Войткевич, 1966; Семененко, 1972; Рубинштейн, 1961; и др.].

С другой стороны, накоплен в значительной степени обобщенный огромный материал по стратиграфии и тектонике докембрийских образований фундамента древних платформ и других областей нашей страны. Эти данные в значительной мере сведены в коллективных монографиях [Стратиграфия СССР, 1963; Геологическое... 1968], а также в многочисленных монографиях и статьях, среди которых можно перечислить только небольшую часть главнейших работ по Балтийскому щиту [Полканов, Герлинг, 1961; Кратц, 1963; Шуркин, 1968; и др.], Украинскому щиту [Семененко, 1964; Слензак, 1967; Доброхотов, 1967; Каляев, 1965; и др.], Курско-Воронежской антеклизе [Доброхотов, 1961; Зайцев, 1968; Горбунов и др., 1969], фундаменту Восточно-Европейской платформы в целом [Варданянц, 1960; Гафаров, 1963а; Палей, 1965; Зандер и др., 1967] и Сибирской платформе [Спижарский, 1964; Салоп, 1964; Косыгин, 1964; Лазько, 1956; Мануйлова и др., 1968; и др.].

Вместе с тем советской школой стратиграфов в последние годы обоснован палеонтологический метод определения возраста верхнепротерозойских (рифейских) осадочных толщ, позволяющий сравнивать их на огромных расстояниях и восстанавливать историю рифейской эры. В этом отношении особо приходится отметить успешное изучение строматолитов и использование их для целей стратиграфии (Б.М. Келлер, Г.И Кириченко, И.К. Королюк, И.Н. Крылов, В.П. Маслов, М.Е. Раабен, С.В. Нужнов, М.А. Семихатов и др.), которое принесло неоценимые по значению результаты.

В итоге это дало возможность изучения многих тектонических проблем докембрия, и в первую очередь крупнейших структурных элементов земной коры.

Одним из самых больших достижений в изучении докембрия за последние годы следует признать выявление и обособление древнейших этапов развития земной коры в

[1] См.: Геотектоника. 1970. № 2. С. 47–73.

начале архея, характеризующихся своеобразием осадконакопления, вулканизма и тектонических структур.

Изучение условий формирования древнейших метаморфических толщ архея Алданского щита, начатое Н.В. Фроловой [1962], привело ее к выводам о многих особенностях этих отложений, свидетельствующих о большом своеобразии обстановки осадконакопления в эпоху их отложения.

Анализ эволюции осадочного породообразования в течение докембрия был сделан Н.М. Страховым [1966], показавшим эволюцию состава атмосферы и солевой состав морской воды в докембрии, связанные с этим особенности осадконакопления. Позднее попытка количественной оценки изменений в составе земной коры, воды океанов и атмосферы начиная с самых ранних этапов существования земной коры была сделана А.Б. Роновым [1964].

Изучение состава древнейших метаморфических комплексов нижнего архея и их тектоники на материале Алданского щита позволило Е.В. Павловскому [1962] показать особенности древнейшего архейского этапа развития земной коры. Сравнение этого материала с данными по архейской серии Киватин Канадского щита на основе работ Д.Т. Уилсона [Wilson, 1949] и других исследователей позволило Е.В. Павловскому [1962] и М.С. Маркову [1962, 1964] прийти к выводу о широком распространении подобного рода метаморфических комплексов, характерных для нижнего архея в пределах фундаментов древних платформ многих областей земного шара: Канады, Южной Африки, Украины, Сибири и др. Благодаря этим работам сейчас стало широко известно, что древнейшие комплексы архея состоят из гнейсов основного состава, амфиболитов, иногда с прослоями кремнистых сланцев, джеспилитов и других пород хемогенного происхождения, сопровождаемых основными и ультраосновными и интрузивными телами. Они образовались в итоге длительных и мощных излияний базальтовых и андезитовых лав, накоплений вулканических туфов и других продуктов подводной вулканической деятельности, а также за счет толщ граувакковых песчаников и сланцев, образовавшихся при размыве вулканических пород.

Древнейшие комплексы архея слагают обширные поднятия, куполовидные или неправильной округлой формы. В их сводах углы падения очень пологие и только на крыльях более крутые. Вдоль зон разломов гнейсовые толщи образуют системы крутых, сжатых складок (серия Киватин Канады, Тимптонский массив Сибири). Известны также узкие сжатые синклинали, вытянутые на значительном протяжении в одном направлении (Конкско-Белозерская зона на Украине с возрастом слагающих гнейсов около 3000 млн лет). Остатки этих структурных форм более или менее отчетливо сохраняются среди полей сплошной гранитизации. Радиометрический возраст описываемых комплексов гнейсов всегда показывает, что мы имеем дело с наиболее древними образованиями земной коры с возрастом от 2700–3000 до 3600 млн лет.

Все эти данные позволили прийти к выводу, что метаморфические комплексы древнейшего архея представляют собой остатки наиболее древних частей земной коры. Е.В. Павловский впервые сделал обоснованное предположение, что эти образования формировались на догеосинклинальной стадии развития земной коры.

Е.В. Павловский и М.С. Марков установили, что осадконакопление в начале архейской эры происходило в условиях дна обширных бассейнов, отличавшихся по своим особенностям как от платформенных эпиконтинентальных, так и от геосинклинальных морей. Осадконакопление, видимо, происходило в них на дне бассейнов, располагавшихся на земной коре, близкой к современной океанической, и они покрывали обширные пространства земной поверхности. При этом тогда еще не было разделения земной коры на континентальную и океаническую и не существовало ни геосинклинальных, ни платформенных условий. Е.В. Павловский назвал эту раннюю догеосинклинальную стадию существования земной коры "нуклеарной".

Таким образом, складчатые системы, возникшие за счет геосинклинального развития, образовались лишь позднее, вероятно, когда на земной поверхности появились участки коры, обладавшие большей мощностью и жесткостью.

Имеющийся материал позволяет сейчас установить время появления первых геосинклинальных систем и наметить черты их эволюции. Наиболее ранние их типы существовали, по-видимому, еще в конце архея и начале протерозоя. Сравнительный обзор геосинклинальных систем докембрия позволяет показать их существенные отличия от типичных геосинклинальных систем исторического времени (фанерозоя), а также наметить последовательную их эволюцию и роль в развитии земной коры.

ПРОТОГЕОСИНКЛИНАЛИ И ПРОТОПЛАТФОРМЫ

Очень разнообразные по составу гнейсовые комплексы, также достигающие значительной мощности, относятся к более молодой группе верхнего архея. Это серии гнейсов и кристаллических сланцев, среди которых присутствуют продукты вулканической деятельности, хотя здесь они и не играют такой преобладающей роли, как среди древнейших нуклеарных архейских образований. Состав гнейсов показывает, что они произошли из разнообразных морских осадочных толщ, главным образом песчано-глинистых пород, а также вулканических туфов и лав, причем включают нередко прослои и пачки карбонатных пород, главным образом доломитов.

Характер распространения толщ на больших площадях, их выдержанная мощность и в общем незначительные фациальные изменения по простиранию позволили ряду авторов сделать вывод, что формирование их происходило в условиях очень обширных и однообразных прогибов земной коры. Отложения этих прогибов, возникших на поверхности нуклеарной земной коры, были охвачены процессами складкообразования, затем гранитизации и метаморфизма в условиях амфиболовой и гранулитовой фаций. Е.В. Павловский [1962] высказал ряд доводов в пользу того, что прогибы этого рода являлись своеобразными геосинклинальными впадинами – протогеосинклиналями. Они очень отличались от типичных систем геосинклинальных трогов своей большей шириной и более спокойным, хотя и сильным, прогибанием. Они разделялись второстепенными незначительными поднятиями на отдельные части. В них медленно шло накопление мощных толщ морских осадков, чередовавшихся с продуктами подводной вулканической деятельности.

Описанные впадины окаймлялись поднятиями, вероятно, невысокими, но возвышавшимися все же над уровнем моря. Эти возвышенности представляли собой части массивов, сложенных складчатыми нуклеарными комплексами гнейсов основного состава и сопровождавших их магматических пород. Массивы эти, несомненно, служили источником обломочного материала, который накапливался в широких прогибах и поступал туда в результате процессов разрушения и размыва более древних пород и выноса обломочного материала водными потоками с поднятых массивов в море.

Осадочные метаморфизованные отложения, заполняющие протогеосинклинальные впадины, сопровождаются сериями основных интрузивных пород, а также гранитоидов. Типичными их примерами являются алданский комплекс Сибирской платформы, беломорский комплекс Балтийского щита и др. В результате процессов складчатости и метаморфизма этих комплексов образовались протогеосинклинальные складчатые системы, характеризующиеся чаще всего довольно простым строением складок, но местами осложненные мелкой складчатостью. Они подверглись затем высокому метаморфизму и гранитизации.

Протогеосинклинальные прогибы были разделены и ограничены выступами нуклеарных массивов. После складкообразования и превращения их в складчатые системы они вместе с разделявшими их нуклеарными массивами образовали основание самых древних платформенных структур материков – протоплатформ [Павловский, 1964].

Как известно, протоплатформы достаточно широко распространены и составляют один из обязательных элементов строения всех древних платформ. К их числу относятся Беломорский массив и массив Юго-Западной Швеции, а также Кольский и другие массивы, включенные в систему карелид на Балтийском щите, Украинско-Воронежский массив юга Восточно-Европейской платформы, многочисленные массивы, выявленные

по буровым и геофизическим данным под чехлом Русской плиты (Латвийско-Литовский, Средневолжский, Пермский и др.), а также большой Алдано-Анабарский массив на Сибирской платформе, массивы гнейсов Индостанской платформы, Южно-Африканская платформа, восточная часть Северо-Африканской платформы, массивы провинции оз. Верхнего и Слейв на Канадском щите, почти вся Австралийская платформа, Гвиано-Бразильская платформа Южной Америки, вероятно, значительная часть Антарктической платформы, а также крупные части других древних платформ.

Образованием протоплатформ заканчивается развитие наиболее ранних частей фундамента древних платформ.

Протоплатформы в дальнейшем в конце архея–начале протерозоя покрываются на отдельных участках протоплатформенным чехлом. В его формировании выделяются два этапа: первый – образование узких трогов палеоавлакогенов, второй – образование более обширных участков мощного чехла, обладающего рядом специфических особенностей. Чехол протоплатформ бывает дислоцирован (складчат) в отдельных зонах, пронизан основными интрузиями и массивами гранитоидов, содержит в своем составе мощные вулканические толщи, бывает метаморфизован до амфиболитовой фации метаморфизма. Все эти признаки протоплатформенного чехла сближают его больше с чехлом срединных массивов геосинклинальных складчатых областей и поясов, чем с чехлом древних платформ.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ РАННЕГО И СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Метаморфические комплексы пород нижнего и среднего протерозоя сильно отличаются от архейских по характеру распространения и образуемы ими элементам складчатой структуры. Большинство нижне- и среднепротерозойских комплексов слагает достаточно широкие полосы или зоны, вытянутые на большом протяжении в длину, иногда изогнутые. Эти зоны разделяют архейские массивы и часто включают такие же древние массивы небольшого размера, как бы обтекая и окаймляя их. Рассматриваемые комплексы участвуют в строении складчатых структур, чаще всего синклиналей или более сложно построенных синклинориев, сохранившихся в виде обрывков и фрагментов, но ориентированных вдоль простирания полос, в состав которых они входят. Таким образом, они слагают ограниченные древними массивами складчатые системы, в строении которых участвуют метаморфические комплексы, образовавшиеся из эвгеосинклинальных формаций. Наряду с ними в большинстве систем известны и менее метаморфизованные комплексы орогенного этапа. Однако ни в одной из складчатых систем нижнего и среднего протерозоя неизвестны пока миогеосинклинальные образования.

Таких систем в пределах доступных для изучения частей всех древних платформ не так много. В фундаменте Восточно-Европейской платформы выделяется наибольшее их число. Здесь на Балтийском щите можно выделить Свекофеннскую, Карельскую и Кольскую системы. Обычно последние две объединяют в единую систему карелид, однако они разделены Беломорским срединным массивом и по ряду особенностей строения (правда, второстепенных) могут быть обособлены в самостоятельные системы.

Уже довольно давно были отмечены признаки сходства Карельской системы с типичными геосинклинальными складчатыми системами, причем сначала исследователи искали сравнения их с Альпами. Еще Е. Вегманн [Wegmann, 1929] пытался сопоставить тектонические зоны карелид с зонами Альп. Позднее Х.О. Вяюрюнен [1939] отнес осадочные комплексы Карельской системы Восточной Финляндии к геосинклинальным образованиям, сравнивая некоторые толщи с флишем, а ветви карелид – с частями Альп.

Н.С. Шатский [1946а], разбирая тектонику фундамента Восточно-Европейской платформы, впервые установил, что Карельская система характеризуется достаточно ясно выраженными признаками типичных геосинклинальных складчатых систем. Это впоследствии было более детально обосновано К.О. Кратцем [1963] и принимается

сейчас большинством исследователей докембрия Балтийского щита [Шуркин, 1968; и др.].

В пределах Карельской и Кольской систем выделяются ряды геосинклинальных прогибов, ограниченных глубинными разломами и разделенных антиклинориями. Прогибы в результате складчатости и других деформаций превращены в синклинории, причем часто последние сохранились только фрагментарно. Синклинории заполнены мощными метаморфизованными комплексами формаций нижнего карелия, образовавшимися из вулканических и осадочных толщ морского происхождения. Среди них большую роль играют продукты подводной вулканической деятельности основного и кислого состава, амфиболиты и метавулканиты, лептиты (кислые и средние вулканиты), разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы и филлиты, магнетитовые кварциты. Они представляют собой типичные геосинклинальные формации: спилито-кератофировую, терригенно-вулканогенную, вулканогенно-терригенную с ритмическим чередованием, напоминающую флиш, и др. Нередко присутствуют железорудные формации с месторождениями железных руд, встречаются и карбонатные породы. Хуже представлены в этих системах геоантиклинальные структуры – антиклинории, что несколько отличает их от типичных геосинклинальных систем палеозоя, где всегда синклинории чередуются с антиклинориями. Здесь роль антиклинориев часто играют небольшие срединные массивы, разделяющие отдельные прогибы.

Наряду с типичным геосинклинальным комплексом формаций достаточно хорошо представлены структуры и формации верхнего карелия, образующие более плоские и широкие синклинальные прогибы типа межгорных впадин орогенного ряда более молодых систем. В их заполнении преобладают песчаники, конгломераты, аркозы (сариолий), кварциты и темные глинистые сланцы (ятулий), нередки карбонатные (доломитовые) прослои, а также пачки разнообразных эффузивных пород, так же как и среди орогенных комплексов более молодых геосинклинальных складчатых систем.

Интрузивные комплексы, сопровождающие эти системы, представлены основными и ультраосновными породами, характерными для начальных стадий развития, и гранитоидами, среди которых выделяются две группы – более ранних микроклин-плагиоклазовых гранитов конца главного геосинклинального этапа и позднеорогенных олигоклаз-микроклиновых, иногда порфировидных гранитов, характерных для заключительного этапа. Кроме того, после окончания формирования этих систем образовались посторогенные граниты-рапакиви.

Хорошо выражены два главных несогласия, отвечающие двум главным эпохам складчатости и внедрения интрузий, типичных для геосинклинальных областей – на границе главного и орогенного этапов и в конце последнего, когда происходили заключительная складчатость и превращение геосинклинальной системы в основание платформы.

Свекофеннская система Балтийского щита близка по времени окончания ее формирования к Карельской и Кольской, но вместе с тем существенно отличается от них по многим особенностям строения и истории развития. Эти особенности будут вкратце охарактеризованы ниже.

Кроме этих трех систем Балтийского щита, в закрытой чехлом части платформы в последние годы выделяется ряд самостоятельных складчатых систем. Наиболее обстоятельными работами по структуре фундамента Русской плиты сейчас являются работы Р.А. Гафарова [1963] для ее северной части и В.Н. Зандера, Ю.И. Томашунаса и др. [1967]. В центральной части платформы еще Н.С. Шатским [1946а] по данным изучения магнитных аномалей была установлена широкая зона почти широтных простираний пород фундамента, которую он рассматривал как продолжение Карельской системы Балтийского щита. В.Н. Зандер и др. [1967] подтвердили существование этой зоны и установили сложную систему связанных с ней разветвлений, разделенных более древними массивами. В целом она образует огромную дугу, обрамляющую с востока и юго-востока Беломорский массив и его юго-восточное продолжение.

Она не является, как полагал Н.С. Шатский, непосредственным продолжением карелид и, скорее всего, не продолжение Карельской системы, а представляет собой совершенно обособленную, очень большую складчатую систему, сходную (на основе данных о радиометрическом возрасте пород) с Кольской и Карельской системами. Эта система занимает значительное пространство северо-восточной и центральной частей Восточно-Европейской платформы. От нее, кроме того, отходят два ответвления – Башкирское и Рязано-Саратовское. В.Н. Зандер и др. [1967] называют ее отдельные участки и отрезки по-разному: Смоленской, Владимиро-Казанской, Мезенско-Камской, Камской и Мезенской системами. Думаю, что эти "системы" составляют лишь части единой складчатой системы, которую в целом лучше бы именовать Волжско-Камской.

В Африке к числу нижне- и среднепротерозойских систем относится Биримская, расположенная на западе материка, где она протягивается от побережья Гвинейского залива на участке от Того до Сьерра-Леоне в северном направлении, скрываясь затем под осадочным чехлом. Возможно, что северное продолжение системы расположено в пределах Регибатского щита (Западная Сахара). Возраст гранитов, прорывающих Биримскую систему, 1650–1850 млн лет. Биримский метаморфический комплекс по составу сходен с карельским, а песчаники Тарквия, образующие наложенные мульды, вероятно, могут быть сопоставлены с орогенным комплексом, подобно верхнему карелию.

Довольно широко нижне- и среднепротерозойские складчатые системы распространены в пределах Индостанской платформы. На юге Индии выделяют обычно три разновозрастные складчатые системы: Дарварскую, Восточных Гат и Сатпурскую [Кришнан, 1963; Муратов, 1964]. Дарварская система состоит из ряда широких и узких синклинориев, вытянутых с севера на юг в пределах штата Майсур. Они заполнены серией терригенных и вулканогенных пород основного состава с железорудными горизонтами, превращенных в кристаллические сланцы и гнейсы. Возраст этих пород определяется в 2200–2450 млн лет, т.е. они относятся к нижнему протерозою. Полосы этих пород разделены архейскими "гнейсами полуострова", образующими небольшие срединные массивы между ними, а не типичные антиклинории. Породы подверглись гранитизации и метаморфизму с образованием ортогнейсов Чампион и гранитов Клосепет с возрастом 2300 млн лет. Как видно, эта система является более древней, чем Карельская, но все же нижнепротерозойской.

Время проявления складчатости системы Восточных Гат оценивается по радиометрическому возрасту прорывающих интрузий от 1550 до 1585 млн лет.

Третья система, расположенная севернее, – Сатпурская – считается еще более молодой, с возрастом складчатости 900–1000 млн лет.

Однако пересмотр материалов по геологическому строению описываемых систем и определений радиометрического возраста слагающих их пород и прорывающих интрузий позволяет прийти к заключению, что две последние системы невозможно разделить. Они представляют собой, по-видимому, ветви в общем единой системы, разделенные гнейсовым архейским массивом, и имеют возраст, близкий к возрасту карелид. В обеих ветвях выделяются два геосинклинальных складчатых комплекса – главный и орогенный. Для Восточно-Гатской ветви этой системы имеются многочисленные определения возраста гранитов и других пород, подтверждающие, что ее складчатость и последние интрузии не моложе 1550 млн лет. Что же касается Сатпурской ветви, которая считается более молодой, то она состоит из складчатых структур, сложенных мощными сериями кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, которые сопровождаются интрузиями гранитов и пегматитовыми жилами с промышленными месторождениями мусковита и с многими редкими минералами. Эти жилы по определению содержащихся в них минералов – позднепротерозойские и образовались 900–980 млн лет назад.

Вся система местами перекрывается участками платформенных отложений виндийской и кутапахской серий, возраст которых не моложе 1400–1500 млн лет. Следовательно, подстилающие их породы древнее, чем поздний протерозой. Пегматитовые жилы, очевидно, более молодые, чем сама система.

На Китайско-Корейской платформе к нижне- и среднепротерозойским системам относится система Утай-Хуто, по возрасту близкая к карелидам и характеризующаяся присутствием обоих геосинклинальных комплексов – главного (комплекс Утай) и орогенного (комплекс Хуто) [Ма Синюань и др., 1962].

На Северо-Американской платформе к нижнему и среднему протерозою относятся геосинклинальные прогибы Гудзонской системы, состоящей из нескольких узких зон, вытянутых в разных районах – близ оз. Верхнего (Гуронская впадина), на п-ове Лабрадор, у Большого Медвежьего и Большого Невольничьего озер.

На Сибирской платформе хорошо выраженных складчатых систем нижнего и среднего протерозоя не установлено. В последнее время многие исследователи к их числу относят комплекс Станового хребта. Однако сам становой комплекс по характеру метаморфических толщ с преобладанием амфиболитовых гнейсов и амфиболитов, в особенности в средней части его разреза, по типу слагающих их куполовидных структур и брахисинклиналей и по простиранию, близкому к северо-западному, более всего сходен с археем Алданского щита. Поэтому приходится согласиться с мнением Д.С. Коржинского [1939] и других исследователей, предполагающих его архейский возраст.

Только выделенный в последние годы Ю.В. Рассказовым и др. усть-гилюйский комплекс, образующий полосу совершенно другого, близкого к широтному простирания, в южной части Станового хребта и в хребте Тукурингра заполняет ограниченный разломами геосинклинальный трог, наложенный на лежащий ниже становой комплекс. По возрасту этот комплекс может быть отнесен к нижнему протерозою и состоит из ряда сменяющихся снизу вверх формаций, превращенных в гнейсы и амфиболиты: диабазовой, флишевой и вулканогенно-терригенной [Рассказов и др., 1967]. Они сопровождаются позднестановыми интрузиями диоритов и гранитов. Усть-гилюйский комплекс является пока единственным нижнепротерозойским геосинклинальным комплексом на Сибирской платформе, если, правда, не окажется комплексом, связанным с трогом типа палеоавлакогенов.

В Австралии и Южной Америке самостоятельных нижне- и среднепротерозойских систем не обнаружено. Складчатые структуры и зоны этого возраста в Южной Америке входят в состав более молодого пояса бразилид, закончившего свое развитие в конце протерозоя.

Таким образом, насчитывается всего 10 нижне- и среднепротерозойских складчатых систем, включая усть-гилюйскую систему Станового хребта. Однако значение их, несмотря на ограниченное количество, исключительно велико. Эти системы являются, если не считать протогеосинклиналей, наиболее ранними складчатыми системами, большинство которых образовалось, несомненно, в результате развития систем геосинклинальных трогов.

Наиболее близкими по особенностям тектонической структуры и истории развития к карельским системам являются, насколько можно судить по литературным данным, система Утай-Хуто фундамента Китайско-Корейской платформы, Биримская система Западной Африки, объединенная Восточно-Гатская и Сатпурская системы Индии.

Их отличия друг от друга и от типичных геосинклинальных систем имеют частный характер. Несколько бо́льшие отличия характеризуют Дарварскую систему. Она, как уже сказано, древнее других (2200–2300 млн лет), в ней плохо выражены антиклинальные элементы (антиклинории) и отсутствуют структуры орогенного комплекса.

Самые значительные отличия характеризуют Свекофеннскую и Гудзонскую системы. Первую из них даже, вероятно, нельзя относить к числу геосинклинальных систем, и обе они являются чрезвычайно своеобразными, особенно по масштабам процессов гранитизации.

СВЕКОФЕННСКАЯ И ГУДЗОНСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Свекофеннская система была выделена И.И. Седерхольмом [Sederholm, 1899] как архейская и всегда ранее считалась более древней, чем Карельская. И.И. Седерхольм, П. Эскола и другие исследователи подчеркивали, что первоначально выделенные в Восточной Финляндии калевийская и ятулийская серии, которые затем П. Эскола [1961] объединил в Карельскую систему, располагаются на древнем архейском основании. В то же время Свекофеннская система такого основания не имеет, что служит одним из доводов считать ее очень древней.

Геологические соотношения этих систем указывают также на более древний возраст свекофеннид по отношению к карелидам. Поэтому многочисленные определения радиометрического возраста, выяснившие, что обе системы являются одновременными, оказались совершенно неожиданными для большинства финских геологов. Эти определения показали, что ранние и поздние гранитоиды этих систем имеют близкий возраст – 1730–1880 млн лет. Одновозрастны в них также процессы метаморфизма. Одинаковым является и возраст прорывающих их посторогенных гранитов-рапакиви – 1620–1650 млн лет.

Вместе с тем в строении этих систем намечаются различия. Свекофеннская система состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон в виде дуг или петель, подобных которым нет ни в одной другой протерозойской системе. Эти зоны протягиваются из Швеции через Аландские острова и дно Ботнического залива в Финляндию, участвуя в строении ее западной и центральной частей. Они состоят из мощнейших (до 8000–10000 м) комплексов по-разному метаморфизованных пород. Среди них преобладают лептиты – мелкозернистые кварц-полевошпатовые сланцы, образовавшиеся из кислых и средних продуктов вулканизма, по которым вся формация, слагающая описываемые полосы, получила наименование лептитовой. Вместе с ними широко распространены глиноземистые сланцы и кинцигиты, образовавшиеся из глин и глинистых сланцев, присутствуют пачки полосчатых железистых кварцитов, метаморфизованные граувакковые песчаники, прослои кальцитовых мраморов. Основные и средние эффузивы имеют ограниченное распространение. То же можно сказать и о кварцитах, которые известны в низах разреза, особенно в Финляндии.

Метаморфизм пород лептитовой формации сильно изменяется в различных районах. Это выражается, с одной стороны, в присутствии характерных для многих районов Швеции венитовых гнейсов, которые рассматриваются как результат очень глубокого метаморфизма. Они образуют значительные площади, например в районе оз. Меларен (недалеко от Стокгольма) и близ Евле в южном Норланде. В других районах, наоборот, есть места ослабленного проявления метаморфизма. Примером является известный район Тампере в Финляндии, где И.И. Седерхольмом [Sederholm, 1899] была описана мощная (более 3000 м) серия ритмично переслаивающихся филлитовых сланцев и кварцевых песчаников, которые он назвал Ботнийской системой. Выше этих сланцев известны и мало измененные эффузивы основного и среднего состава. Впоследствии эти сланцы оказались участком слабо метаморфизованных тех же свекофеннских образований.

Породы лептитовой формации интенсивно складчаты, образуя как крупные синклинории, так и разные по масштабу антиклинальные структуры. Лептитовая формация сопровождается раннесвекофеннскими гранитоидами, образование которых происходило одновременно со складчатостью. Они представлены гнейсовидными гранитоидами, образующими крупные тела, вытянутые по простиранию складчатых систем, которые участвуют в строении складчатых структур и имеют весьма разнообразный состав (граниты, гранодиориты, диориты и даже габбро). С ними связан метасоматоз пород лептитовой формации.

Очень характерной и, можно сказать, странной особенностью Свекофеннской системы является отмеченный И.И. Седерхольмом факт полного отсутствия в ее пределах

элементов того складчатого или метаморфического основания, на котором она развивалась. Между отдельными петлями и дугами свекофеннид вместо срединных массивов расположены обширные поля позднесвекофеннских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны. Эти граниты образуют также секущие тела, дайки и батолиты. Именно с ними связано образование венитовых гнейсов с их характерной, как бы гофрированной текстурой, а также мигматизация многих участков и значительных площадей свекофеннид.

Самым крупным является Центрально-Финляндский гранитный массив неправильно сердцевидной формы в плане, имеющий до 250 км в поперечнике. По его периферии развиты гранодиориты, кварцевые диориты, присутствуют габброиды. Они относятся к раннесвекофеннским интрузиям, возникшим одновременно со складчатостью. Центральную часть массива слагают позднесвекофеннские огнейсованные граниты. Подобным, но меньшим по размерам является гранитный массив Васа на западе Финляндии, ряд свекофеннских гранитных массивов в Швеции, в том числе большой массив Смоланд на юге. В их пределах присутствуют небольшие изолированные среди гранитов участки, блоки и ксенолиты гнейсов, кварцитов и других свекофеннских метаморфических пород, но нет никаких признаков древнего основания.

Как видно, Свекофеннская система существенно отличается от Карельской и других геосинклинальных складчатых систем. Наиболее ярко эти отличия выражаются в слабом развитии орогенного комплекса, отсутствии складчатого основания системы и исключительно широком развитии гранитизации.

Правда, орогенный комплекс все же, видимо, присутствует в отдельных участках свекофеннид. Во-первых, в северном Норланде на границе с карелидами в бассейне р. Шеллефте-Эльв на мощную свекофеннскую вулканогенно-осадочную серию несогласно налегает серия Вагерфорс, которая состоит из конгломератов, песчаников, аркозов и алевролитов и, возможно, соответствует верхнему карелию и в то же время является молассовой (отвечает орогенному комплексу). Во-вторых, в районе оз. Меларен на лептитовую серию несогласно налегают конгломераты Элвестроп, также, возможно, составляющие элемент орогенного комплекса. Даже если упомянутые обломочные отложения действительно формируют участки структур орогенного комплекса свекофеннид, все равно распространение их крайне ограничено по сравнению с другими складчатыми системами.

И.И. Седерхольм придавал отсутствию основания у свекофеннид очень важное значение, считая одним из аргументов для отнесения выделенного им свиония (который впоследствии вместе с ботнием вошел в состав свекофенния) к древнему архею. Несомненно, однако, что отсутствие основания – явление вторичное, связанное с гранитизацией и обусловленное ее грандиозным масштабом. Судя по составу лептитовой формации – значительной роли в нем кварц-полевошпатовых пород и кислых вулканических продуктов – и ее широкому площадному распространению, можно считать, что основанием ей служил комплекс более древних пород гранито-гнейсового облика, т.е. она формировалась на поверхности земной коры материкового типа, а не на дне бассейна с океанической корой.

Многочисленные радиометрические определения возраста гранитоидов показывают, что складчатость свекофеннских осадочно-вулканогенных образований была связана со временем образования и внедрения раннесвекофеннских гранитоидов, а широкая гранитизация, мигматизация и высокий метаморфизм толщ обусловлены образованием позднесвекофеннских гранитоидов. Те и другие по времени образования очень тесно связаны с Карельской складчатой системой.

Лептитовая формация по условиям образования очень отличается от карелид, хотя в них обеих есть сходные элементы: лептиты, присутствующие в небольшом количестве в карелидах, железорудные формации, сходные гранитоиды. На время образования лептитовой формации после выяснения одновозрастности гранитоидов и метаморфизма этой формации с карельской были высказаны две различные точки зрения.

Финские геологи В. Мармо, А. Миккола [Marmo, 1959; Mikkola, 1959], А. Симонен

[1963], а также К.О. Кратц [1961], К.А. Шуркин [1968] пришли к выводам, что лептитовая формация, слагающая Свекофеннскую систему, является по времени осадконакопления одновозрастной с карельским геосинклинальным комплексом, но образовалась в другой, как отметил К.О. Кратц, структурно-фациальной зоне. Иначе говоря, Свекофеннская система, хотя и одновозрастна с Карельской и тесно связана с ней по истории магматизма, в то же время является обособленной. При этом К.О. Кратц [1961, 1963] неоднократно подчеркивал, что имеется в виду одновозрастность нижнего карелия (а не всего карелия и не верхнего карелия) с свекофеннским осадочным комплексом.

Другое предположение было высказано П. Эскола [1961] и, судя по ссылке в работе А.А. Полканова и Э.К. Герлинга [1961], одновременно Н. Магнуссоном, которые считают, что лептитовая формация свекофеннид является более древней, чем карелиды, – архейской, только охваченной более поздней гранитизацией и метаморфизмом в тесной связи с карельской складчатостью и интрузиями.

Хотя, конечно, этот вопрос требует дальнейшего изучения, ряд фактов, скорее всего, свидетельствует в пользу первого предположения. Так, раннесвекофеннские гранитоиды и связанные с ними процессы складчатости имели бы при более раннем образовании лептитовой формации более древний, архейский, возраст. Как отмечает К.О. Кратц [1961], упомянутые выше филлиты района Тампере, а также сланцы Уте в Швеции, которые не были охвачены позднесвекофеннской метаморфизацией, должны иметь возраст первоначального метаморфизма и свидетельствовать об истинном возрасте свекофеннского осадочного комплекса. Филлиты Тампере имеют радиометрический возраст 1660–1690 млн лет, соответствующий позднему карелию, а сланцы Уте – 1570–1730 млн лет. Таким образом, мы имеем здесь, действительно, дело с возрастными аналогами карельских комплексов, а не с более древними породами.

Вместе с тем коренное отличие свекофеннской лептитовой формации от нижнекарельского комплекса выражается в их формационным составе. Карельский комплекс является, как и было отмечено выше, достаточно типичным геосинклинальным. Лептитовая формация представляет собой какой-то совершенно особый комплекс, не похожий на типично геосинклинальные формации и сходный с ними только по мощности. По преобладанию в ней кислых эффузивов она, скорее всего, ближе к орогенным образованиям. Не похожа она и на образования чехла платформ. Сейчас невозможно указать другие сходные с ней образования.

Свекофеннская система является, таким образом, своеобразной складчатой системой. По-видимому, ее нельзя назвать геосинклинальной, так как нет признаков ее образования за счет развития настоящих геосинклинальных трогов с характерным для них основным вулканизмом. Лептитовая формация, хотя, возможно, и одновозрастна с нижним карелием, но имеет другое происхождение.

Вероятно, лептитовая формация свекофеннид первоначально заполняла ряд более или менее глубоких депрессий на поверхности протоплатформы, разделенных ее выступами, с которых шел снос обломочного материала. В этих впадинах и шло накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ. Эти толщи были захвачены складчатостью одновременно с внедрением комплекса раннесвекофеннских гранитоидов, а затем подверглись гранитизации совместно с образованием позднесвекофеннских гранитов. Генетически эти гранитоиды были связаны с формированием Карельской складчатой системы и с ее заключительным этапом развития. Вероятно, прав был П. Эскола [1961], писавший, что область свекофеннид в карельскую эпоху не была геосинклинальной, "но туда была направлена наибольшая миграция элементов из глубины и интенсивная гранитизация, которая по возрасту является карельской" [Эскола, 1961, с. 205]. Однако в то же время он, вероятно, ошибался, считая лептитовую формацию более древней, чем карельская.

Как видно, есть основания высказать предположение, что свекофеннский осадочно-вулканогенный комплекс образовался как чехол на поверхности протоплатформы,

игравшей по отношению к Карельской системе роль срединного массива. Срединные массивы в геосинклинальных системах часто бывают пронизаны теми же гранитными интрузиями, которые прорывают складчатые структуры самой этой системы и связаны с ее заключительным этапом развития.

В данном случае только поражает грандиозный масштаб процессов гранитизации, подобного которому мы не знаем в более поздних складчатых системах и областях.

Известными чертами сходства со Свекофеннской системой обладает, по-видимому, Гудзонская система Канадского щита. Нижне- и среднепротерозойские метаморфические комплексы этой системы образуют, согласно тектонической карте К.Х. Стоквелла [1964], ряд узких длинных зон – синклинориев, окаймляющих два древних архейских массива: оз. Верхнего, охватывающий огромное пространство Канады (до побережья Гудзонова залива), и Слейв (между Большим Невольничьим и Большим Медвежьим озерами). Наиболее хорошо эти зоны выражены с двух сторон массива Слейв и на юге и востоке массива оз. Верхнего, образуя здесь ряд синклинориев, вытянутых вдоль системы разломов, ограничивающих края этого массива. Они вытянуты в один ряд с юга на север вдоль п-ова Лабрадор почти на 1000 км, а южнее и севернее отгибаются к западу в соответствии с контурами края массива. Они отделяют древние архейские массивы оз. Верхнего и Слейв от расположенного между ними большого массива бассейна р. Черчилл и его продолжения. Этот массив также состоит из древних гнейсов, подвергшихся очень сильной гранитизации и мигматизации в эпоху гудзонской орогении (1500–1700 млн лет назад), с которой были связаны процессы складчатости в упомянутых узких синклинальных зонах. Последние представляют собой своеобразную геосинклинальную систему, состоящую из одного ряда прогибов, в отличие от обычных геосинклинальных систем. При этом синклинории, возникшие из этих геосинклинальных прогибов, имеют резко выраженное асимметричное строение [Гестил и др., 1963].

Со стороны массива Черчилл и его продолжения на п-ове Лабрадор они окаймлены зонами глубинных разломов, а в сторону архейских массивов оз. Верхнего и Слейв заполняющие прогибы осадочно-вулканогенные формации понемногу утоняются, залегают более спокойно и постепенно переходят в породы осадочного чехла, покрывающие края этих массивов.

Такое асимметричное строение синклинориев позволяет прийти к заключению, что Гудзонские геосинклинальные прогибы связаны с гигантской системой разломов как бы бороздой, отделившей массив Черчилл от архейских массивов. Вдоль этой борозды и образовались геосинклинальные троги, вероятно, как поверхностное проявление расколов земной коры, идущих на большую глубину. С ними связаны и глубинные процессы, приведшие в конечном счете к проявлению широкой гранитизации на обширных пространствах массива, расположенного внутри этих зон разломов. При этом самое интересное, что эти процессы проявились не симметрично с обеих сторон разломов, а только в сторону массива Черчилл, который подвергся широкой гранитизации [Уилсон, 1968], по масштабу близкой к гранитизации свекофеннид.

Так же как на Балтийском щите, система карелид и гнейсовый массив Юго-Западной Швеции, окаймляющие свекофенниды, не подверглись массовой гранитизации, а расположенная между ними область свекофеннид оказалась гранитизированной; в меньшей степени гранитизирован был Беломорский массив. На примере Канадского щита гранитизированным оказался срединный массив между системами геосинклинальных прогибов, в то время как окаймляющие их с другой стороны архейские массивы не были ею затронуты.

Можно привести много примеров срединных массивов, которые не только характеризуются тем, что ограничивают и разделяют складчатые системы, образуя выступы их складчатого основания, но и являются участками земной коры, в которые внедряются большие массы гранитоидной магмы. При этом формируются интрузивные тела одинакового состава с гранитоидами заключительного (орогенного) этапа самой складчатой системы и характеризующиеся одинаковым с ними временем внедрения. Доста-

точно указать на такие массивы, сложенные допалеозойскими (байкальскими) складчатыми комплексами, как Чешский с внедренными в него герцинскими гранитоидами Рудных гор и Судет, кадомский (байкальский) массив Центрального плато Франции также с позднепалеозойскими гранитоидами, верхнепротерозойский Улутауско-Кокчетавский массив Казахстана с среднепалеозойскими (каледонскими) гранитоидами.

По-видимому, это была широко проявлявшаяся на протяжении геологической истории закономерность, заключающаяся в том, что в срединные массивы, разделяющие или ограничивающие геосинклинальные складчатые системы, внедрялись гранитоиды, рожденные в процессе развития этих систем. При этом область их внедрения часто оказывается достаточно удаленной от осевой зоны геосинклинальных прогибов. Мы еще не не знаем механизма связи этих явлений и можем только догадываться о его причинах, но сама закономерность, иллюстрируемая огромным количеством примеров, является вполне достоверной.

Проявление гранитизации срединных массивов свекофеннид и Канадского щита было более значительным по масштабу и объему образовавшейся гранитной магмы и по величине охваченной ею площади, чем в палеозойских срединных массивах. Однако сущность этих явлений, видимо, была сходная.

В отдельных областях фундамента древних платформ процессы гранитизации продолжались и в позднем протерозое, свидетельством чего является так называемый пояс Гренвилл, который, как справедливо показал Е.В. Павловский [1967], представляет собой также архейскую протоплатформу, подвергшуюся наложенным процессам гранитизации и метаморфизма в позднем протерозое (900–1000 млн лет назад). Такого же рода образованием является, видимо, и Мозамбикская зона наложенного позднепротерозойского метаморфизма.

В связи со сказанным следует вкратце затронуть проблему Дальсландской складчатой системы Юго-Западной Швеции. При перечислении нижне- и среднепротерозойских систем мы ее не включили в их число, так как хорошо известно, что Дальсландская система по радиометрическому определению возраста окончания складчатости считается позднепротерозойской (900–1000 млн лет). Однако это возраст гранитного массива Бохус и сопровождающих его пегматитовых жил, секущих серию Дальсланд, а также широкой гранитизации с образованием гранитов Телемарк в Южной Норвегии.

В строении Дальсландской системы участвуют гнейсы и кристаллические сланцы формации Омоль, залегающей на архейских гнейсах. Выше залегает серия Стура-Ле – Марсранд, состоящая из кварцитов и вулканических пород [Гейер, 1967]. Эти породы слагают главный геосинклинальный комплекс системы, на который несогласно ложится серия Дальсланд: внизу конгломераты, граувакки и кварцевые песчаники с пачками риолитов, выше – аркозы, конгломераты, кварцевые песчаники, чередующиеся со сланцами и основными эффузивами. Общая мощность около 2000 м [Гейер, 1967].

Серия Дальсланд представляет собой довольно типичный молассовый (орогенный) комплекс и слагает широкую синклиналь. Формация Телемарк Норвегии – тоже мощный орогенный комплекс, слагающий синклиналь и сохранившийся среди поля сплошной гранитизации. Более древние комплексы этой системы здесь не сохранились [Барт, Рейтан, 1967]. Возраст метаморфизма и гранитизации соответствует возрасту гранита Бохус и составляет 800–1000 млн лет.

Как видно, здесь доказанным является только возраст гранитизации и метаморфизма этих образований, но, видимо, не исключено, что они могут быть более древними и соответствовать по времени формирования главного геосинклинального и орогенного комплексов Карельской системе. На это указывает сходство дальсландской формации с верхнекарельским комплексом. В свете имеющихся данных такое предположение имеет основание для обсуждения, приходится учитывать только более молодой процесс гранитизации на юго-западной окраине Балтийского щита по сравнению с областью свекофеннид.

Несомненно, гранитизация в больших масштабах широко проявлялась при развитии

нижне- и среднепротерозойских геосинклинальных систем и охватывала большие площади фундамента древних платформ. При этом, судя по возрасту гранитизации комплекса Гренвилл, а также Дальсландской системы и области Телемарк, она проявлялась в отдельных частях платформ до середины позднего протерозоя.

Становление фундамента древних платформ связано, таким образом, не только с развитием нижне- и среднепротерозойских геосинклинальных систем, которые соединяли, как бы спаивали более древние массивы, но и с процессами широкого проявления гранитизаций. Они и привели в итоге к образованию типичной для древних платформ земной коры с мощным "гранито-гнейсовым" слоем. В дальнейшем своем развитии фундаменты платформ подвергались отдельным деформациям, раскалыванию и в них внедрялись более молодые интрузии, но в целом образование остовов древних платформ закончилось в среднем и в начале позднего протерозоя.

ДВА ТИПА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ РИФЕЙСКОЙ ЭРЫ

Осадочные и метаморфические комплексы верхнего протерозоя распространены по сравнению с древними на более обширных пространствах земной поверхности. Они участвуют в строении как платформенного чехла древних платформ, так и многочисленных геосинклинальных систем рифейской эры. Последние впервые образуют не только отдельные системы и сравнительно небольшие складчатые области, но и огромные по ширине и протяженности складчатые пояса, которые разделяют на всей площади материков древние дорифейские платформы.

Среди осадочных и метаморфических комплексов верхнего протерозоя можно выделить два резко различных пояса формаций: типичные платформенные и типичные геосинклинальные с характерными для них особенностями распространения и последовательными рядами.

Среди верхнепротерозойских формаций чехла древних платформ выделяют как образования начального этапа развития чехла, связанные с авлакогенами и окраинными (перикратонными) прогибами, так и типичные платформенные, покрывающие фундамент древних платформ на обширных пространствах, которые слагают нижний этаж чехла большинства древних платформ.

Для рифейской эры характерно появление впервые в истории Земли всех типов формаций, свойственных настоящим геосинклинальным системам. Здесь широко развиты как эвгеосинклинальные ряды и типы формаций, так и столь же хорошо представленные миогеосинклинальные формации. Их сопровождают реже встречающиеся орогенные (молассовые) комплексы формаций межгорных впадин и даже краевых прогибов, а также близкие к платформенным формации чехла срединных массивов.

Верхнепротерозойские геосинклинальные комплексы участвуют в строении всех складчатых поясов земной поверхности и играют в их составе важную роль. При этом среди самих геосинклинальных складчатых поясов, в зависимости от их строения, истории развития и того положения в их складчатой структуре, которое занимают рифейские геосинклинальные формации, выделяются два совершенно разных типа.

К одному из них относятся главные, или большие, геосинклинальные складчатые пояса, которых можно на земной поверхности выделить всего пять: Тихоокеанский, Атлантический, Средиземноморский, Урало-Монгольский и Арктический.

К другому типу относятся три значительно более ограниченных по размерам малых пояса, расположенных среди древних платформ Гондваны: Катангский и Аравийский (Красноморский) в Африке и Бразильский в Южной Америке.

Большие межплатформенные геосинклинальные пояса образуют широчайшие полосы поверхности материков и дна окраинных и внутренних морей, разделяющие края древних платформ.

Средиземноморский пояс отделяет Восточно-Европейскую, Таримскую, Китайско-Корейскую и Южно-Китайскую платформы от Африканской и Индийской; Урало-Мон-

гольский пояс – Восточно-Европейскую, Таримскую и Китайско-Корейскую платформы от Сибирской, образуя гигантскую дугу в центре Азии.

Атлантический пояс Европы, включающий складчатые системы Скандинавии, Британских островов и Шпицбергена, по многим чертам строения очень сходен со структурами Атлантического побережья Гренландии, Канады и Аппалачей. Это позволяет рассматривать их как части единого Атлантического складчатого пояса, разделяющего Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы.

Тихоокеанский пояс ограничивает края Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Австралийской, Антарктической, Южно-Американской и Северо-Американской платформ и отделяет их от талассократона дна Тихого океана.

Арктический пояс ограничивает на севере край Северо-Американской платформы, отделяя ее от океанической впадины Арктики.

Бóльшая часть площади перечисленных поясов в пределах материков по строению представляет собой молодые платформы различного возраста – эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские и эпимезозойские. Однако в двух поясах – Средиземноморском и Тихоокеанском – сохранились современные геосинклинальные области: Альпийская и Индонезийская в первом из них, Курильско-Камчатская, Алеутская, Антильская, Новогвинейская, Новозеландская и другие во втором.

Верхнепротерозойские комплексы осадочных, метаморфических и изверженных пород образуют в пределах всех поясов многочисленные выходы на поверхность, более или менее значительные по площади. Некоторые из этих участков представляют собой самостоятельные складчатые системы, ранние и поздние байкалиды. В отдельных случаях эти системы образуют кайму вдоль края древних платформ, как, например, Байкальская складчатая область западной окраины Сибирской платформы или Тиманская область вдоль северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы, система Аделаида вдоль восточной окраины Австралийской платформы. Чаще внутри поясов складчатые комплексы верхнего протерозоя образуют более или менее значительные по размеру срединные массивы между более молодыми складчатыми системами, а также выступают внутри этих систем в ядрах антиклинориев. Повсеместное распространение выходов пород верхнего протерозоя почти во всех более молодых складчатых системах указывает на широчайшее распространение рассматриваемых комплексов в пределах всех складчатых поясов, под более молодыми складчатыми образованиями и под нескладчатым чехлом. При этом они образуют вместе с нижне- и среднепротерозойскими комплексами нижний этаж структур, который соответствует раннему периоду развития поясов. Последние развивались, несомненно, в течение всего позднего протерозоя, а затем их геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое, а в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах – в мезозое и кайнозое, да и сейчас в них сохранились еще геосинклинальные области.

Совершенно другую роль играют верхнепротерозойские осадочные и метаморфические комплексы в поясах другого типа – Катангском, Аравийском и Бразильском, которые можно назвать внутрикратонными или внутригондванскими. Их строение по новым данным, недавно было освещено Н.А. Штрейсом [1964].

Катангский пояс протягивается от бассейна р. Уэле (верховья Убанги) через район озер Альберт, Киву, Танганьика в Катангу и далее на юго-запад через оз. Окаванго, район Дамары до берега Атлантического океана. В строении его участвуют, согласно данным новейшей тектонической карты Африки, составленной под редакцией Г. Шубера и А. Фор-Мюре, очень разнообразные метаморфические комплексы. Древнейшими являются комплексы Хомболо, Рузизи с возрастом 2100–2500 млн лет. Большую роль играют комплексы Убенди, Кабали, Маюмба, Тумбиди и другие с возрастом метаморфизма 1500–1800 млн лет. Далее также распространены комплексы Кибари, Анколе, Бурунди, Карагве и Ирумид, прорванные интрузиями с возрастом 850–1100 млн лет. Наконец, верхний этаж слагают комплексы Катанга, Мвашия, Кунделунгу, Дамара и другие с возрастом метаморфизма 600–700 млн лет. Есть в этом поясе также и отдельные глыбы и массивы архейских гнейсов, слагающих основание всего пояса.

Таким образом, этот пояс формировался очень длительное время – с раннего и среднего протерозоя (Рузизи – Убенди и др.) и до конца позднего протерозоя.

Для Аравийского пояса, который, может быть, составляет продолжение Катангского, также есть данные о наличии в основании комплексов среднего протерозоя с возрастом 1650 млн лет, хотя главную роль в его строении играют мощнейшие комплексы верхнего протерозоя [Браун, Джексон, 1963; Штрейс, 1964]. В их составе хорошо обособляется самый верхний этаж, слагаемый сериями Хаммамат и Фатима, представляющими собой молассовые образования заключительного этапа.

Бразильский пояс, впервые выделенный Г. Штилле, как показывают современные данные [Grabert, 1963; Almeida, 1967; Ferreira, 1968], включает также разновозрастные образования и вытянут с севера на юг через всю Бразилию между архейскими Гвиано-Бразильским и Атлантическим массивами (протоплатформы). В состав пояса бразилид входят комплексы Транс-Амазонский (1800 млн лет), Эспиньясо (1300–1800 млн лет) [Ferreira, 1968], Минасский (900 млн лет) и Бразильский, слагающий ряд складчатых систем с возрастом 500–600 млн лет [Богданов, 1970]. Окончание складчатости в нем бразильские геологи [Almeida, 1967; Ferreira, 1968] связывают с байкальским временем [500–700 млн лет] и так принимают это в своих работах и на картах.

Как видно, все три внутригондванских пояса представляют собой области развития комплексов нижнего, среднего и верхнего протерозоя. При этом последние, хотя и играют важную роль в их строении, но образуют самый верхний этаж, и им заканчивается развитие всех трех поясов, являющихся по возрасту складчатости байкальскими. *В конце палеозоя они были превращены в основание эпибайкальской платформы*, и их дальнейшее развитие как складчатых поясов прекратилось.

Таким образом, внутригондванские пояса являются более древними по времени образования, чем большие пояса. Они, видимо, образовались поверх протоплатформенного основания в начале протерозоя и развивались в течение всего протерозоя. *В их пределах проявилось несколько крупных эпох складчатости, во время которых* сложились и метаморфизовались отдельные участки этих поясов. Окончание их развития связано с концом протерозоя.

По времени возникновения внутригондванские складчатые пояса одинаковы с нижне-среднепротерозойскими складчатыми системами (карелидами) и, возможно, могут рассматриваться как сильно запоздалые в своем развитии карелиды, испытавшие неоднократную складчатость в течение всего протерозоя, но закончившие геосинклинальное развитие только в самом начале протерозоя, в эпоху байкальской складчатости. Их верхние этажи не испытали сильной гранитизации и глубокого метаморфизма, и во многих случаях наиболее поздние складчатые образования представлены орогенными комплексами верхнего рифея–венда.

Следовательно, по истории развития и основным чертам строения оба типа складчатых поясов – большие, межплатформенные, и внутригондванские – чрезвычайно сильно различаются и должны рассматриваться как совершенно разные категории крупнейших структурных элементов земной коры.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ БОЛЬШИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Восстановить строение верхнепротерозойских складчатых систем в пределах всех геосинклинальных поясов сейчас не представляется возможным, так как эти системы сохранились только в виде фрагментов, выступающих в срединных массивах и в ядрах антиклинориев более молодых складчатых систем. Только в немногих случаях мы видим сохранившиеся протяженные по площади байкалиды, например упомянутые Байкальская и Тиманская области, Англо-Галицийская область Центральной Европы под платформенным чехлом [Журавлев, Раабен, 1968], "ось" Внутренней Монголии, система Аделаида, да и то они в большей или меньшей степени покрыты чехлом. Вместе с тем роль верхнепротерозойских складчатых комплексов в строении больших

поясов достаточно ясна. Они слагают нижний этаж складчатых структур, образуя складчатое основание палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых систем, или основание эпибайкальских молодых платформ.

Для того чтобы попытаться выяснить в пределах этого основания закономерности строения верхнепротерозойских складчатых зон и их историю развития, приходится обратиться к анализу слагающих метаморфизованных осадочных формаций, а также к условиям их залегания и взаимоотношениям, используя ограниченные данные по районам их выходов на поверхность.

Как уже упомянуто, среди рифейских геосинклинальных комплексов присутствуют все типы этих образований, достигающие огромных мощностей.

Вдоль окраин Урало-Монгольского пояса очень ясно прослеживаются зоны развития миогеосинклинальных формаций рифея. Они располагаются вдоль западного склона Урала, окаймляя Восточно-Европейскую платформу, а также вдоль западного края Сибирской платформы и со стороны Восточного Саяна и Прибайкалья. Они представлены мощными слоистыми карбонатно-глинистыми формациями, разделенными несогласиями обычно на четыре главных комплекса (надсерии), которые на Урале и были приняты за стратотипы основных подразделений рифейской группы.

В настоящее время на основе изучения земной коры геофизическими методами стало известно, что зоны развития миогеосинклинальных формаций по краям Урало-Монгольского пояса расположены на захваченном опусканиями и расколами на блоки фундаменте Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Для Урала, в частности, выяснилось [Соболев, 1968; Ананьева и др., 1968], что миогеосинклинальная зона рифейских складчатых структур простирается до поднятия Уралтау и до этого же шовного антиклинория выявляется присутствие платформенного основания, которое в пределах этого поднятия исчезает и сменяется складчатым верхнепротерозойским основанием, в строении которого участвуют уже эвгеосинклинальные метаморфизованные рифейские образования.

В Скалистых горах Северной Америки верхнепротерозойский комплекс представлен сериями Белт и Виндермер. Эти мощные миогеосинклинальные формации связаны здесь с краем Северо-Американской древней платформы. Весьма вероятно, что и в других складчатых поясах, где по окраинам распространены миогеосинклинальные формации верхнего протерозоя, они связаны также с платформенным основанием.

В центральных частях складчатых поясов преобладают эвгеосинклинальные формации, обычно представленные эффузивными, эффузивно-пирокластическими, преимущественно основного и среднего состава, и вулканогенно-осадочными формациями, сопровождаемыми вулканогенно-кремнистыми, глинисто-сланцевыми и граувакковыми формациями. Они участвуют в заполнении относительно узких и длинных геосинклинальных трогов, ограниченных системами глубинных разломов. Выделение таких трогов рифейского возраста, естественно, представляет трудности ввиду относительно небольших площадей современных выходов пород верхнего протерозоя. Вместе с тем во многих местах они могут быть более или менее обоснованно намечены, особенно в пределах Урало-Монгольского пояса. К их числу относятся троги, образующие гигантский треугольник в Алтае-Саянской горной области [Хоментовский, 1963], состоящий из эвгеосинклинальных прогибов, вытянутых вдоль Западного Саяна (джебашская серия), осевой зоны Кузнецкого Алатау (кондомская серия) и южного склона Восточного Саяна и Северо-Восточной Тувы. Подобный же еще более крупный трог образует внутреннюю эвгеосинклинальную зону Байкальской складчатой области [Салоп, 1964]. Сходные по строению троги можно наметить вдоль Киргизского хребта и Терскей-Алатау [Королев, 1967], вдоль восточного склона Урала, где элементы этого трога служат сейчас фундаментом палеозойских складчатых структур. В Центральном Казахстане рифейские толщи, достигающие огромной мощности, формировались, видимо, в ряде геосинклинальных прогибов, образовавших гигантские дуги, имевшие на севере меридиональное простирание, которое менялось южнее на широтное [Маркова, 1964; Зайцев, 1968].

В Средиземноморском поясе также можно, по-видимому, наметить подобного же рода геосинклинальные троги по выходам верхнепротерозойских эвгеосинклинальных толщ. Видимо, наиболее крупный из них – Бриоверский трог, заполненный бриоверской серией рифея, тянется от эвгеосинклинальной зоны южной части п-ова Бретань в Центральный массив Франции. Далее его продолжение намечается через Вогезы и Шварцвальд в пределы северной части Чешского массива и далее до Судет. Другой трог намечен Н. Ладо [Llado, 1968] в центральной части Пиренейского полуострова, где этот автор рисует две соединяющиеся ветви верхнепротерозойских прогибов, которые, скорее всего, уходят затем на юго-восток у Валенсии под уровень Средиземного моря. Третий трог, по-видимому, выступает во внутренней зоне Альп и идет отсюда в Спишско-Гемерскую зону Западных Карпат.

Наконец, мощные эффузивы бихарской серии верхнего протерозоя Южных Карпат [Dessila-Codarcea, 1967] свидетельствуют о присутствии здесь участка еще одного геосинклинального трога, связь которого с другими пока еще не вполне ясна. Фрагменты таких трогов установлены и в других частях Средиземноморского пояса.

В Тихоокеанском поясе имеется ряд докембрийских массивов, в которых также можно выделить формации, связанные с геосинклинальными трогами. К их числу принадлежат, видимо, гнейсы и амфиболиты нижней метаморфической серии Чукотского массива, хребтов Приколымского, Полоусного, Омолонского массива и п-ова Тайгонос. Комплекс Хида о-ва Хонсю в Японии, представленный амфиболитовыми и биотитовыми гнейсами и имеющий мощность до 25 км, также относится к подобным образованиям рифейских эвгеосинклинальных трогов. Японские геологи [Масао и др., 1968] относят его к древнему докембрию. То же, видимо, касается и комплекса Абукума.

Имеющиеся данные позволяют считать, что эвгеосинклинальные троги позднего протерозоя отличались своими размерами от большинства более поздних геосинклинальных образований. Это были длинные и очень широкие прогибы, иногда осложненные второстепенными поднятиями. При этом мощность заполняющих их толщ, измеряемая многими километрами (до 10–25 км), стратиграфический объем вмещающих толщ показывают, что они развивались очень длительное время. Некоторые из них существовали, видимо, в течение большей части или всего рифея, около 1 млрд лет, т.е. значительно дольше, чем прогибы палеозоя, мезозоя, кайнозоя. Вероятно, и процессы вулканизма в них протекали более активно и имели более значительный масштаб. Следовательно, рифейские эвгеосинклинальные прогибы не были тождественными более поздним геосинклинальным трогам, а обладали многими своеобразными чертами строения и истории.

Наряду с ними в эвгеосинклинальных прогибах позднего протерозоя были распространены также формации, бедные проявлениями вулканизма или почти лишенные их и представленные чередованием серий глинисто-сланцевых, песчаниковых и карбонатных пород. Они заполняют прогибы меньших размеров, а также периферические части больших геосинклинальных трогов или залегают в тех же прогибах, но стратиграфически выше терригенно-вулканогенных формаций.

В качестве примера такого рода формаций, которые, вообще говоря, очень широко распространены, можно привести гарганскую серию Восточного Саяна, слагающую периферию геосинклинальных прогибов и крылья антиклинориев Восточного Саяна. Другим примером является баратальская серия Катунского антиклинория Алтая и многие другие.

Нередко этого рода формации характеризуются ритмичным чередованием слоев, позволяющим сравнивать их с флишем и считать флишеподобными. Однако настоящие флишевые формации в докембрии не обнаружены.

Значительную роль среди рифейских образований играют также геоантиклинальные формации, которые были связаны с отдельными поднятиями и характеризуются наличием конгломератовых и песчаниковых толщ (отличающихся от моласс по составу), толщ брекчиевидных и массивных доломитов, реже известняков.

В отдельных случаях верхнепротерозойские толщи бывают представлены формациями, близкими к платформенным и состоящими из однообразных карбонатных пород, чередующихся иногда с терригенными. Такие случаи наблюдаются на Сангиленском массиве в Восточной Туве [Ильин, Кудрявцев, 1960], на Батеневском кряже и к востоку от Кузнецкого Алатау, где развиты мощные карбонатные толщи, и в других местах. Эти участки можно рассматривать как срединные массивы с более древним складчатым основанием, покрытые чехлом рифейских отложений.

Массивы, сложенные породами более древними, чем рифейские, и относящиеся к среднему и нижнему протерозою и архею, во многих местах достаточно известны в пределах складчатых поясов. К их числу относятся в Урало-Монгольском поясе Байкальская и Витимская глыбы архея, дорифейские Курамино-Ферганский массив и Хингано-Буреинский массив. Многие исследователи [Беспалов, 1964; Зайцев, 1968] выделяют дорифейские массивы в западной части Центрального Казахстана – Кокчетавско-Тургайский, Муюнкумский и др.

В Атлантическом поясе к таким массивам относятся массив Эриа, сложенный льюисскими гнейсами и прикрытый частично терридонскими песчаниками рифея.

В Средиземноморском поясе можно наметить целый ряд подобных массивов – Хесперийский в Испании, окаймленный верхнепротерозойскими прогибами (бриовер), Молданубский массив гнейсов нижнего протерозоя, слагающий сердцевину Чешского массива и окаймленный рифейскими эвгеосинклинальными комплексами. Видимо, такой же массив находится в Южный Карпатах, где представлен древнейшей серией Лотру [Dessila-Codarcea, 1967]. На территории Ирана имеется обширный раннерифейский или дорифейский массив, перекрытый верхнерифейским чехлом [Штеклин, 1966].

Ограниченное распространение комплексов, более древних, чем рифей, позволяет предполагать, что на значительной площади складчатых поясов эти самые древние образования, вероятно, имеют очень небольшую мощность, а местами, возможно, и вовсе отсутствуют. Только на отдельных участках они представлены гнейсо-гранитовыми комплексами, образующими более или менее значительные по размеру массивы, примеры которых отмечены выше.

Как видно, геосинклинальные пояса рифейской эры представляются как чрезвычайно сложные, обширные области, состоящие из многочисленных систем эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных прогибов, ограниченные разломами и разделенные антиклинальными поднятиями и отдельными срединными массивами.

Формирование их происходило в течение всего позднего протерозоя (рифея). За это время в их пределах неоднократно проявлялись процессы складкообразования, и можно насчитать много этапов формирования различных интрузивных комплексов.

Н.А. Штрейс [1960] привел убедительные соображения в пользу того, что четыре разделенных перерывом комплекса, выделяемых на Урале в качестве главных стратиграфических подразделений верхнего протерозоя, соответствуют, видимо, общим крупным этапам развития рифейской эры и потому повсеместно могут быть обнаружены в ходе осадконакопления. Разделяющие их перерывы, вероятно, отвечают эпохам движений земной коры, крупных поднятий, складчатости и внедрения интрузий магматических пород. Однако пока еще невозможно дать последовательную историю рифейских движений земной коры с выделением крупных этапов развития складчатых структур, и приходится рассматривать всю позднепротерозойскую историю поясов пока в суммарном виде.

Основанием для рифейских геосинклинальных формаций в пределах складчатых поясов служат дорифейские породы. Однако строение, состав и возраст этого древнейшего основания в разных частях поясов, вероятно, очень различны. Как уже упомянуто, основанием рифейских миогеосинклинальных систем по краям складчатых поясов служит фундамент древних платформ, подвергшихся деформациям. Таким образом, они формировались на мощной коре континентального типа. Наряду с этим огромные мощности эффузивных пород геосинклинальных трогов, преобладание

в их составе основных вулканических пород, а среди обломочных – граувакковых песчаников и туфогенного материала позволяют предполагать, что в начальную стадию формирования этих трогов процессы осадконакопления происходили в них в условиях морского дна, лишенного гранито-гнейсового основания и расположенного на земной коре океанического типа.

Вероятно, на дне бассейнов в центральных частях поясов рифейской эры океаническая кора была очень широко распространена и имела сходные черты строения с современным дном океанов. При этом она составляла значительные площади, возможно, еще бо́льшие, как считает А.В. Пейве [1969], чем в мезозое и кайнозое.

Обширные по размерам троги были разделены поднятиями океанического типа, выросшими вдоль глубинных разломов наподобие островных дуг окраин современного Тихого океана. Кроме того, присутствовали отдельные более крупные поднятия, образовавшие острова, обладавшие земной корой материкового типа, т.е. сложенные более древними гнейсо-гранитовыми комплексами. Во многих случаях рифейские породы ложатся на основание этих массивов. Наконец, в некоторых местах, например во внутренней части Байкальской складчатой области, в пределах Енисейско-Присаянского и Муйского прогибов, рифейские геосинклинальные троги наследуют положение более древних ранне- и среднепротерозойских трогов и налегают на более древние геосинклинальные комплексы.

Типичным примером внутренних частей геосинклинального пояса рифейской эры может служить, по-видимому, середина Урало-Монгольского пояса в пределах Центрального Казахстана и Монголии. Эти области в раннем рифее можно представить себе как морские бассейны с грядами островных дуг, например Карибское море или Восточная Индонезия. Подобное предположение для области Центрального Казахстана уже было высказано В.Ф. Беспаловым [1964]. Данные по строению рифея Казахстана, приведенные в работах А.А. Богданова [1965], Н.Г. Марковой [1964], Ю.А. Зайцева [1968], Л.П. Зоненшайна [1968], также позволяют представить себе аналогичную картину. При этом В.Ф. Беспалов и Ю.А. Зайцев намечают здесь для этого времени наличие между прогибами довольно обширных гнейсовых массивов – крупных поднятий.

Подобно современным системам островных дуг геосинклинальные прогибы раннего рифея и сопровождавшие их гряды поднятий закладывались, вероятно, на океанической коре, т.е. представляли собой типичные талассогеосинклинали. Как выяснили М.С. Марков, И.А. Соловьева и В.Д. Чехович [1967] на материале сравнительного изучения современных островных дуг Карибского моря и Курильских островов, такого рода дуги можно рассматривать как современные геосинклинальные системы в ранней стадии их существования. В процессе развития островных гряд, представляющих собой геоантиклинали этих систем, в их пределах происходят значительные изменения структуры земной коры, которые сводятся к утолщению базальтового слоя и появлению за счет метаморфизации вулканогенно-осадочных пород метаморфических комплексов, соответствующих гранито-гнейсовому слою материковой земной коры.

В процессе развития рифейских геосинклинальных систем шло поднятие, разрастание антиклинальных гряд и прогибание трогов с заполнением их обломочным и вулканическим материалом. В итоге неоднократных проявлений процессов складчатости и воздействия метаморфизма в течение рифея эти осадочно-вулканогенные толщи превратились в мощные складчатые и метаморфизованные комплексы, пронизанные многочисленными интрузиями и местами подвергшиеся гранитизации. К концу рифея они образовали складчатое основание молодой эпибайкальской платформы и в дальнейшем стали служить фундаментом для развития в пределах поясов более молодых геосинклинальных систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Однако рифейское метаморфическое основание образовалось не на всей площади рассматриваемых поясов, хотя и охватило значительное их пространство между древними платформами. По периферии Тихоокеанского пояса, а также в восточной части

Средиземноморского и в Индонезийской геосинклинальной области до конца рифея сохранялась еще океаническая кора. Здесь образование метаморфического основания происходило значительно позднее – в течение палеозоя и мезозоя. Об этом свидетельствует наличие океанического основания талассогеосинклиналей по обеим сторонам Тихого океана, которые, как показали Н.А. Богданов [1969], М.С. Марков, В.Н. Аверьянова, И.П. Карташов и др. [1967], закладывались частью в конце палеозоя, частью в мезозое и даже в кайнозое. Значительно моложе рифея и метаморфическое основание островов Индонезии.

Сравнение геосинклинальных складчатых систем докембрия позволяет видеть их значительные отличия от более поздних систем фанерозоя. Наиболее близкими к последним по разнообразию формаций и типам структурных элементов являются, как и можно было ожидать, геосинклинальные системы больших складчатых поясов рифейской эры.

Значительно более своеобразны ранне- и среднепротерозойские геосинклинальные системы карелид. Они возникли в начале раннего протерозоя, но окончание процессов складчатости, метаморфизма и сопровождавшие их явления гранитизации огромного масштаба происходили в разное время. Наиболее типичные карелиды закончили образование в конце среднего протерозоя (1700–1600 млн лет). Другие системы (Дальсландская), возникшие одновременно с ними, завершили развитие в начале позднего протерозоя и даже (Бразильская, Катангская и Аравийская системы) в самом конце протерозоя (500–700 млн лет назад).

Еще больше отличаются от настоящих геосинклинальных систем позднеархейские протогеосинклинали.

Три категории геосинклинальных систем – протогеосинклинали, системы типа карелид и рифейские системы – соответствуют определенным крупнейшим этапам – мегастадиям развития всей земной коры. Первые были связаны с образованием основания протоплатформ и развивались еще на своеобразной земной коре раннего типа. Вторые – карелиды – возникли на гранитизированном основании за счет его раскалывания и разрыва и были связаны с созданием остовов фундамента древних платформ. Третьи – рифейские системы – возникли в связи с образованием совершенно новых структур земной коры – геосинклинальных поясов, разделивших древние платформы, явившихся затем ареной длительных процессов геосинклинального развития в течение всей рифейской эры, протекавших в значительной мере на океанической земной коре. Окончание этого развития привело к образованию молодых платформ, послуживших фундаментом для дальнейшего возникновения новых геосинклинальных систем фанерозоя.

Три мегастадии развития земной коры в докембрии, с которыми были связаны три различные категории геосинклинальных образований, соответствуют во времени крупнейшим эрам истории земли – архейской, ранне- и среднепротерозойской и позднепротерозойской, или рифейской. Различие этих эр хорошо выражено и в развитии органического мира, и, вероятно, наступило время узаконить их самостоятельность. Для этого прежде всего следовало бы найти подходящее наименование для ранне- и среднепротерозойской эры и соответствующих ей по времени стратиграфических комплексов. Это особенно необходимо потому, что рифейская (позднепротерозойская) эра, выделенная Н.С. Шатским, сейчас уже широко признана как вполне самостоятельная, достаточно отличающаяся от предыдущей и последующих эр.

УДК 551.242.51 + 551.243.33

ТИПЫ ВПАДИН ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ[1]

ЧЕТЫРЕ ГЛАВНЫХ ТИПА ВПАДИН ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Основными элементами структуры чехла древних платформ, выделяемыми со времени работ А.Д. Архангельского [1923, 1941], являются впадины и выступы фундамента. Первоначально они различались главным образом по форме и размерам. Н.С. Шатский [1940, 1941] предложил применять термин А.П. Павлова "синеклиза" для обозначения наиболее характерных плоских платформенных впадин и дал им всестороннюю характеристику, получившую широкое признание [Шатский, 1945, 1946а, 1947]. Он же впервые выделил и охарактеризовал принципиально другой тип платформенных структур – грабенообразные впадины и авлакогены [Шатский, 1955б, 1964]. Третий, совершенно особый тип платформенных впадин, играющий в их строении тоже очень важную роль, установил Е.В. Павловский. Он выделил зоны перикратонных опусканий по материалам изучения окраины Сибирской платформы [Павловский, 1959].

После опубликования статьи Е.В. Павловского выяснилось, что подобные зоны распространены широко и их стали обнаруживать по окраинам других платформ. Они отражают процесс длительного отгибания или прогибания края древних платформ по соседству с геосинклинальными поясами. При анализе истории развития Русской плиты [Муратов и др., 1962] оказалось, что по краю Восточно-Европейской платформы они очень хорошо выражены, но на них до того времени не было обращено должного внимания.

Определение Е.В. Павловского "зоны опускания" не является структурным термином, а лишь описательным наименованием, поэтому в упомянутой статье мы предложили в качестве структурного элемента, соответствующего "зонам перикратонных опусканий" Е.В. Павловского, выделять "окраинные прогибы". Позднее А.А. Богданов [1964б] предложил именовать их "перикратонные прогибы".

Надо отметить, что первоначальное определение Е.В. Павловского хотя и не структурное, но очень точно отражает природу и положение этих прогибов, а термин А.А. Богданова "перикратонные прогибы" близок к определению Е.В. Павловского и получил сейчас широкое распространение. Поэтому он является, видимо, более удачным, чем "окраинные прогибы", хотя думаю, что как синоним последний термин тоже может употребляться.

Синеклизы, авлакогены и перикратонные прогибы являются тремя хорошо сейчас известными типами платформенных впадин, различающимися не по форме и размерам, а по особенностям происхождения и месту, которое они занимают в структуре и истории древних платформ, т.е. по генетическим признакам.

Наряду с ними должен быть выделен еще четвертый тип. Это впадины типа Тунгусской на Сибирской платформе, которые до сих пор не были еще обособлены, а главные черты их строения и происхождения не были суммированы и подчеркнуты. Такие впадины обладают многими своеобразными особенностями, которые позволяют их считать особым типом платформенных структур.

УСЛОВИЯ И ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ВПАДИН

По условиям образования четыре перечисленных типа впадин платформ имеют существенные отличия.

Грабенообразные впадины и авлакогены связаны с разламыванием фундамента платформ и образованием узких депрессий, линейно вытянутых вдоль систем разломов и выполненных толщей осадочных и вулканогенных пород.

[1] См.: Бюл.МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 5. С. 61–71.

Авлакогены составляют один из видов класса грабенообразных впадин. Элементарными среди них являются простые грабены, а самыми глубокими и обширными – авлакогены, в которых осадочный комплекс часто осложнен складчатостью и прорван интрузиями. Ограничивающие их разломы нередко сопровождаются вулканическими проявлениями. А.А. Богданов [1964] наметил ряд морфологических разновидностей авлакогенов.

Грабенообразные впадины, как правило, формировались до накопления осадочного чехла синеклиз, который обычно их перекрывает. Поэтому авлакогены Восточно-Европейской платформы были обнаружены лишь в последние 10–15 лет с развитием бурения и геофизических исследований. Ранее никто не подозревал о существовании Пачелмского, Камского, Казанско-Кировского, Сергиевского авлакогенов, а также грабенов под чехлом Московской синеклизы. На большинстве других платформ они пока мало известны, но с развитием геофизических работ и бурения несомненно будут выявлены под покровом осадочного чехла.

Грабенообразные впадины и авлакогены заполнены отложениями, образующими наиболее древний комплекс осадочных образований платформы – нижний платформенный этаж. По времени образования они, таким образом, почти всегда соответствуют начальному этапу развития платформ. На такое их положение было уже давно обращено внимание [Богданов, 1964б; Богданов и др., 1963; Бондарчук, 1956; Наливкин и др., 1969; Новикова, 1965; Хаин, 1964; Яншин и др., 1966]. Вместе с тем в некоторых случаях возраст авлакогенов относительно молодой. Известна, например, Гондванская система верхнепалеозойских авлакогенов на Индостанской платформе [Муратов, 1964]. Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, или авлакоген Большого Донбасса, который послужил Н.С. Шатскому типом для выделения авлакогенов, также, возможно, образовался в достаточно позднюю стадию существования Восточно-Европейской платформы – в начале девона. Более древние отложения (нижнего палеозоя, рифея) хотя и предполагаются в его глубокой части многими исследователями [Бондарчук, 1956; Левенштейн и др., 1971; Новикова, 1965] и существование их весьма вероятно, но они пока не выявлены, поэтому рифейский возраст структуры не доказан. В последние годы появились геофизические данные о наличии мощных осадочных отложений под толщей девона и карбона Донецкого бассейна, что подтверждает это предположение [Гаркаленко и др., 1971].

Не может быть сомнения в очень существенной и совершенно своеобразной роли авлакогенов и вообще грабенообразных впадин в структуре и истории развития древних платформ.

Перикратонные прогибы характеризуются как довольно широкие зоны опускания вдоль края платформ, развивающиеся в течение очень длительного времени. На примере Восточно-Европейской платформы мы видим их возникновение со среднего или даже с середины раннего рифея, т.е. времени самого начального существования фундамента древней платформы, когда началось опускание поднятого Сарматского щита, занимавшего в конце протерозоя бóльшую часть ее площади. Камско-Уфимский перикратонный прогиб служил областью накопления осадков с начала рифея, в венде, девоне, карбоне, перми, частично в мезозое. Приднестровский имел тоже длительное время существования до среднего рифея. Приангарский перикратонный прогиб Сибирской платформы, который послужил типом для выделения этих элементов древних платформ [Павловский, 1959], развивался с венда до начала мезозоя.

Важно отметить, что перикратонные прогибы формировались, как и авлакогены, с самой ранней стадии платформенного развития (прогибы Сибирской платформы, Камско-Уфимский и Приднестровский прогибы Восточно-Европейской платформы) и являются древними элементами структуры чехла платформ.

Прогибы типа перикратонных выделяются и в пределах молодых эпибайкальских и эпипалеозойских платформ. Здесь они часто бывают охвачены дислокациями платформенного чехла. Примером их может быть южный край Мизийской плиты, в пределах которого мощность юрских и меловых пород заметно увеличена, что указывает

на усиленное прогибание этого края. Вместе с тем эти породы участвуют здесь в строении целой системы надразломных складок Предбалканья, вытянутых широтно. Другим примером являются Юрские горы, сложенные толщами платформенных отложений юры и мела с несколько увеличенной мощностью, образующими хорошо выраженные складки. Подобным же примером перикратонных прогибов на байкальском основании являются южные отроги Гиссара и Таджикская депрессия.

С и н е к л и з ы – плоские обширные депрессии округлой, овальной или удлиненной в плане формы, тектонотипом которых Н.С. Шатский [1940, 1941] предложил считать Московскую синеклизу. Важнейшим признаком синеклиз он считал очень пологий наклон их крыльев, недоступный для измерения компасом. Синеклизы, как, например, Украинская, Днепровско-Донецкая или Рязано-Саратовская, во многих случаях наследуют положение авлакогенов: первая – одноименного авлакогена, продолжающегося в Донецкий бассейн, вторая – Пачелмского авлакогена. Московская синеклиза также перекрывает, видимо, систему из нескольких грабенообразных впадин, рифейское заполнение которых образует здесь нижний платформенный этаж. Синеклизы в противоположность авлакогенам и перикратонным прогибам образуют верхний, наиболее молодой платформенный этаж. Возможно, что многие из них на платформах образовались поверх авлакогенов и являются надавлакогенными [Муратов и др., 1962]. Во всяком случае, Московская и Днепровско-Донецкая – немногие синеклизы, изученные на глубину, что позволяет сделать такой предположительный вывод. Синеклизы перекрывают авлакогены, а своими краями могут перекрывать части перикратонных прогибов.

Ч е т в е р т ы й т и п п л а т ф о р м е н н ы х в п а д и н, для которых образцом является Тунгусская, достаточно отчетливо выявился лишь в последние годы. В итоге детальных исследований тектоники Сибирской платформы, в которых после С.В. Обручева принимали участие и многие другие исследователи [Басков и др., 1966; Зайцев, 1954; Косыгин, 1969; Оффман, 1959; Спижарский, 1968; Старосельский и др., 1970], выявились особенности ее строения, которые значительно отличают Тунгусскую впадину от типичных платформенных синеклиз, а также от перикратонных (окраинных) впадин и авлакогенов.

С.В. Обручев [1932], впервые выделивший Тунгусскую впадину, назвал ее бассейном. Последующие исследователи [Архангельский, Шатский, 1933] именовали ее Тунгусской впадиной. Затем ко всем обширным платформенным впадинам был приложен термин "синеклиза", и начиная с тектонической карты СССР 1956 г., изданной под редакцией Н.С. Шатского, и кончая новейшими работами по геологии Сибирской платформы она именуется Тунгусской синеклизой. Вместе с тем впадина эта имеет очень сложное строение, отличающее ее от синеклиз. По бортам она окаймлена ступенями и системами разломов, которые служили путями проникновения огромных масс магматических продуктов (траппов), играющих в заполнении впадины первостепенную роль. Разломы пересекают и середину впадины. Она имеет в целом гигантские размеры (1500 × × 1000 км) и разделена на ряд прогибов второго порядка (Сыверминский, Центрально-Тунгусский, Ванаварский и др.), разделенных поднятиями [Басков и др., 1966; Оффман, 1959]. Все они осложнены более мелкими нарушениями и разломами.

Впадина образовалась в позднем палеозое–раннем мезозое на месте системы плоских поднятий и депрессий, которые существовали в западной части Сибирской платформы в конце протерозоя–начале палеозоя. Прогибание впадины сопровождалось проявлением интенсивного вулканизма и накоплением вулканогенно-осадочных толщ огромной мощности. В целом Тунгусская впадина имеет вид гигантского амфитеатра, открытого на север и окаймленного с трех сторон сложно построенными бортами, в сложении которых участвуют триасовые, пермские и средне-верхнекаменноугольные толщи. В центральной и северо-западной частях впадина выполнена мощными туфолавовыми образованиями нижнего и среднего триаса мощностью до 3000 м [Басков и др., 1966], залегающими почти горизонтально.

Ванаварская впадина на юге ограничена разломами и полосой вулканических проявле-

ний северо-западного направления [Оффман, 1959] и представляет собой обособленную котловину.

Приведенная характеристика Тунгусской впадины никак не соответствует упомянутым определениям синеклиз в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова и других исследователей как плоских пологих впадин, обладающих едва заметным наклоном крыльев на огромном протяжении. Тунгусская впадина относится к иному типу платформенных структур и имеет существенные отличия от собственно синеклиз. Наиболее *важными признаками этого типа впадин являются: во-первых, плоское дно и относи*тельно крутые окаймляющие его борта, осложненные флексурами, разломами и другими мелкими нарушениями; во-вторых, значительная роль вулканических продуктов, участвующих в заполнении впадины, а также субвулканических и интрузивных тел в ее строении. Этот магматизм связан, конечно, с огромными по масштабу и многочисленными разломами, уходящими своими корнями в глубокие части коры и мантии, которые и определяют особенности структуры впадин этого типа. В-третьих, рассматриваемый тип платформенных впадин относится к поздней стадии развития платформ и резко отличается от авлакогенов.

Формирование Тунгусской впадины, как известно, началось в конце палеозоя и продолжалось в начале мезозоя. Осадочно-вулканогенное заполнение впадины перекрыло *более древние выступы и прогибы платформы, прикрытые частично нижне- и средне*палеозойским осадочным чехлом. Таким образом, впадины рассматриваемого типа могут быть охарактеризованы как известного рода новообразования в ряду платформенных структур. Не исключено, что их образование в какой-то мере связано с выносом огромных масс магматического материала из глубоких частей земной коры или мантии на поверхность.

Все сказанное об особенностях строения рассматриваемого типа впадин, в частности Тунгусской, позволяет считать, что они действительно могут быть выделены в особый тип, которому, вероятно, следует дать и специальное наименование. При этом хотелось бы, чтобы оно было в стиле уже привычных названий платформенных структур, которые прочно вошли в наш геологический язык.

Наиболее подходящим в этом отношении представляется наименование "амфиклиза" – от греческих слов *αμφί* (кругом, около) и *κλίξις* (наклонение, нагибание, также ложе), которое подчеркивает значительный наклон слоев по краям впадины, вокруг ее центральной части и вместе с тем сохраняет традиционный для платформенных структур стиль наименований. Строение Тунгусской впадины как гигантского амфитеатра, открытого к северу, было отмечено в литературе группой исследователей Сибирской платформы [Басков и др., 1966].

К числу впадин типа амфиклиз следует отнести впадину Параны на юге Бразилии, для которой, так же как и для Тунгусской, характерно проявление мощного вулканизма. Менее ясной представляется возможность отнесения к этому же типу Прикаспийской впадины. Ранее В.Д. Наливкиным, А.Б. Роновым и В.Е. Хаиным [1964] уже было обращено внимание на особенности ее строения, которые существенно отличают ее от впадин типа синеклиз. Наличие крупных ступеней флексур и разломов, ограничивающих Прикаспийскую впадину с запада и севера (Бугурусланская ступень, Волгоградский уступ), а также мощнейшая толща пермских отложений, выполняющих центральную часть впадины, позволяют считать, что она принадлежит к числу амфиклиз.

В.С. Журавлев [1964] отнес Прикаспийскую впадину к экзогональным впадинам Восточно-Европейской платформы наряду с Печорской с Польско-Германской на других внешних углах платформы. С тех пор выяснилось, что Польско-Германская впадина лишь отчасти имеет древний фундамент, а бóльшая часть ее основания принадлежит Англо-Галицийской системе байкалид [Журавлев, Раабен, 1968], расположенных за пределами древней платформы. Точно также Тиман и Печорская впадина относятся к областям с позднепротерозойским (байкальским) складчатым основанием. Таким образом, обе эти экзогональные впадины должны быть выделены за пределы древней платформы.

Что касается возраста фундамента Прикаспийской впадины, то он остается пока неизвестным, возможно, что эта впадина принадлежит к древней платформе, хотя есть также известные данные считать и ее фундамент байкальским. Вне зависимости от этого по мощности и строению осадочного чехла и наличию окаймляющих ее крупных зон разломов по периферии она может быть отнесена к типу амфиклиз; существенное отличие ее от Тунгусской – лишь в отсутствии проявлений вулканизма, хотя не исключена возможность, что они скрыты на глубине. Обнаружение их дало бы возможность полного сопоставления Прикаспийской и Тунгусской впадин.

Как видно, все четыре охарактеризованных типа впадин древних платформ не только различаются по строению и условиям образования, но отвечают разным этапам истории формирования платформ. Формирование грабенообразных впадин и перикратонных прогибов происходило на раннем этапе развития платформ, когда бо́льшая их часть была сильно приподнята и еще не покрыта осадочным чехлом. Синеклизы и амфиклизы связаны с более поздними этапами.

ПРОБЛЕМА ПРИЧИН ОБРАЗОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ВПАДИН

Все платформенные впадины можно отнести к двум генетическим классам: грабенообразные впадины представляют собой вместе с авлакогенами один из них, остальные три типа впадин – синеклизы, амфиклизы и перикратонные прогибы относятся к другому классу – собственно платформенных впадин.

Грабенообразные впадины и авлакогены обусловлены процессами разламывания фундамента платформы в раннюю стадию ее существования. Системы разломов в значительной степени предопределены, вероятно, глубинными разломами, зародившимися в мантии. Это разломы, секущие фундамент платформы и разделяющие его на отдельные блоки. При этом генетически они могут быть очень различными. Одни могут быть связаны с вертикальными движениями и образованием платформенных сводов и впадин. Другие могут быть обусловлены горизонтальными смещениями одного блока относительно другого. Те и другие образуют, вероятно, совершенно различные системы разломов, хотя их пока еще очень трудно выявить.

В пределах наиболее изученной древней платформы – Восточно-Европейской – главной является система наиболее крупных Припятско-Днепровско-Донецкого и Пачелмского авлакогенов, вытянутых почти параллельно.

Первый из них косо пересекает всю платформу, несколько отгибаясь в широтном направлении на западе, и отделяет юго-западный угол (Украинский блок) платформы от остальной ее части. В пределах Днепровско-Донецкого авлакогена намечается поднятие поверхности Мохоровичича и выступ ее кверху, что сопровождается, как сейчас установлено, утонением базальтового слоя земной коры как раз под авлакогеном [Чекунов, 1970]. Это может служить важным доводом для объяснения происхождения многих грабенообразных впадин путем растяжения земной коры. Площадь, на которой утонен базальтовый слой, как отметил А.В. Чекунов, совпадает с контурами Днепровского грабена и ограничивающими его разломами. Здесь же наблюдается утонение и гранито-гнейсового слоя, которое, однако, охватывает более обширную площадь, совпадающую примерно с площадью меловой Украинской мульды (синеклизы). Таким образом, видно различное соотношение разных поверхностных структур с глубинным строением земной коры.

Пачелмский авлакоген сечет центральную часть Восточно-Европейской платформы и вытянут в северо-западном направлении, как и первый, ограничивая Воронежский поднятый блок (антеклизу). Другие грабенообразные впадины, расположенные в северной и восточной частях Восточно-Европейской платформы, образуют сложную сеть, расчленяя фундамент на отдельные более или менее крупные участки и блоки.

Строение всей этой системы еще очень плохо изучено, и ее трудно установить из-за мощного осадочного чехла. Поэтому даже в пределах Восточно-Европейской платфор-

мы пока еще невозможно выявить закономерности расположения систем разломов и характер подвижек, которые по ним проявлялись.

Синеклизы, амфиклизы и перикратонные прогибы при несомненном различии, которое между ними существует, относятся к совершенно другому классу платформенных структур, связанных с процессами опускания или прогибания фундамента в пределах значительных площадей.

Н.С. Шатский в 1947 г. впервые поставил вопрос о причинах прогибания синеклиз. Для него было очевидно, что причины эти следует искать в процессах, происходящих под земной корой, однако не было ясно, что вызвало прогибание – отток подкорового вещества или его уплотнение. Рассматривая эту проблему, он склонялся в пользу второго. Впоследствии он не раз возвращался к этому вопросу, определенно склоняясь в пользу уплотнения вещества мантии при образовании синеклиз [Шатский, 1947]. Так же рассматривали их происхождение В.А. Магницкий [1948, 1965], В.В. Белоусов [1966а], Е.Н. Люстих [1959] и др. В последние годы проблема формирования прогибов и поднятий земной коры в условиях платформ и геосинклинальных областей была специально исследована С.И. Субботиным [1955, 1960] и освещена им, а также в ряде совместных работ с его сотрудниками [Субботин и др., 1965, 1968]. Ими был использован большой материал геофизических исследований о строении земной коры и неоднородности верхней мантии, а также теоретические и экспериментальные данные о строении вещества мантии. Они пришли к выводу, что главной причиной поднятий и опусканий земной коры вообще и формирования платформенных впадин в частности являются процессы уплотнения и разуплотнения вещества, слагающего верхнюю мантию. Эти процессы идут на глубинах от 50 до 300 или 400 км и связаны с полиморфными и другими превращениями вещества при изменении термодинамических условий.

Экспериментальные данные и теоретические расчеты для систем минералов ультраосновных пород, участвующих в строении верхней мантии, показывают, что определенным термодинамическим условиям свойственны свои минеральные ассоциации. При изменении температуры и давления происходит изменение их минерального состава. Наиболее важным процессом, который может объяснить уплотнение вещества мантии, является преобразование шпинелевых перидотитов в гранатовые. Последние обладают большей плотностью, что и приводит к значительному уменьшению объема вещества мантии. В результате происходит оседание верхней части мантии, расположенной над областью этого уплотнения, и земной коры с образованием пологого прогиба на поверхности последней. Такой процесс, протекающий очень длительно, и ведет к образованию главных типов платформенных впадин.

Это предположение подтверждает не только теория, но и петрографические данные о составе ксенолитов в кимберлитах и алмазах, вынесенных с больших глубин мантии. В этом отношении важные данные приведены многими исследователями. Как выяснено А. Рингвудом [Ringwood, 1969], В.С. Соболевым и Н.В. Соболевым [1971], ксенолиты в алмазоносных трубках Сибирской платформы и в Южной Африке показывают, что в составе верхней части мантии значительную роль играют шпинелевые перидотиты, с более значительных глубин происходят ксенолиты пород со следами образования граната за счет шпинели и пироксенов. Гранатовые пироксены отвечают условиям большого давления. Гранатизация пород связана, по представлениям В.С. Соболева и Н.В. Соболева [1971], с реакцией, происходящей при региональном повышении давления либо при снижении температуры.

Под древними платформами начало этого процесса может быть обусловлено размывом и срезанием кристаллического основания платформы, которые вызывают утонение земной коры, а также образованием глубоких разломов фундамента. Как следствие этого происходит значительная потеря тепла с последующим охлаждением вещества мантии. Именно это и ведет к возникновению упомянутого процесса и преобразованию вещества мантии. Формирование мощного осадочного чехла действует в обратном направлении и приводит к сохранению тепла, увеличению температуры в мантии и, следовательно, противодействует процессу уплотнения вещества и может

привести к его полному прекращению. Вместе с тем накопление осадочных толщ во впадинах и действие их веса должны приводить к увеличению давления и способствовать дальнейшему ходу процесса и перестройке вещества в сторону его уплотнения. На такую роль нагрузки осадочных толщ обратили внимание А.Л. Яншин и др. [1966].

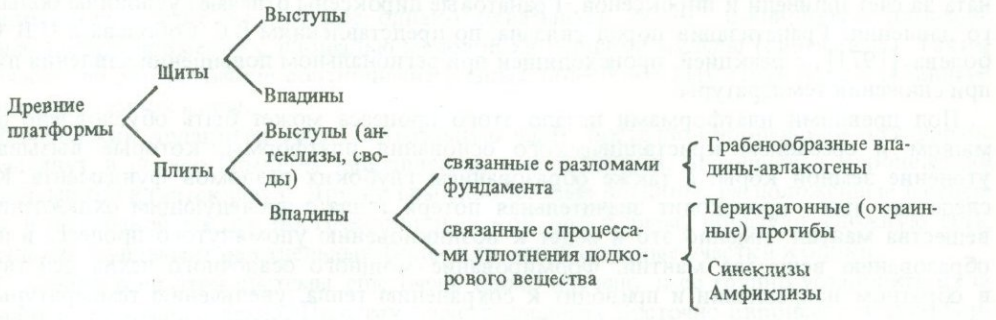
Все это обусловливает большую длительность формирования впадин платформенного типа, особенно перикратонных прогибов, в меньшей мере – синеклиз. Образование амфиклиз, если исходить из примера Тунгусской амфиклизы, происходит за значительно более короткий срок. Крупное проседание поверхности и накопление в образовавшемся прогибе мощных толщ отложений и вулканических продуктов происходили за относительно короткий отрезок времени (средний карбон–пермь, триас). Таким образом, можно думать, что амфиклизы существенно отличаются от синеклиз и перикратонных прогибов условиями формирования.

Образование всех трех типов платформенных впадин – синеклиз, перикратонных прогибов и амфиклиз – обусловлено, вероятно, одинаковым в схеме процессом уплотнения вещества верхней мантии. Однако его проявление идет по-разному в каждом случае, и прежде всего значительно более длительным является процесс образования перикратонных прогибов. В случае синеклиз уплотнение охватывает относительно небольшой по площади участок, по периферии которого этот процесс постепенно затухает, а на поверхности образуется плоская впадина. В случае перикратонного прогиба процесс идет вдоль края платформы и максимального значения достигает у самого края, затухая к середине платформы. При этом образуется асимметричное отгибание края – перикратонный, или окраинный прогиб. Этот процесс характеризуется исключительной длительностью (сотни миллионов лет).

Наиболее отвечает схеме, которую дают С.И. Субботин и др. [1968] как типичную для образования платформенных впадин, процесс образования амфиклиз. В этом случае, как это рисуют авторы упомянутой работы, при уплотнении мантии происходит опускание блока земной коры по окаймляющим его разломам с возникновением многочисленных магматических очагов. Последние обусловливают характерный для амфиклиз мощный магматизм в форме излияний и интрузий, и образуется типичная для этих впадин структура амфитеатра с просевшим дном.

Конечно, нельзя сбрасывать со счетов возможность и частичного перемещения вещества под земной корой или в глубоких ее частях, которое могло бы объяснить образование некоторых частных особенностей различных платформенных впадин. Однако С.И. Субботин [1960] и Е.Н. Люстих [1959] указывают, что возможности такого рода перемещений противоречат данным гравиметрии.

Сейчас можно полагать, что оба намеченных класса платформенных структур – разломные структуры и структуры прогибания – связаны с глубинными процессами, происходящими под земной корой, и во многих случаях могут быть взаимосвязаны, хотя вместе с тем генетически зависят от совершенно разных причин. Все сказанное позволяет в заключение дополнить известную классификацию главных платформенных структур, которая была дана Н.С. Шатским [1947], представить ее в несколько усложненном виде с выделением разных генетических типов платформенных впадин (схема).



ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

УДК 551.71/.72

РАННИЕ ЭТАПЫ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ[1]

О самых ранних эрах развития Земли можно судить только на основании общих данных о развитии и истории формирования планет Солнечной системы и сравнения с Луной.

Согласно существующим представлениям, наиболее вероятный возраст Солнца и планет Солнечной системы около 5–7 млрд лет. Он устанавливается главным образом по определению возраста вещества метеоритов (до 5–5,5 млрд лет) – по-видимому обломков планеты, входившей ранее в состав Солнечной системы и затем распавшейся[2].

В начальной стадии своего существования Земля еще не была покрыта корой. По более старым представлениям, в эту наиболее раннюю эру существования планеты она была еще светящимся жидким, а затем раскаленным твердым телом, которое постепенно охлаждалось за счет отдачи энергии в мировое пространство. По современным воззрениям, Земля и другие планеты Солнечной системы образовались первоначально из скопления твердых холодных частиц, подобных веществу метеоритов, и газовой материи. Собираясь в постепенно уплотняющееся тело, они образовали сгущение – протопланету. При дальнейшем уплотнении, конденсируясь в тело все большей плотности, первичная планета должна была разогреться вплоть до полного проплавления всей ее массы. Лишь после этого на ее поверхности началось образование коры.

Как видно, в любом случае необходимо предполагать существование начальной стадии развития Земли, когда ее поверхность еще не была одета корой. Эта эра была достаточно длительной. По имеющимся сейчас данным, возраст наиболее древних частей земной коры оценивается более 3600–3800 млн лет, но пока точное время ее возникновения установить мы не можем. Предполагается, что начало образования твердой земной коры относится приблизительно ко времени около 4 млрд лет назад, а следовательно, начальная эра жизни Земли до образования земной коры продолжалась, во всяком случае, более 1 млрд лет.

ЛУННАЯ ЭРА

После образования земная кора длительное время была еще очень тонкой и представляла собой крайне слабую первичную оболочку, легко проплавлявшуюся и ломавшуюся.

Эра раннего существования земной коры отличалась грандиозным развитием вулканических явлений. Целые моря лав изливались на земную поверхность, проникая по трещинам и разломам из-под чрезвычайно непрочной коры. Магматические продукты, поступая с глубины, местами проплавляли земную кору на большой площади. Позднее, когда кора стала несколько толще и прочнее, вулканические процессы, все еще очень интенсивные, сосредоточились близ разломов коры, образуя вдоль них трещинные излияния, огромные вулканические конусы и кратеры взрыва. Всю эту раннюю эру развития земной коры А.П. Павлов еще в 1922 г. назвал "лунной" эрой. Действительно, на поверхности Луны мы сейчас видим в застывшем виде следы грандиозных вулканических явлений: бесконечное количество вулканических конусов, кратеров взрыва, огромных лавовых полей, трещин излияния и других вулканических форм, которые

---

[1] См.: Природа. 1971. № 11. С. 16–23.

[2] Поскольку Солнце и все планеты Солнечной системы, по существующим сейчас представлениям, образовались одновременно, в едином процессе, возраст метеоритов определяет и возраст всей системы.

известны теперь не только на обращенной к Земле стороне Луны, но и на противоположной.

На Земле благодаря существованию атмосферы и воды следы этой ранней стадии существования земной коры полностью уничтожены последующими процессами размыва и образования осадочных толщ. На Луне, где нет атмосферы, они сохранились, как бы законсервировались и позднее были деформированы лишь бомбардировкой метеоритами. Поверхность Луны до известной степени отражает ту раннюю стадию развития коры, которую прошла в свое время Земля.

Несомненно, уже в лунную эру на Земле существовала первичная атмосфера. Однако она отличалась от теперешней азотно-кислородной атмосферы Земли, в которой мы живем и которая создалась значительно позже. Первичная атмосфера состояла из газообразных продуктов, выделявшихся при вулканических извержениях: водяных паров, метана, углекислоты, аммиака, азота, водорода с примесью инертных газов (Ar, Kr, He, Xe) и так называемых кислых дымов, выделяемых вулканами (HF, HCl, борная кислота, H_2S и др.). В дальнейшей истории Земли первичная атмосфера претерпела огромные изменения за счет потери легких газов – водорода и отчасти гелия – из-за ухода их в мировое пространство (диссипация), а также в результате появления в атмосфере кислорода, роль которого с возникновением и развитием жизни на Земле возрастала.

Лунная эра продолжалась, вероятно, недолго, во всяком случае, до тех пор, пока поверхность первичной коры и нижние слои атмосферы не охладились до температуры ниже $+100\,C^\circ$, иначе говоря, до того момента, когда вода в виде жидкости (а не водяного пара) стала покрывать наиболее низменные пространства первичной коры. Образовались древние бассейны – моря, озера, появились водные потоки. Начались интенсивные процессы размыва древней коры, выветривание поверхности, перенос обломков водными потоками и отложение осадков на дне водоемов, где они переслаивались с вулканическим материалом – туфами, лавами.

Следовательно, рубежи ранней (лунной) эры существования земной коры довольно четкие: началом ее надо считать образование земной коры, концом – возникновение на ее поверхности водной оболочки.

Названными выше процессами следы древнейшей лунной стадии существования коры начинают стираться, и наступает стадия формирования лика Земли обоюдным действием внутренних и внешних сил. Первые поднимали, изгибали и разламывали земную кору, обусловливали деятельность вулканов. Вторые – разрушали, стирали следы этих глубинных процессов, и в результате их действия поверхность коры покрывалась чехлом осадков. Такие процессы идут сквозь всю дальнейшую историю развития земной коры, через все последующие эры (эры собственно геологического развития земной коры), продолжаются они и в настоящее время.

АРХЕЙСКАЯ ЭРА

В начале архейской эры появились древнейшие водоемы, покрывшие часть поверхности земной коры. На их дне началось накопление осадков. Древнейшие осадочные отложения образовались за счет вулканических продуктов – лав, пеплов и других пирокластов, выброшенных вулканами, а также продуктов их наземного выветривания, разрушения и размыва. Процессы извержений создавали более или менее значительные вулканические конусы, часть которых могла выступать из-под уровня воды, образуя вулканические острова, которые и подвергались размыву. Кроме того, отдельные плоские участки дна, покрытые вулканогенно-осадочными накоплениями, также могли образовать возвышенности, подвергались размыву, и материал, из которого они были сложены, вновь переносился и переотлагался. При этом состав атмосферы и водной среды существенно отличался от современного. В воде раннеархейских океанов были растворены выделяемые вулканами газообразные продукты – HCl, HF, борная кислота, H_2S, CO_2, CH_4 и другие углеводороды. Вода имела кислый состав (с pH,

близким к 1–2, по Н.М. Страхову), в воде был растворен SiO_2. Сульфатов еще не было, так как отсутствовал свободный кислород, окисляющий среду.

В атмосфере главную роль, по-видимому, играла углекислота с примесью паров воды, аммиака, метана и инертных газов. А.П. Виноградов считает, что в верхних слоях атмосферы не исключено было и существование свободного кислорода в небольших количествах. Кислород образовался за счет диссоциации $H_2O–CO_2$ под действием света.

Осадочные отложения, накапливавшиеся на дне раннеархейских океанов, существенно отличались от более поздних осадочных пород своим составом: это были пески из зерен пироксенов, магнетита и других минералов основных лав и обломков базальтов с примесью частиц вулканических туфов, а также продуктов окисления и разрушения вулканических пород – своеобразные по составу глинистые минералы и хемогенные кремнистые породы. Эти слои чередовались с лавами и туфами.

Последующие процессы метаморфизма этих осадков превратили их в амфиболовые, амфибол-биотитовые и другие гнейсы основного состава, изучая которые, мы и можем представить себе исходный состав древнейших осадочных пород.

Осадочно-вулканогенные толщи архея достигают местами огромной мощности (10–15 км), указывающей на длительность их образования. Дно первичных бассейнов, на котором накапливались эти толщи, располагалось на поверхности земной коры, которая по типу строения приближалась к современной океанической коре, но была тоньше. Поэтому она легко разламывалась и дробилась, а из глубины легко проникал магматический материал, распространяясь на больших пространствах морского дна.

Вместе с тем вдоль разломов происходила и деформация осадочных толщ, их сильная складчатость в сравнительно узких зонах, а также, возможно, и начальные процессы метаморфизма. Однако в этих условиях кислые вулканические и интрузивные породы образовывались в очень ограниченных масштабах только за счет процессов местной дифференциации основных магм.

О том, что такие процессы все же могли происходить, можно судить по современным областям океанического дна и некоторым океаническим островам, где преобладают вулканические извержения. Здесь всюду образуются преимущественно основные, базальтовые лавы.

Однако наряду с этим, например в Исландии, среди базальтовых лав есть отдельные купольные тела кислых вулканических пород – риолитов. Изучение их показывает, что они произошли в результате дифференциации базальтовых магм. Кислые породы среди основных лав обнаружены на о-ве Кергелен и в других местах.

К середине архея состав воды древних океанов подвергся существенным изменениям. Кислоты, растворенные в воде, постепенно нейтрализовались. Они подвергались воздействию силикатов осадочных отложений, которые при этом частично разрушались, и самое главное – воздействию карбонатов K, Na, Ca, Mg [Страхов, 1963], которые образовались на поверхности островов при выветривании минералов вулканических пород под воздействием углекислой атмосферы. При этом различные карбонаты поступали в морскую воду и вступали в реакцию с кислотами, растворенными в ней, образуя хлориды. В итоге кислотность океанической воды постепенно падала. Вода океанов приобретала характер хлоридного раствора, в котором наряду с хлоридами K, Na, Mg и Ca присутствовали и хлориды Al, Fe и Mn, а также небольшое количество сульфатов, но отсутствовали карбонаты.

Одновременно изменялся и состав газов атмосферы. Под действием кислорода шел процесс окисления аммиака и метана, освобождался азот, приобретавший главную роль в составе атмосферы.

Вместе с накоплением на дне океанов достаточно мощных толщ осадочных пород, испытавших поднятия, возникают значительные по мощности интрузии гранитоидных пород. Материалом для их образования послужили осадочные толщи, которые оказались под воздействием больших масс основных магматических продуктов, проникавших по разломам и трещинам. Они и приводили к образованию вторичных кислых магм.

Вероятно, их возникновение было также результатом поднятия по трещинам и разломам горячих газообразных магматических продуктов, выносивших воду и вместе с ней соединения щелочных металлов, которые изменяли на месте минеральный состав осадочных толщ, но без плавления, а путем замещения одних минералов другими с изменением их химического состава (метасоматоз). При этом многие минералы осадочных толщ, например глинистые, замещались полевыми шпатами. Таким образом, осадочные породы превращались в кристаллические сланцы, гнейсы и другие метаморфические породы. Процессы метасоматоза могли в конечном счете привести к образованию гранитного расплава, а затем к его перемещению и внедрению в вышележащие толщи метаморфических и осадочных пород с образованием интрузивных тел.

В середине архея эти процессы достигли значительных масштабов, гранитизация происходила на значительных площадях, сложенных смятыми в складки и метаморфизованными осадочными породами. При этом гранитные тела поднимались в виде огромных массивов – гранитных куполов, вызывая деформацию вмещающих метаморфизованных пород, которые приобретали куполовидную форму залегания, образуя так называемые гнейсовые купола.

Этим заканчивается древнейший этап формирования осадочных пород и складчатых структур.

Во второй половине архейской эры (около 2900–3000 млн лет назад) происходило образование широких обособленных прогибов земной коры, в которых накапливались выдержанные по составу на больших пространствах очень мощные толщи осадочных и вулканических пород. Такие прогибы получили наименование протогеосинклиналей, т.е. первичных геосинклиналей. Они отличались от типичных геосинклиналей более позднего времени значительными размерами, однообразием и малой изменчивостью слагающих их толщ.

В это же время, по-видимому, создались условия для разделения земной коры на участки, которые подвергались гранитизации (и, вероятно, даже выступали из-под уровня моря), а также участки, которые сохранили прежнее строение и имели земную кору океанического типа, негранитизированную. Возможно, эти древние элементы структуры земной коры были разделены зонами разломов. Прогибавшиеся части протогеосинклиналей имели вид обширных, довольно плоских депрессий, разделенных поднятиями и, вероятно, тоже были ограничены разломами.

Приблизительно в это же время произошло также существенное изменение состава атмосферы и гидросферы. В атмосфере при преобладании углекислоты заметную роль стали играть азот и кислород, а в океанах – преобразование хлоридной воды в хлоридно-карбонатную (Н.М. Страхов). Объясняется это тем, что начался интенсивный снос возникавших в результате химического выветривания растворенных карбонатов с островов и обширных участков суши. Они не только полностью нейтрализовали остатки сильных кислот, но и способствовали отложению карбонатных осадков.

Таким образом, наряду с песчано-глинистыми осадками и продуктами вулканических извержений на дне океанов стали формироваться карбонатные илы (преимущественно доломиты, местами известняки), химические осадки (хемогенного кремнезема) и соединения железа (сидерит и лептохлорит). Нередко они образовывали илы, состоящие из чередования тонких слоев кремнезема и железистых минералов, впоследствии превращенных в джеспилиты. Вероятно, ко второй же половине архея относится зарождение процессов фотосинтеза и появление первых растительных организмов.

В конце архея (2600–2500 млн лет), когда уже заканчивалось формирование протогеосинклиналей, наступила эпоха складчатости: осадочные толщи, заполнявшие протогеосинклинали, подвергались первичному метаморфизму и широкой гранитизации. Возникли крупные складчатые протогеосинклинальные системы, разделенные массивами из древнейших пород. Вместе они образовали древнейшие платформенные структуры – остовы древних платформ, или протоплатформы. Последние явились зачатками не только будущих платформ, но и обширных площадей с континентальной земной корой – материков.

Наиболее крупные по площади протоплатформы – Сибирская, Украинско-Воронежский и Беломорский массивы, массивы оз. Верхнего и Слейв Канадского щита, Южно-Африканская платформа, восточная часть Северо-Африканской, Австралийская, значительная часть Гвиано-Бразильской и южная оконечность Индостанской платформы.

РАННЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭРА

В следующую эру, охватывающую ранний и средний протерозой, т.е. продолжавшуюся около 1 млрд лет, состав атмосферы и воды океанов, вероятно, еще мало отличался от предыдущего. То же можно сказать и о накоплении осадков. Наряду с вулканогенными породами и туфолавовыми толщами продолжалось формирование песчано-глинистых и карбонатных пород, главным образом доломитов, а также джеспилитов. Появляются многочисленные следы органической жизни растительного происхождения. Это синезеленые водоросли, которые выделяли слоистые известковые корки и образовывали сложные, иногда очень большие по размерам постройки – строматолиты[1], но их распространение, видимо, еще крайне ограничено.

Тектоническая жизнь на Земле в ранне-среднепротерозойскую эру характеризовалась заложением и развитием первых настоящих геосинклинальных складчатых систем, таких как Карельская, Кольская, Гудзонская, Утай-Хуто, Дарварская, Восточных Гат, Сатпурская, Биримская и др. В это время заложились и развивались Катангско-Аравийский и Бразильский складчатые пояса.

Все эти геосинклинальные системы (кроме Катангско-Аравийского и Бразильского поясов) к концу описываемой эры закончили свое развитие, подвергались складчатости и метаморфизму, были пронизаны интрузиями и гранитизированы, превратившись в складчатые структуры. Вместе с протоплатформами, спаяв и соединив отдельные протоплатформенные массивы, эти складчатые структуры образовали складчатый кристаллический фундамент всех древних (дорифейских) платформ. Одновременно формировались осадочные и магматические породы своеобразного чехла протоплатформ. При этом в ряде случаев сначала возникли палеоавлакогены[2], а затем уже собственно покровные отложения чехла и сопровождавшие их интрузии.

Таким образом, для протерозойской эры впервые мы должны различать два основных типа формирования осадочных и вулканических пород: платформенное и геосинклинальное накопление осадочных и вулканических толщ.

Мы пока не знаем, как развивались пространства, разделяющие древние платформы и современные океанические впадины, поскольку в пределах геосинклинальных складчатых поясов нижне- и среднепротерозойские комплексы распространены лишь на отдельных участках, которые не дают достаточного материала для понимания их истории. Однако можно полагать, что, скорее всего, эти пространства геосинклинальных складчатых поясов в то время были океаническими областями с океаническим типом земной коры.

РИФЕЙСКАЯ ЭРА

Рифейская эра является временем обособления и геосинклинального развития всех больших геосинклинальных складчатых поясов земного шара: Тихоокеанского, Средиземноморского, Атлантического, Урало-Монгольского и Арктического. Более древние пояса, возникшие в предыдущую эру, – Катангско-Аравийский и Бразильский – про-

---

[1] Строматолиты распространены в карбонатных толщах нижнего протерозоя Канады (гуронская серия), в Кодаро-Удоканском районе Сибирской платформы и в Южной Африке (трансваальская свита). Хорошо известны строматолиты среди карбонатных пород верхнего карелия на Балтийском щите.

[2] Авлакогены – крупные осложненные складками прогибы в теле платформ, генетически связанные с зонами региональных разломов. Наиболее яркий пример – Донецкий бассейн.

должали формироваться и к концу рифея закончили свое развитие. К началу этой эры был уже сформирован фундамент всех древних платформ, и затем на их поверхности начал накапливаться осадочный чехол. На отдельных участках в пределах поясов существовали кристаллические массивы с корой континентального типа, которые, вероятно, частично выступали из-под уровня моря в виде островов. Об этом свидетельствуют присутствующие в середине многих складчатых поясов достаточно крупные массивы нижне- среднепротерозойских пород.

На разбитом многочисленными разломами океаническом основании в рифее в пределах всех складчатых поясов возникли системы многочисленных геосинклинальных прогибов и сопутствующих им поднятий, геоантиклиналей. В прогибах шло накопление мощнейших вулканогенно-терригенных геосинклинальных формаций и проявился весь комплекс процессов, типичных для настоящих геосинклиналей, развившихся на океаническом основании. Это основание было тонким, что обусловило значительную подвижность отдельных блоков земной коры, большую глубину опусканий и отсюда – чрезвычайно большую мощность накапливавшихся в прогибах осадков с обилием основных вулканических продуктов, а также основных и ультраосновных интрузий.

Следовательно, в начале рифея значительная часть складчатых поясов представляла собой морские бассейны, разделенные грядами островов наподобие современных островных дуг окраины Тихого океана, Карибского моря или восточной части островов Индонезии. Во всяком случае, строение земной коры современных областей, особенности вулканических проявлений, специфические условия накопления осадков в узких впадинах, разделенных грядами островных поднятий, могут считаться чрезвычайно сходными с теми условиями, которые господствовали в пределах больших поясов в рифее.

Однако осадконакопление на дне океанов и морей происходило в среде, существенно отличавшейся от современной. В составе атмосферы углекислота играла вначале еще значительную роль, хотя к концу рифейской эры количество CO_2 уменьшилось и атмосфера приобрела черты азотно-кислородной, существующей в настоящее время. Точно так же и в воде океанов уменьшилось содержание углекислоты. Выделявшиеся при вулканических процессах сера и сероводород при обилии кислорода образовали сульфаты. В результате начался процесс постепенного обогащения морской воды сульфатами и вытеснение CO_2 в осадок. Хлоридно-карбонатная по составу вода океанов постепенно преобразовалась в хлоридно-карбонатно-сульфатную.

В составе осадочных отложений наряду с вулканогенными и песчано-глинистыми огромную роль приобрели карбонатные породы, главным образом доломиты, а в конце рифея – и известняки. На платформах и окраинах геосинклинальных зон эти породы достигают огромной мощности и весьма разнообразны. Преимущественно это были химические осадки, однако с начала рифейской эры существенную роль начинают играть органогенные, главным образом водорослевые (строматолитовые) доломиты и известняки. Значение джеспилитовых железных руд к концу рифейской эры заметно уменьшается, и затем они постепенно исчезают. Широко распространены кремнистые породы.

Кроме того, образуются совершенно особые типы осадков – фосфориты, известные в верхнем рифее Китая, Прибайкалья, Средней Азии в виде пластовых залежей. Появляются наиболее ранние признаки каолинового выветривания [Страхов, 1963].

Заметно изменившийся состав морской воды, наличие углекислоты, обилие кислорода в атмосфере послужили важнейшими условиями появления жизни. Рифейская эра – это время расцвета строматолитов. Изучение их построек позволило установить среди них три комплекса, встречающиеся в различных частях рифея. Для нижнего рифея характерны Kussiella и Conophyton. Они распространены относительно редко и известны в немногих районах. В среднем рифее развит наиболее богатый комплекс, широко распространенный на земном шаре. К нему относятся Baicalia, Conophyton, Tungussia, Collenia, Masloviella, которые являются представителями наиболее характерных групп строматолитов. Для верхов рифея и венда характерен третий комплекс, состоящий

из Gymnosolen, Minjaria, Inseria, Juresania и др. Все формы различны по строению и меняются снизу вверх по разрезу, что позволяет использовать их для целей стратиграфии и сопоставления разрезов. Вместе с тем они раскрывают нам картину совершенно своеобразного растительного мира позднего протерозоя и его эволюции.

В отложениях конца рифея (венда) наряду со строматолитами встречаются сферические оболочки кутинизированных растительных тканей, напоминающих споры. Принадлежность их к определенным типам растительного мира точно не установлена, но есть основание считать, что часть из них принадлежит синезеленым водорослям, а некоторые – наземным растениям (возможно, плауновым).

В отложениях конца рифейской эры изредка появляются остатки мягкотелых животных: червей (Sabellidiles), реже медузоподобных организмов (Beltanella) и примитивных кораллов (Rangea). Они известны на севере Русской плиты, в Южной Африке (серия Нама) и в других районах, но наиболее богатый комплекс фауны кораллов, медузоподобных организмов и иглокожих (?) найден в Австралии, в районе Аделаиды. Вся фауна характеризует совершенно особый этап развития органического мира, когда существовали в основном бесскелетные формы животных, относившихся к разным типам животного царства. Комплекс фауны этого этапа, предшествовавший фауне палеозоя, известен еще пока плохо.

История позднего протерозоя, как уже говорилось, продолжалась около 1 млрд лет. За это длительное время на пространстве складчатых поясов проявлялись по крайней мере три эпохи складчатости, во время которых отдельные их части прекращали свое развитие и превращались в складчатые системы.

Такие эпохи имели место: 1) около 1200 млн лет; 2) 1000–900 и 3) 700–500 млн лет назад. Последняя из них называется эпохой байкальской складчатости. В эту эпоху бóльшая часть геосинклинальных систем позднего протерозоя полностью закончила свое развитие и превратилась в складчатые системы, породы которых подверглись метаморфизму и гранитизации и были пронизаны интрузиями.

После завершения этого длительного процесса на месте океанической коры, которая была распространена в начале рифея на большей части складчатых поясов, возник достаточно мощный гранито-гнейсовый слой земной коры. Иначе говоря, океаническая кора в результате развития геосинклинальных систем за это время преобразовалась в кору материкового типа. Поэтому более молодые послерифейские геосинклинальные системы возникли уже не на океанической коре, а на байкальском складчатом основании.

Развитие некоторых возникших в рифее геосинклинальных систем продолжалось и далее – до конца кембрия или ордовика (ранние каледониды, или так называемые салаирские системы), а частично даже до конца силура (поздние каледониды).

После конца рифейской эры во всех больших поясах возникали и развивались новые геосинклинальные системы, из которых некоторые существуют до настоящего времени.

УДК 551.24.031 + 551.14

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ И МЕГАСТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ[1]

ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ

Э.Зюсс выделил в свое время в Европе складчатые системы, различающиеся по возрасту складчатости: каледонскую, варисскую, арморикансскую и альпийскую. Вскоре после этого М.Бертран объединил варисскую и арморикансскую системы в герцинскую. Г.Штилле дал анализ истории их тектонического развития, выделив многочисленные фазы складчатости, которые он объединил в три "орогенические эры" – каледонскую, варисскую (герцинскую) и альпийскую.

Впоследствии эти орогенические эры стали именовать тектоническими этапами, циклами тектогенеза, циклами складчатости, эпохами диастрофизма, эпохами складчатости. Под последним термином, нашедшим широкое распространение, чаще понимают (и мы будем дальше обозначать) не три упомянутые тектонические эры, а более мелкие эпохи проявления процессов складчатости, активизации тектонических движений всех типов, которые приводят к крупным деформациям земной коры, с формированием крупных и мелких складок и надвигов, сопровождаемых горообразованием и часто внедрением интрузий. Эпохи складчатости характеризуются структурными несогласиями общего плана в складчатых системах, сменяющих друг друга во времени. Эпохи складчатости разделяют историю развития складчатых систем в пределах докембрийских платформ и геосинклинальных складчатых поясов на определенные отрезки – этапы развития и стадии. По-видимому, эпохи складчатости являются в таком широком понимании прежде всего эпохами коренной перестройки структурного плана и значительных переломов в развитии этих систем и поясов.

В Альпийско-Гималайской складчатой системе, имеющей очень длительную и сложную историю, начало которой намечается в докембрии, а конец – в неогене, можно выделить многочисленные эпохи складчатости. Они выражены крупными несогласиями с перестройкой плана структуры. Таковы эпохи складчатости перед ордовиком и силуром, перед средним карбоном, мезозоем, поздней юрой, поздним мелом и, наконец, перед средним миоценом.

Они позволяют разделить тектоническую историю любого крупного отрезка Альпийского пояса на три больших периода, часто именуемых циклами: доордовикский, герцинский и собственно альпийский. Герцинский, в свою очередь, может быть разделен эпохой предсреднекаменноугольной складчатости на два этапа: досреднекаменноугольный – геосинклинальный и со среднего карбона до начала триаса – заключительный, или орогенный. Альпийский период также может быть расчленен на два этапа: собственно геосинклинальный, который делится на три стадии – раннюю, зрелую и конечную, и заключительный, или орогенный.

Эпохи складчатости выражены прежде всего крупными региональными несогласиями между осадочными комплексами и, следовательно, достаточно крупными поднятиями. Часто они сопровождаются внедрением гранитных интрузий на разных стадиях развития. Например, на Кавказе монцонитовые интрузии Келасури внедрены после байоса и перед келловеем, т.е. связаны с эпохой складчатости, разделяющей раннюю и зрелую геосинклинальные стадии альпийского этапа. Гранитоиды Сомхето-Карабахского антиклинория являются предмеловыми или раннемеловыми, связаны со зрелой стадией, а неоинтрузии Главного хребта имеют преднеогеновый возраст и связаны с эпохой складчатости, разделяющей собственно геосинклинальный и заключительный этапы. Несогласия, соответствующие эпохам складчатости, являются естественными границами структурных этажей складчатой области.

Рассмотренный пример показывает, что роль отдельных эпох складчатости в развитии

[1] См.: Геотектоника. 1965. № 1. С. 6–29.

данной области весьма различна, так как они разделяют разные по значению отрезки ее истории. Более важные из них обособляют отдельные крупные этапы, менее важные – стадии развития. Несогласия, обусловленные более важными эпохами складчатости, разделяют различные в формационном отношении осадочные комплексы, отличающиеся характером и степенью метаморфизма. Они сопровождаются внедрением характерных для каждой из эпох складчатости магматических комплексов. Последнее очень важно, так как абсолютный возраст докембрийских эпох складчатости обычно оценивается по определениям возраста минералов, взятых из изверженных пород, мигматитов, пегматитов или жильной серии, сопровождающей интрузии. Часто именно абсолютный возраст минералов из рудных жил или интрузий принимается за возраст эпох складчатости.

Название "эпоха складчатости" является в значительной степени условным, включая понятие о гораздо более широком комплексе явлений, чем собственно складкообразование. Все эти явления сопровождают наиболее важные рубежи, переломы, скачки в ходе процесса развития складчатых геосинклинальных систем или подвижных поясов.

Возможно, что этот термин, как не вполне отражающий суть явления, пора заменить более соответствующим его содержанию, но для этого требуется специальное обоснование. Пока же мы принимаем этот термин с теми оговорками о его широком смысле, которые были сделаны выше.

Среди эпох складчатости наиболее важными являются те, которые соответствуют резким изменениям структурного плана складчатых систем и делят наиболее важные этапы их развития. Среди них необходимо рассмотреть одну категорию, которая по результатам проявления резко отличается от других. Я имею в виду те важнейшие эпохи складчатости, которые приводили к прекращению режима подвижных геосинклинальных областей и началу платформенного. Эти эпохи складчатости являются заключительными в геосинклинальном развитии данной области. В разрезе они зафиксированы крупным несогласием между складчатым и метаморфизованным в той или иной степени основанием платформ и их осадочным чехлом.

В сущности, эти эпохи складчатости являются главнейшими, так как если в истории любой складчатой области эпохи, вызывавшие перестройку, повторялись иногда по многу раз, то складчатость, после которой возникала платформа и начиналось образование платформенного чехла, в каждой области происходила только один раз, разделяя две важнейшие стадии существования земной коры – геосинклинальную и платформенную. Эти эпохи имеют, таким образом, первостепенное значение. В дальнейшем мы их и будем именовать главнейшими эпохами складчатости, предлагая в то же время в качестве синонима более четкое и недвусмысленное определение "платформообразующие" эпохи складчатости.

РОЛЬ ГЛАВНЕЙШИХ ЭПОХ СКЛАДЧАТОСТИ В РАЗВИТИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Платформы как структурные элементы земной коры, связанные с определенной ступенью ее развития, создаются, конечно, не в результате одной платформообразующей эпохи складчатости. Весь геосинклинальный процесс, иначе говоря, весь ход развития геосинклинального складчатого пояса, направлен в конечном счете к образованию мощного и более или менее однородного по толщине "гранитного" слоя земной коры, типичного для платформенных областей. Однако заключительной (платформообразующей) эпохе складчатости в этом процессе принадлежит все же существенная роль, так как эта эпоха сопровождается крупными поднятиями земной коры, орогенезом, внедрением гранитоидных интрузий, магматогенным рудообразованием, финальным (по Г. Штилле) вулканизмом и многими другими явлениями. Земная кора при этом теряет свою подвижность и переходит в другое состояние, наиболее отчетливо выраженное в формировании платформенного чехла, хотя на ранних стадиях существования платформ процесс образования чехла может еще не начаться. Таким образом, действи-

тельно платформообразующая эпоха складчатости хотя и является лишь последней в целом ряде такого рода эпох, проявляющихся в развитии подвижного пояса, но роль ее как крупного рубежа в развитии земной коры очень значительна.

Сопоставление имеющихся данных по развитию всех древних платформ показывает, что в течение докембрия на их площади проявилось только пять главнейших (платформообразующих) эпох складчатости. Эти эпохи очень хорошо сопоставляются между собой и оказываются более или менее близкими по возрасту на большинстве платформ (рис. 14).

Наиболее древние платформы, которые возникли на весьма ранней стадии развития, получили наименование протоплатформ [Павловский, 1962]. Пока известны только две наиболее древние протоплатформы. Одна из них расположена на значительной площади Канадского щита, где в пределах провинции оз. Верхнего платформенный режим установился после формирования узких прогибов, заполненных серией Тимискаминг около 2500 млн лет назад [Марков, 1962]. Отложения чехла представлены платформенным гуроном, нижние горизонты которого имеют возраст более 2000 млн лет.

Вторая протоплатформа возникла в Южной Африке, где складчатое основание сложено себаквайской, булавайской и свазилендской системами, представленными древнейшими метаморфическими породами с возрастом 2600–3500 млн лет [Колотухина, 1964]. На это древнее основание ложится мощный платформенный комплекс осадков серий: Доминион-Риф, Витватерсранд, Вантерсдорп и Трансвааль. Для серии Витватерсранд получены надежные определения возраста в 1913–2020 млн лет. Таким образом, платформенный режим наступил здесь примерно в то же время, что и в области оз. Верхнего.

Вероятно, сходный возраст (около 2700 млн лет) имеют платформенные массивы Калгурли на юго-западе Австралии и Пильбара на северо-западе, где, однако, не сохранился платформенный чехол [Вильсон и др., 1963].

Несколько более молодой возраст имеет начало образования протоплатформы Алданского щита. Слагающий его метаморфический алданский комплекс имеет возраст 2000–2300 млн лет. Он перекрыт на юге щита удоканской серией, изученной в последние годы А.М. Лейтесом и другими исследователями. Этот комплекс залегает спокойно и образует чехол протоплатформы. Возраст его, по А.М. Лейтесу, около 1700–2000 млн лет. Таким образом, начало становления платформы здесь приходится на рубеж около 2000 млн лет.

Возможно, что эта платформообразующая эпоха складчатости проявилась более широко и многие массивы древних платформ образовались в это время. Однако не сохранился соответствующий древний чехол, и поэтому нет надежного критерия для их выделения. В частности, можно полагать, что значительная площадь Украинского щита образовалась после складчатости в Криворожском (1900–2000 млн лет [Семененко, 1964; Тугаринов и др., 1965]) и Ореховском (2100–2300 млн лет) синклинориях. Значительная роль этой эпохи для Украинского щита подтверждается не только близким возрастом кировоградско-житомирского интрузивного комплекса, но и возрастом метасоматического, по Ю.И. Половинкиной и Э.Б. Наливкиной [1964], образования чарнокитов Буга – 1900–2000 млн лет, что указывает на широкое проявление здесь гранитизации.

Судя по очень ограниченным данным определения абсолютного возраста складчатого основания платформы Северной и Центральной Африки [Колотухина, 1964], здесь породы отдельных массивов имеют возраст более 2700 млн лет. Даже метаморфические толщи, заполняющие прогибы среди этих древнейших образований (фарузий, биримий), имеют возраст более 2000 млн лет. Ясно, что фундамент здесь – дорифейского возраста (рифей слагает нижние части чехла), и поэтому с вопросом его можно предположительно отнести к образованиям этого же возраста – около 2000 млн лет.

Точно так же древние массивы, слагающие фундамент Бразильской платформы и разделенные поясом более молодой системы бразилид, можно с вопросом отнести к массивам этого же возраста.

Третья эпоха прекращения подвижности складчатого основания и возникновения

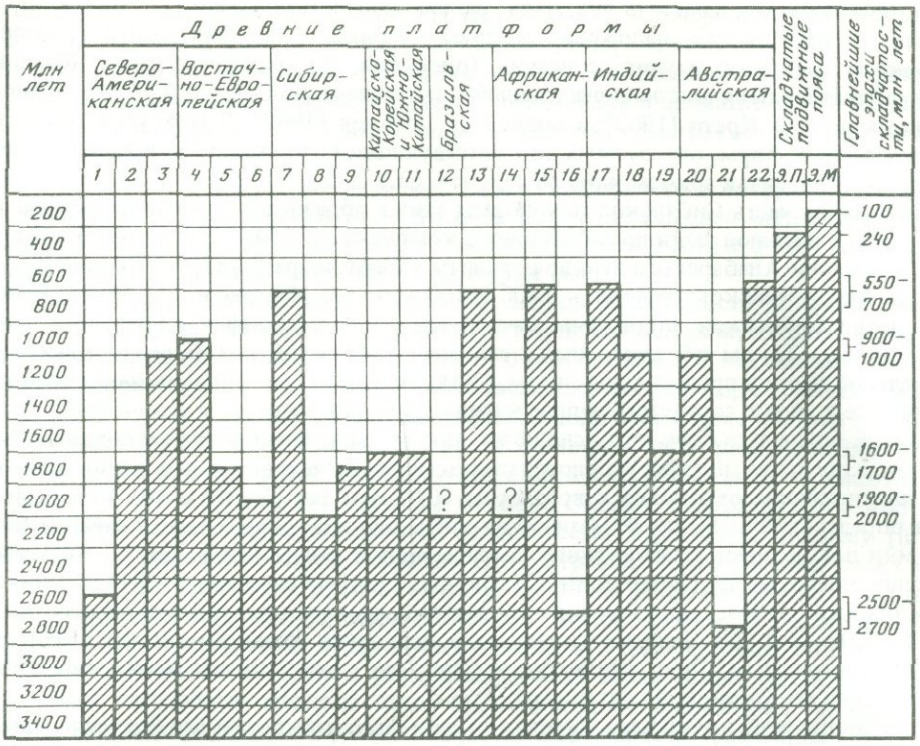


Рис. 14. Главнейшие эпохи складчатости в развитии древних платформ и складчатых подвижных поясов

1 – протоплатформы провинции оз. Верхнего; *2* – область складчатого гурона; *3* – пояс Гренвилл; *4* – Готский пояс; *5* – карелиды и свекофенниды; *6* – Украинско-Воронежский щит; *7* – байкалиды; *8* – протоплатформа области развития удоканского комплекса; *9* – Алданский и Анабарский массивы; *10* – Китайско-Корейская платформа; *11* – Южно-Китайская платформа; *12* – древние массивы Бразильской платформы (?); *13* – бразилиды; *14* – Северо- и Центрально-Африканский массивы (?); *15* – Красноморско-Катангский пояс; *16* – протоплатформа Южной Африки; *17* – пояс Дели; *18* – Сатпурский пояс; *19* – пояс Восточных Гат; *20* – пояс Западной Австралии; *21* – древние массивы Австралии (?); *22* – пояс Аделаида. Э.П. – эпипалеозойские платформы; Э.М. – эпимезозойские платформы

платформенного режима началась после карельской эпохи складчатости на Восточно-Европейской платформе и после гудзонской [Семихатов, 1964] – на Северо-Американской и проявилась около 1700 млн лет назад.

После этой эпохи складчатости окончательно сложились складчатые системы карелид. На многих участках Восточно-Европейской платформы началось образование древнего платформенного чехла, представленного иотнийской (1300–1500 млн лет), овручевской (1300–1500 млн лет, по Н.П. Семененко [1964]), сериями. На Северо-Американской платформе закончилась складчатость в прогибах Гурона и Лабрадорском [Гестил и др., 1963] и началось формирование осадочного чехла, представленного нижними горизонтами серии Киватин.

Описываемая эпоха складчатости играла очень важную роль в образовании Восточно-Европейской платформы. В начале карельского времени образовалась система геосинклинальных прогибов карелид и свекофеннид [Полканов, Герлинг, 1961], превратившихся к концу своего развития в складчатые системы, которые спаяли более древние докарельские массивы. Возникла очень обширная и сложная по строению платформа, состоявшая из отдельных древних глыб и протоплатформ, соединенных складчатыми поясами [Гафаров, 1963а]. В это время образовалась бóльшая часть Восточно-Европейской платформы, которая позднее, в конце докембрия, была увеличена лишь незначительно. В развитии карелид, по данным К.О. Кратца [1963] и других исследователей,

можно, по-видимому, наметить два этапа: ранний, соответствующий комплексам лопия и сумия (сортавальская, ладожская и другие серии), и поздний, соответствующий комплексам сариолия, ятулия, суисария (онежская, сегозерская серии). Последний может рассматриваться как заключительный (орогенный) этап карелид, на что обращали уже внимание К.О. Кратц [1963], а также И.Н. Лобанов [1962]. В этом убеждает характер структурных форм, образуемых соответствующими отложениями, и их формационный состав (кварциты, аркозы, конгломераты и др.).

Значительная часть Сибирской платформы также образовалась после формирования алданского, а в южной части после станового комплекса (1700–2000 млн лет). В складчатом основании Анабарского массива граниты имеют возраст 1870–2070 млн лет, а в пределах Учуро-Майского района – 1700–1800 млн лет [Гаррис и др., 1964]. В то же время чехол Сибирской платформы начинается с нижнего рифея с возрастом 1540–1615 млн лет. Таким образом, хотя основание Сибирской платформы сложилось в значительной части в предыдущую эпоху (2000 млн лет), но, видимо, закончило свое образование в эпоху, соответствующую карельской складчатости.

Близкий возраст складчатого основания, может быть, немного более поздний, имеет Китайско-Корейская платформа, покрытая осадочным чехлом, в основании которого залегают синийские отложения с возрастом 1040 млн лет [Ли Пу и др., 1960]. Имеющиеся определения возраста пегматитов из основания платформы дают величины 1600–1400 млн лет. Возраст седиментации самой молодой свиты основания во Внутренней Монголии определяется [Виноградов, Тугаринов, 1964] по свинцу в 1500–1800 млн лет. Таким образом, возраст образования складчатого основания платформы можно оценить в 1500–1600 млн лет. Возраст складчатого основания Южно-Китайской платформы остается неизвестным. Лишь предположительно его можно считать одинаковым с возрастом Китайско-Корейской платформы.

На Индостанской платформе карелидам примерно соответствует Восточно-Гатская складчатая система, возраст которой по многочисленным определениям абсолютного возраста минералов из пегматитовых жил определяется в 1600–1700 млн лет [Виноградов, Тугаринов, 1964].

На других южных платформах – обломках Гондваны, кроме Индостанской, складчатость, соответствующая карельской и гудзонской, не проявлялась, как это отмечал Н.А. Штрейс [1964], или проявлялась очень слабо и пока не выявлена.

Наоборот, для платформ Северного полушария эта эпоха складчатости играла очень важную роль, так как именно ею были созданы основные части древних платформ – остовы северных материков.

Следующей, четвертой является эпоха складчатости, проявившаяся около 900–1000 млн лет назад. В эту эпоху образовался пояс готид, причленившийся к послекарельской части Восточно-Европейской платформы, и пояс Гренвилл, причленившийся к послегудзонской части Северо-Американской платформы. Эти два пояса соответственно увеличили площади двух северных платформ.

На Африканской платформе между двумя древними массивами, Южно-Африканским с одной стороны и Северо- и Центрально-Африканским – с другой, протягивается пояс более молодой складчатости, охарактеризованный С.Е. Колотухиной [1964] и Н.А. Штрейсом [1964], которые рассматривают его несколько по-разному.

Этот пояс простирается от берегов Красного моря в Северо-Восточную Африку, охватывает так называемый Мозамбикский пояс Холмса и идет далее в виде зоны Кибара–Урунди–Карагве–Анколе. Продолжением его, по С.Е. Колотухиной и Н.А. Штрейсу, являются структуры дуги в Юго-Западной Африке, сложенной складчатыми отложениями групп Отави–Дамара. Для большей части пояса, как указывают упомянутые авторы и другие исследователи, характерно образование складчатых структур и проявление магматизма после кибарской складчатости – 850–1115 млн лет назад [Каэн, 1963; Штрейс, 1964]. Приблизительно в середине рифейского времени, как пишет Н.А. Штрейс, в результате кибарской складчатости произошло замыкание геосинклинальных систем и разделявшие их древние массивы были соединены. Однако замкну-

лась и закончила геосинклинальное развитие только средняя часть этого пояса, собственно кибарская, а юго-западная (Отави–Дамара–Катанга) и северная (в районе Красного моря) еще сохраняли свою подвижность до конца протерозоя.

На Индостанской платформе с этой же эпохой складчатости связано образование Сатпурского пояса с возрастом складчатости гранитоидов и пегматитов 900–980 млн лет. Более древними являются, видимо, бандельканские гранито-гнейсы, примыкающие к нему севернее.

Не совсем ясна роль рассматриваемой эпохи складчатости в Австралии. По данным А.Ф. Вильсона, В. Компстона и П.М. Джефри [1963], в западной части материка пояс позднедокембрийской системы с возрастом складчатости 900–1050 млн лет разделяет древние массивы Пилбара (на севере) и Калгурли (на юге).

Последней, пятой платформообразующей эпохой складчатости является эпоха на границе протерозоя и кембрия, получившая название байкальской, катангской, ассинтской, кадомской и т.п. и проявившаяся 700–550 млн лет назад. С ней связано замыкание складчатых поясов, разделяющих отдельные части древних платформ Гондваны [Штрейс, 1964]. В это время закончил свое существование подвижный пояс, вытянутый от берегов Красного моря до дуги Отави–Дамара. Его северная часть, расположенная на побережье Красного моря, а также Мозамбикский пояс и Катангская система имеют возраст складчатости 450–650 млн лет. Древние массивы Северо-, Центрально- и Южно-Африканский были окончательно спаяны этой складчатостью в единую платформу [Штрейс, 1964]. Точно так же, согласно выводам Н.А. Штрейса, пояс бразилид спаял около 450–600 млн лет назад более древние массивы в единую Южно-Американскую платформу. В Австралии образовался пояс Аделаида, точное протяжение и конфигурация которого пока не выяснены. Возраст эпохи складчатости здесь 660–540 млн лет. На платформах северных материков роль байкальской эпохи складчатости была совсем иная. Здесь складчатые системы этого времени только опоясывают по краю более древние части платформ – Сибирской и Восточно-Европейской (тиманиды).

Для развития складчатых систем, закончивших свое развитие в байкальскую и соответствующие ей эпохи складчатости, видимо, удастся в дальнейшем выделить два главных этапа – геосинклинальный и заключительный (орогенный). Формации заключительного этапа мы имеем на окраине Сибирской платформы и во внутренней зоне в межгорных впадинах в системе Катанги.

Подводя итог, следует отметить, что пять охарактеризованных платформообразующих эпох складчатости в пределах древних платформ намечают известные рубежи в развитии последних. Первая (2500–2700 млн лет) заканчивает образование ограниченных по площади протоплатформ. Точно так же и вторая (2000 млн лет) – беломорская по А.П. Виноградову и А.И. Тугаринову [1961] – должна рассматриваться как эпоха завершения формирования более крупных протоплатформ второй генерации. Третья (карельская, гудзонская – 1700 млн лет) играет главную роль в образовании значительных по площади и сложных платформ северных материков. Четвертая (900–1000 млн лет) и пятая (байкальская, 550–700 млн лет) лишь наращивают платформы северных материков, но играют существенную роль в образовании южных (Гондваны), спаивая отдельные более древние массивы в монолитные платформы [Штрейс, 1964].

ПЛАТФОРМООБРАЗУЮЩИЕ ЭПОХИ СКЛАДЧАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

В послерифейское (фанерозойское) время происходило развитие больших геосинклинальных складчатых поясов, разделяющих древние платформы. Наиболее обширным поясом является Европейско-Азиатский, который с его ветвями (Урало-Монгольской и Средиземноморской) разделяет древние Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайско-Корейскую и Южно-Китайскую платформы. Он отделяет также все перечисленные платформы от южных платформ – обломков Гондваны: Африканской, Индостанской и Австралийской.

Тихоокеанский пояс, окаймляя одноименную впадину, отделяет ее от Австралийс-

кой, Южно-Китайской, Китайско-Корейской, Сибирской, Северо-Американской, Бразильской и Антарктической платформ.

Атлантический пояс, сливающийся с Европейско-Азиатским в Западной Европе и с Тихоокеанским в Центральной Америке, сохранился фрагментарно. Он представлен Аппалачской и Восточно-Гренландской системами, системой каледонид Англии, Шотландии, Норвегии и Шпицбергена.

Арктический пояс плохо представлен, он выражен только Иннуитской системой на севере Канады вдоль окраины Северо-Американской платформы.

Последним является пояс Южной Африки, представляющий собой остатки несомненно более обширной Капской системы, не сохранившейся из-за образования океанических впадин. Связи его с другими поясами остаются неясными.

В пределах этих поясов имеются площади, превратившиеся в молодые платформы, и площади, сохранившие свою геосинклинальную подвижность до настоящего времени. Последние представлены Альпийско-Гималайской складчатой системой, Индонезийской и кайнозойскими складчатыми системами внутренней части Тихоокеанского пояса.

Среди молодых платформ в пределах всех перечисленных поясов мы имеем только две категории, различные по времени прекращения геосинклинального и возникновения платформенного режима на достаточно обширных площадях: 1) молодые платформы, образовавшиеся в самом конце палеозоя (или в самом начале мезозоя), – собственно эпипалеозойские; 2) молодые платформы, возникшие в середине мезозоя, перед поздним мелом. Для них еще нет общепринятого названия. Будем называть их эпимезозойскими[1].

Таким образом, имеются только две послерифейские платформообразующие эпохи складчатости, из которых одна проявилась в самом конце палеозоя или начале триаса – *герцинская, а другая в середине мела – верхоянская.*

РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ

Значительные, даже преобладающие по площади части Атлантического и Европейско-Азиатского поясов представляют собой эпипалеозойские платформы Западной Европы, восточного побережья Северной Америки и Восточной Гренландии, Урала, Западной Сибири, Казахстана, Туранской плиты Средней Азии, Монголии, Северо-Восточного Китая. Площади эпипалеозойских платформ в пределах Тихоокеанского пояса незначительны. Здесь к ним относится лишь складчатая система Восточной Австралии и Катазия, элементами этих платформ, вероятно, являются срединные массивы, окаймленные более молодыми складчатыми системами: Индосинийский, Колымский, Чукотский и др.

Эпипалеозойские платформы обладают складчатым основанием, возникшим из палеозойских геосинклинальных складчатых систем. Последние имели различную историю развития. Среди них выделяют салаириды, ранние и поздние каледониды, ранние и поздние герциниды.

Наиболее резко различаются эти системы по этапам развития со свойственными им структурными формами, комплексами осадочных и вулканических формаций и интрузий. Если в основу разделения положить только различия возраста собственно геосинклинального и заключительного этапов, то для салаирид характерна длительность первого из них с середины рифея до конца кембрия, для каледонид – иногда с начала рифея, иногда с начала кембрия до начала или конца силура, для герцинид – с кембрия до конца раннего карбона. Заключительный (орогенный) этап в них имеет различное начало: у салаирид – с позднего кембрия, у каледонид – с начала силура или начала девона, у герцинид – со среднего карбона. Конец же заключительного этапа у всех сис-

[1] Это наименование не вполне точно соответствует смыслу – платформы начали существовать после раннего мела, а не после мезозоя. Однако поскольку бо́льшая часть мезозойских отложений участвует в строении основания платформ и другого более удачного названия нет, условно можно именовать их эпимезозойскими платформами.

тем одинаковый и заканчивается в интервале от середины перми (перед поздней пермью) до конца раннего триаса (перед средним триасом). После этого повсюду в этих складчатых системах установился платформенный режим с формированием осадочного чехла.

Конечно, история развития салаирид, каледонид и герцинид была различной, и необходимо строго разграничивать их при составлении любых тектонических схем и карт. Однако все они составляют разные элементы фундамента эпипалеозойских молодых платформ, покрытых общим платформенным чехлом, который начал формироваться с начала мезозоя.

Платформообразующей является лишь конечная – герцинская эпоха складчатости, что касается каледонской, салаирской и других, то они делят лишь отдельные этапы развития в складчатом основании.

С заключительной каледонской складчатостью на рубеже силура и девона не связано образование каких-либо платформенных структур. Она разделяет собственно геосинклинальный и заключительный этапы каледонид. Последний здесь очень растянут по сравнению с герцинидами.

В итоге развития всех палеозойских складчатых систем – салаирид, каледонид и герцинид – в конце палеозоя огромные площади подвижных поясов прекратили свое геосинклинальное развитие и были превращены в молодые эпипалеозойские платформы. Можно думать, что площади, занятые этими платформами, раньше были значительно больше, чем теперь, так как они распространялись с материков в соседние океанические впадины и внутренние моря. Об этом свидетельствуют многие факты тектонических связей различных участков систем и их геологической истории.

На месте Западного Средиземноморья и Тирренского моря, вероятно, располагалась исчезнувшая ныне часть эпипалеозойской платформы, включавшая Сардинию и Корсику. То же касается дна южной части Черного моря. Наличие по берегам Атлантического океана лишь обрывков Атлантического пояса каледонид и отчасти герцинид позволяет предполагать о прежнем протяжении пояса через всю Северную Атлантику. То же касается Арктического бассейна, в пределах которого ранее сливались многие складчатые системы Европы, Азии и Америки.

Площадь эпипалеозойских платформ, таким образом, достигала в начале мезозоя большей величины, чем сейчас. Если учесть, что в это время, по-видимому, больше была и площадь древних южных платформ Гондваны, впоследствии сильно сокращенных при образовании впадин Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также, может быть, частично Индийского [Муратов, 1957], можно допустить, что начало мезозоя было временем наиболее широкого распространения платформ.

РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ЭПИМЕЗОЗОЙСКИХ ПЛАТФОРМ

В пределах Тихоокеанского пояса эпипалеозойские платформы развиты очень слабо, и главная роль здесь переходит к эпимезозойским платформам, в чем заключается, как говорил Н.С. Шатский, одна из особенностей Тихоокеанского сегмента Земли.

Эпимезозойская платформа в наиболее типичном виде выражена в Верхоянской складчатой системе Северо-Востока СССР и достигает здесь значительной площади. Развита она также в пределах Аляски, Скалистых гор Канады, Соединенных Штатов Америки и в Мексике, а также на севере Вьетнама, в Тибето-Малайской и Монголо-Охотской складчатых системах.

В пределах Верхоянской системы наиболее отчетливо выражены собственно геосинклинальный этап, длившийся с конца палеозоя (позднего карбона и перми) до конца средней юры, и заключительный (орогенный), охватывающий позднюю юру и ранний мел. Особенностью рассматриваемых платформенных областей является отсутствие в них настоящего платформенного чехла, за исключением срединных массивов. После окончания складчатости, орогенеза, превращения в конце мела в горную страну эти области оставались приподнятыми, а в неогене и четвертичном периоде были захвачены новейшими поднятиями. Таким образом, эпимезозойские платформы, являясь наиболее

молодыми образованиями этого рода, отличаются от более древних платформ. Их возраст около 100 млн лет.

Та часть Европейско-Азиатского пояса, которая сохраняла длительное время свою подвижность, известна как Альпийско-Гималайская складчатая система и имеет более сложную историю геосинклинального развития, чем другие части этого пояса. Как упоминалось, в ее пределах мы имеем два геосинклинальных периода развития – палеозойский и альпийский. Как в первом, так и во втором было по два обособленных этапа: собственно геосинклинальный и заключительный. Заключительный (орогенный) альпийский этап здесь, видимо, находится на последней стадии, близок к окончанию, однако платформенный режим не начался.

Кайнозойская часть Тихоокеанского пояса находится на значительно более ранней стадии геосинклинального развития, чем Альпийско-Гималайская система. Таким образом, кайнозойских (по времени возникновения) платформ на поверхности Земли нет.

МЕГАСТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Приведенные данные о распространении и возрасте главнейших эпох складчатости в пределах докембрийских платформ и более молодых складчатых поясов позволяют выделить в развитии платформ и этих поясов отдельные этапы, являющиеся вместе с тем определенными крупными стадиями (мегастадиями) общего направленного развития земной коры. Это развитие, как мы считаем, идет по пути превращения тонкой коры океанического типа в толстую кору материков, в наиболее типичном виде представленную однородной по строению земной корой древних и молодых платформ. Геосинклинальное развитие приходится рассматривать как процесс, в результате которого происходит образование толстой платформенной коры.

По этому вопросу высказывались многие геологи [Белоусов, 1962; Богданов и др., 1963; Васильковский, 1962; Кропоткин, 1956; Магницкий, 1948; Муратов, 1957; Павловский, 1953; Потапов, 1962; Хаин, 1964; Шатский, 1946в; Штрейс, 1964; Яншин, 1965а; и др.]. Однако прочно разработанной и хорошо обоснованной теории этого процесса еще не существует.

Образование толстой земной коры платформенного типа на первых этапах шло в сторону формирования и затем расширения древних платформ. Когда последние достигли значительной величины, процесс образования континентальной коры перешел в пределы разделявших платформы относительно узких полос земной коры, которые сделались подвижными поясами. Последние состояли из многих геосинклинальных систем разного возраста, превращавшихся в процессе развития в складчатые системы и затем в молодые платформы. Основными рубежами в течение этих процессов, по-видимому, приходится считать главнейшие эпохи складчатости, когда более или менее значительные по площади части подвижной земной коры теряли эту подвижность и превращались в платформы.

Как видно из приведенного выше описания главнейших эпох складчатости, мы за всю историю земной коры можем сейчас наметить лишь семь платформообразующих эпох складчатости. Восьмой является эпоха складчатости альпийского заключительного этапа, которая еще не закончилась и не привела к образованию новейших платформ. Учитывая особенности общего хода развития земной коры и то, что некоторые главнейшие эпохи складчатости не играли роли поворотных рубежей в этом процессе, а являлись лишь разделами промежуточных этапов, можно выделить только шесть крупнейших этапов, или мегастадий, развития земной коры: I – образование и развитие первичной земной коры; II – образование протоплатформ; III – формирование остовов древних платформ северных материков; IV – образование древних платформ Гондваны и начальный этап развития разделявших платформы подвижных поясов; V – развитие Атлантического и Европейско-Азиатского подвижных поясов с образованием в конце больших площадей молодых платформ, развитие Тихоокеанского пояса с более позд-

ним возникновением молодых эпимезозойских платформ; VI – возникновение и развитие вторичной Альпийской геосинклинальной области в Европейско-Азиатском поясе, вторичных впадин океанов (Атлантического, Арктического, Индийского), а также развитие наиболее молодых кайнозойских геосинклинальных систем в пределах Тихоокеанского пояса.

Ниже приведена краткая характеристика этих важнейших ступеней развития земной коры.

Мегастадии различаются по типам крупнейших элементов структуры земной коры, которые возникали и развивались в каждой из них и были сформированы к их окончанию. Эти различия касаются внутреннего строения структурных элементов, их масштаба, формы, исторической роли и особенностей их развития.

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ПЕРВИЧНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В пределах древних платформ выявлены породы, являющиеся остатками древнейшей земной коры.

На Украинском щите, в районе Днепропетровска, среди мигматитов имеются ксенолиты, состоящие из метабазитов и амфиболитов. Возраст этих метаморфизованных основных пород 3100–3630 млн лет [Комлев и др., 1962; Ивантишин и др., 1964]. Они являются остатками древнейших вулканических толщ, подвергшихся мигматизации.

На Балтийском щите, на Кольском полуострове А.А. Полканов и Э.К. Герлинг [1962] в районе р. Вороньей и д. Ловозеро указывают на наличие среди гранитоидов отдельных включений крупных глыб и полос древнейших пород. Они представлены здесь гранит-мигматитами, гнейсо-гранитами и пегматитами. А.А. Полканов и Э.К. Герлинг разделяют древние породы здесь на две возрастные группы с возрастом в 3250–3590 и 2700–3100 млн лет.

На Сибирской платформе такие древние породы не обнаружены, но алданская серия кристаллических сланцев и гнейсов, по Н.В. Фроловой [1962], образовалась за счет размыва и переотложения материала древнейших основных пород первичной коры.

Наиболее широко выявлены породы древнейшей коры на Канадском щите. Здесь основные эффузивы серии Киватин (базальты и туфы) и основные метаморфизованные породы, образовавшиеся за счет размыва вулканических пород, хорошо обнажены, образуют широкие площади и слагают своеобразные системы петельчатых изоморфных складок и куполов с пологими сводами и крутыми крыльями. Строение их и условия формирования подробно освещены М.С. Марковым [1962]. Их возраст 3500 млн лет.

Подобные породы указываются также в Центральной Африке, где, по данным Л. Каэна [1963], распространены слюдяные сланцы и амфиболиты с возрастом 3200–3400 млн лет и чарнокиты с возрастом около 3500 млн лет. В Южной Африке, как уже упомянуто выше, в основании протоплатформы распространены древнейшие породы с возрастом 3200–3500 млн лет.

Таким образом, древнейшие породы, относящиеся к ранним стадиям земной коры, датируются 3500–3600 млн лет, свидетельствуя о том, что в это время кора уже существовала. Есть указания на существование пород с возрастом около 4000 млн лет, пока еще не проверенные.

По астрономическим данным, возраст Солнца, Земли и других планет Солнечной системы составляет 5000–5500 млн лет. В.Г. Фесенков [1964] оценивает возраст Солнечной системы в результате определения возраста метеоритов в 5000 млн лет. Следовательно, возникновение первичной коры происходило, скорее всего, в интервале 4000–4500 млн лет.

В самом начале образование первичной коры было связано, вероятно, с кристаллизацией поверхностных магматических масс, подобных застывшим коркам лавы на поверхности лавового озера Килауэа (Гавайи). Долгое время кора была очень тонкая, легко растрескивалась и через трещины проникали гигантские по объему массы лавового материала, покрывая ее поверхность.

Вулканические процессы достигали таких масштабов, что практически вся поверхность Земли была покрыта продуктами вулканической деятельности, имевшими основной состав. Кора состояла из базальтов, базальтовых туфов, брекчий и других близких образований. Поверхность Земли была покрыта первичной атмосферой, состоящей из газообразных продуктов вулканической деятельности [Виноградов, 1959].

Вероятно, можно различить два этапа существования первичной коры [Страхов, 1962]: первый, когда кора была горячая и покрывавшая ее атмосфера имела температуру выше +100°С; второй, когда температура упала ниже +100°С и водяные пары конденсировались, образовав водную оболочку – первичный океан.

Поверхность Земли до образования гидросферы была полностью во власти эндогенных сил. Формирование рельефа и структур земной коры подчинялось исключительно явлениям вулканизма и деформациям эндогенного характера. Если бы эти структуры и формы поверхности сохранились, они имели бы облик, сходный с поверхностью Луны. Из-за отсутствия атмосферы и воды на Луне экзогенные процессы не нарушили, не уничтожили этот тип форм, и они законсервировались, если не считать бомбардировки метеоритами, в своем первоначальном виде, в то время как на Земле трудно различить следы этого этапа.

А.П. Павлов [1922] обрисовал условия формирования земной коры в начальных стадиях ее развития. Он впервые высказал мысль, что земная поверхность проходила стадию, аналогичную той, которую имеет видимый нами лик Луны. Он назвал эту стадию лунной.

С возникновением гидросферы и появлением первых водных бассейнов наряду с процессами вулканизма большую роль стали играть процессы размыва, переноса и отложения осадков. Следовательно, появились начальные осадочные породы. Движения земной коры во взаимодействии с вулканизмом привели к образованию куполовидных структур, характерных для ранних стадий развития. Эти куполовидные формы – очаги последующей гранитизации, мигматизации и метаморфизма пород охарактеризованы М.С. Марковым [1962] для Канадского щита и Е.В. Павловским [1962] для ряда древних платформ. Образование этого рода структурных форм происходит, как считают Е.В. Павловский и М.С. Марков [1964], лишь в совершенно особых условиях подвижности земной коры, которые отличались как от геосинклинальных, так и от платформенных. Эту древнейшую стадию развития земной коры в основном базальтового состава Е.В. Павловский [1962] назвал нуклеарной.

Самая начальная, лунная стадия существования земной коры (по А.П. Павлову) и следующая за ней нуклеарная разграничиваются временем возникновения воды в жидкой фазе на поверхности Земли. Вместе эти две стадии формирования и развития первичной коры надо считать древнейшей мегастадией ее развития. Во времени она соответствует интервалу от возникновения первичной коры базальтового состава до начала интенсивных процессов гранитизации. Последние начали проявляться на отдельных участках первичной коры, видимо, около 3000 млн лет назад, так как более древние гранитоиды чрезвычайно редки. А.И. Тугаринов считает, что гранитов древнее 3000 млн лет вообще нет.

ОБРАЗОВАНИЕ ПРОТОПЛАТФОРМ

Начало формирования платформенных участков земной коры связано, по-видимому, с процессами гранитизации и мигматизации, которые шли в широком масштабе. Эти процессы стали возможны лишь после появления осадочных пород – песков, глин и других – на дне первичных морей. Последующая метаморфизация этих пород, процессы гранитизации и ультраметаморфизма привели к образованию не только метасоматических гранитоидов, но и гранитной магмы. Возможно, что значительную роль в локализации этих процессов играли системы разломов.

В результате возникает неоднородность коры по площади, так как, видимо, не вся поверхность первичной коры стала подвергаться этим процессам. Та часть ее, где они

не проявлялись, сохранила в течение дальнейшей истории свой базальтовый состав. Вместе с тем на коре, подвергшейся гранитизации, стали возникать узкие шовные прогибы типа тимискамингских на Канадском щите и криворожских – на Украинском [Павловский, Марков, 1964].

Среди протоплатформ намечаются две генерации. Более древние из них (Южно-Африканская, Канадская) возникли около 2500 млн лет назад. Платформенный чехол покрыл здесь нуклеарный фундамент вместе с шовными впадинами. Более поздняя генерация протоплатформ образовалась около 2000 млн лет назад. В основании этого рода протоплатформ участвуют структуры, возникшие в своеобразных обширных мало дифференцированных прогибах – протогеосинклиналях [Павловский, 1962].

Протоплатформы, вероятно, охватывали значительные площади древних платформ, но сохранились только в виде отдельных массивов, разделенных полосами более молодых складчатых систем. Наиболее крупными массивами, помимо упомянутых выше участков, покрытых осадочным чехлом, являются Украинско-Воронежский на юге Восточно-Европейской платформы, массивы Северо- и Центрально-Африканской, Австралийской и Бразильской платформ.

Как показали Е.В. Павловский и М.С. Марков [1964; Павловский, 1964], протоплатформы, создавшиеся в ранние этапы развития земной коры, обладали рядом особенностей, отличавших их от известных нам древних платформ. Покрывавший их осадочный чехол иногда подвергался региональному метаморфизму (фация зеленых сланцев), местами был смят в складки и деформирован огромными гнейсо-гранитными куполами, а также прорван интрузиями гранитоидов.

В дальнейшем в протерозое протоплатформы распадались на фрагменты, разделенные наложенными геосинклинальными трогами, и затем как отдельные массивы вошли в состав гетерогенного фундамента древних платформ [Павловский, Марков, 1964].

Остается неизвестным, насколько широкое распространение имели протоплатформы. Можно предполагать, что они охватывали очень большие площади, возможно, значительно бóльшие, чем нынешние древние платформы. Их можно рассматривать как определенную стадию состояния широких площадей земной коры, подвергшейся гранитизации, но обладавшей еще значительной подвижностью. На их месте в дальнейшем могли развиваться как геосинклинальные троги раннего протерозоя, обладавшие сравнительно коротким временем существования, так и длительно формировавшиеся геосинклинальные складчатые пояса рифея, палеозоя и мезозоя. Сохранившиеся до нашего времени протоплатформы являются лишь обломками, остатками участков этих образований, частью покрытых протоплатформенным чехлом, частью лишенных его.

ОБРАЗОВАНИЕ ОСТРОВОВ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ СЕВЕРНЫХ МАТЕРИКОВ

Остовы древних платформ северных материков состоят, в соответствии с изложенным выше, из обломков протоплатформ, спаянных нижнепротерозойскими складчатыми системами.

На Восточно-Европейской платформе остов фундамента состоит, как было впервые показано Н.С. Шатским [1946а] и на основе новых материалов подтверждено Р.А. Гафаровым [1963в], из карельских и свекофеннских складчатых полос, соединяющих реликты протоплатформ. Наиболее значительной по размерам протоплатформой является Украинско-Воронежский массив[1]. Р.А. Гафаров [1963в] изображает на своей схеме целый ряд меньших обломков различного масштаба. Система геосинклинальных прогибов карелид и свекофеннид наложилась на протоплатформенное основание и разделила его на блоки. После карельской и свекофеннской складчатости и формирования соответствующих интрузий возникшие складчатые системы карелид и свекофеннид соединили более древние глыбы и образовали сложный по строению остов древней

[1] Не выделяемый Р.А. Гафаровым на схеме, но, вероятно, требующий обособления.

платформы. По-видимому, сходным и примерно одновременным было образование остова Северо-Американской платформы, хотя здесь остатки протоплатформ имеют более значительные размеры (провинция оз. Верхнего, выделенная канадскими геологами). В соответствии с выводами Ю.А. Косыгина [1962] остов Сибирской платформы имеет более древний возраст.

Что касается древних платформ Южного полушария, то для них Н.А. Штрейс [1964] предполагает более широкое распространение древних "раннедокембрийских" платформенных массивов с возрастом 2000–2500 млн лет ("протоплатформ"), к которым прямо примыкают складчатые сооружения рифейских поясов. Н.А. Штрейс считает, что здесь отсутствуют образования, соответствующие карелидам и геосинклинальному складчатому гурону северных платформ. Если это так, то справедливы его выводы о различиях в развитии южных и северных древних платформ, которые мы принимаем.

Однако надо сказать, что докембрий Африки и Южной Америки еще недостаточно изучен и на больших площадях фундамент платформ покрыт осадочным чехлом. Не исключено, что в будущем могут быть и там открыты аналоги карелид, может быть, только не в таком широком развитии, как на северных платформах.

Так или иначе, для северных платформ достаточно четко обособляется крупный этап формирования их остова. Он выражен в раздроблении протоплатформ, развитии образовавшихся геосинклинальных систем, их складчатости и сложении гетерогенного основания.

На южных платформах этому этапу соответствует, если принять выводы Н.А. Штрейса, эпоха раздробления протоплатформ, поднятия крупных глыб, образования разделяющих их трогов, но без их замыкания и складчатости.

ОБРАЗОВАНИЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ГОНДВАНЫ И НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В РИФЕЕ

Как было показано Н.А. Штрейсом [1964], образование платформ – обломков Гондваны – закончилось после того, как древние платформенные массивы, составляющие их, были соединены складчатыми системами, возникшими на месте разделявших их геосинклинальных прогибов.

Этот процесс протекал в два этапа. В первом, соответствующем кибарской эпохе складчатости в Африке и сатпурской в Индии, складчатые пояса замкнулись только отчасти. Во втором, соответствующем катангской эпохе складчатости в Африке, складчатости Дели в Индии, произошло окончательное замыкание прогибов.

В результате геосинклинальные системы бразилид в Южной Америке, сатпурид и Дели в Индии, Красноморско-Катангская система в Африке, а также системы Западной Австралии и Аделаида прекратили свое существование и спаяли более древние платформенные глыбы. Образовалась огромная южная платформа Гондваны. По времени этот процесс происходил в основном в позднем протерозое (рифее). В это же время северные древние платформы уже почти целиком сложились и покрывались платформенным чехлом. Лишь наращивая их по краям, возникли позднедокембрийские системы Гренвилл в Северной Америке, готская и тиманская – на Восточно-Европейской платформе и байкальская – на Сибирской.

Вместе с тем рифейское время соответствует начальному этапу развития геосинклинальных складчатых поясов – Европейско-Азиатского, Атлантического, Тихоокеанского и др. С рифея они представляли подвижные системы, в которых происходили накопления мощных геосинклинальных формаций, в частности вулканических, процессы складчатости, внедрения интрузий. Однако замыкания складчатых систем, за исключением перечисленных участков по краям северных древних платформ, не произошло.

В результате начального этапа развития этих поясов возникло складчатое основание палеозойских геосинклинальных систем, сохранившее в палеозое свою высокую подвижность.

Таким образом, выделяемая рифейская мегастадия является весьма своеобразной.

К началу ее уже сложились крупные остовы древних платформ и в промежутках между ними сохранились подвижные пояса. Более узкие из них, разделявшие в рифее массивы – участки Гондваны, целиком вошли в состав платформ. Более широкие геосинклинальные пояса не замкнулись в его конце. Только узкие окраинные зоны этих поясов причленились к древним платформам и соединились с ними. На всей остальной же их площади происходил процесс возникновения метаморфических толщ, слагающих ядра антиклинориев и срединные массивы внутри палеозойских складчатых систем и составляющих основание последних.

РАЗВИТИЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ И ОБРАЗОВАНИЕ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

С начала палеозоя существовали уже все древние платформы, которые развивались далее как платформенные области земной коры. Геосинклинальное развитие в рассматриваемую мегастадию происходило только в пределах разделявших их подвижных поясов, а также в окраинном Тихоокеанском поясе.

Различные геосинклинальные системы в Европейско-Азиатском, Атлантическом, Арктическом и Капском поясах проходили основные этапы развития не одновременно, в результате возникали разные по своей истории системы: салаирид, каледонид, капид, ранних и поздних герцинид и др. [Херасков, 1963; Муратов, 1963]. На значительной площади этих поясов в конце палеозоя (пермь) и начале мезозоя (триас) возникли платформенные условия. Это была эпоха апогея платформенного развития на земной поверхности.

Условия, не отличимые от платформенных, возникли и на большей части площади Альпийско-Гималайской системы. Она потеряла свою подвижность, за исключением отдельных геосинклинальных прогибов, в которых можно предполагать почти непрерывное прогибание в конце палеозоя и начале мезозоя (Крымско-Кавказская геосинклиналь, Южно-Памирская и др.).

С некоторым опозданием процесс развития и замыкания геосинклинальных систем произошел и в Тихоокеанском поясе. Здесь формирование комплекса основания закончилось в начале карбона, а развитие главных геосинклинальных систем происходило в позднем палеозое–раннем мезозое. Образование молодых (эпимезозойских) платформ произошло перед поздним мелом. В более позднем возникновении молодых платформ по сравнению с Европейско-Азиатским поясом и заключается специфика Тихоокеанского пояса, требующая дальнейшего изучения.

РАЗВИТИЕ ВТОРИЧНЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ, ОБРАЗОВАНИЕ ВТОРИЧНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН И ВПАДИН ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ

Для последней мегастадии развития земной коры, охватывающей мезозой и кайнозой, наиболее характерно возникновение вторичных геосинклинальных областей и вторичных океанических впадин.

В пределах Европейско-Азиатского пояса возникла Альпийско-Гималайская система. Она развивалась на палеозойском складчатом основании, временно потерявшем на большей части площади свою подвижность. В начале мезозоя только отдельные геосинклинальные прогибы сохраняли здесь свою подвижность, в середине мела высокая подвижность возобновилась на значительной площади описываемой системы [Муратов, 1962]. Таким образом, в этой системе после палеозоя вновь происходило геосинклинальное развитие, которое постепенно захватывало все большую площадь. По-видимому, еще позже, в середине мела, возобновилось геосинклинальное развитие в Индонезийской системе Средиземноморского пояса и в кайнозойской части Тихоокеанского пояса.

Таким образом, кайнозойские складчатые системы возникли поверх более древних

систем, уже прошедших геосинклинальное развитие, и являются по отношению к ним вторичными.

Параллельно с этим происходило образование новых океанических впадин и впадин внутренних морей, наложенных на различные более древние структурные элементы. Здесь невозможно разбирать в полном объеме всю очень сложную проблему происхождения вторичных океанических впадин. Но необходимо все же вкратце коснуться основных вопросов.

Существуют три направления в понимании их генезиса, если не считать четвертого – гипотезы перемещения материков.

Часть исследователей [Кропоткин, 1956; Павловский, 1953; Люстих, 1959; Васильковский, 1962; и др.], а также Н.А. Штрейс придерживаются представления о большой древности всех океанических впадин. При этом считается, что океаническая земная кора является первичной, возникшей в глубокой древности, в архее, и отражает догеосинклинальную стадию ее развития. Процесс развития геосинклиналей ведет к образованию более толстой материковой коры платформ. Иначе говоря, с точки зрения этой гипотезы развитие земной коры проходит ряд стадий от океанических впадин и подводных плато, называемых талассократонами, к стадии геосинклинальных областей, а от последних – к толстой материковой земной коре платформ.

Эта гипотеза хорошо согласуется с материалом по тектонике побережья Тихого океана. Здесь мы видим последовательное окаймление плоских впадин середины океана системой островных дуг, которые можно считать геосинклинальной областью в ранней стадии развития. Далее тянется тектонический пояс кайнозойской складчатости, принимаемый также за современную геосинклинальную область. Он, в свою очередь, окаймляется более древним поясом мезозоид. Концентрическое расположение вокруг Тихого океана все более древних складчатых систем действительно можно считать отражением последовательных стадий преобразования земной коры вокруг талассократона – древнейшей океанической коры в его центральной части.

Однако эта гипотеза не может объяснить происхождения впадины Атлантического и Северного Ледовитого океанов, берега которых секут часто под прямым углом структуры соседних материков Африки, Европы и Америки. Системы каледонид и герцинид Европы и Америки прямо срезаны этими берегами, оборваны и структуры Альпийского пояса Европы. Здесь нет никакого последовательного обрастания талассократона, а есть явное наложение океанических впадин на элементы более древних материковых структур.

Существует другая гипотеза, которой также придерживается большой круг авторитетных ученых [Белоусов, 1962; Тихомиров, 1958; и др.], считающих, что все океанические впадины, наоборот, являются крайне молодыми новообразованиями на поверхности земного шара, возникшими в основном в палеогене и неогене за счет проседания крупных участков материковой земной коры с последовательным превращением ее в океаническую в результате процесса "океанизации". Океаническая кора рассматривается здесь как образование наиболее молодое, возникшее за счет материковой коры, которая развивалась по общей схеме: геосинклинальные области–платформы–талассократоны.

Эта гипотеза геологически удовлетворительно объясняет секущий характер берегов Атлантики и пригодна для объяснения образования впадин Атлантического, Северного Ледовитого и отчасти Индийского океанов, но плохо увязывается с материалом, касающимся строения берегов Тихого океана.

Анализ имеющихся данных по геологии берегов Тихого и Атлантического океанов, в частности по их тектонической структуре и истории развития, позволяет склоняться к представлению, что океанические впадины неодинаковы по возрасту и условиям происхождения. Поэтому каждая из охарактеризованных гипотез вряд ли применима для объяснения образования всех океанических впадин. Для дна Тихого океана, окаймленного Тихоокеанским поясом, весьма вероятно предположение о большой древности этой впадины, и оно хорошо увязывается с геологическими фактами. Впадина Тихого

океана, возможно, действительно является остатком первичной догеосинклинальной земной коры базальтового состава. Впадины Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого океанов, скорее всего, являются новообразованием. Однако они тоже, видимо, не одновозрастны. Впадина Индийского океана, видимо, существует с палеозоя, Атлантического и Северного Ледовитого – с мезозоя и частично с палеогена.

На вторичное происхождение этих впадин, в пределах которых кора океанического типа образовалась на месте ранее существовавшей материковой, указывает ряд фактов, прежде всего строение грабена Красного моря, который является одним из звеньев в цепи грабенов системы Великих Африканских разломов. Здесь, несомненно, существовала материковая кора, а сейчас под дном грабена – океаническая и, больше того, расположен выступ поверхности Мохоровичича, о чем уже приходилось писать [Муратов, 1957].

Любопытным фактом, на который обратил мое внимание А.Л. Яншин, является наличие участка гранитной коры под о-вом Сокотра в Индийском океане. Этот остров представляет глыбу – обломок Африканской платформы, окруженный почти кругом океанической корой дна океана. Точно так же остатком редуцированной гранитной коры является основание островной гряды Сейшельских и Маскаренских островов.

Самыми молодыми новообразованиями среди впадин океанического типа являются глубоководные впадины внутренних морей – Средиземного, Черного, Японского и других, которые существуют, видимо, с конца палеогена, а частично с неогена.

Следовательно, исходя из данных о геологическом строении и истории океанических впадин наиболее правдоподобным является представление об их различном возрасте и разном происхождении.

Г. Штилле [1964] высказывался в пользу такого представления уже давно, в 1946 г., а мной была сделана попытка обосновать эту гипотезу [Муратов, 1957] в несколько ином плане. К такого же рода представлению пришли Ю.М. Шейнманн [1961] и А.Л. Яншин [1965а]. Вместе с тем надо признать, что, конечно, прав Е.Н. Люстих [1959], выступая с критикой гипотез вторичного происхождения океанических впадин, когда он указывает на слабость физического основания всех этих представлений, в том числе и моих. Это действительно так. Сейчас мы не можем еще дать физического объяснения процессов, которые приводят к преобразованию материковой земной коры в океаническую, и должны довольствоваться в этом отношении лишь более или менее правдоподобными предположениями – гипотезой океанизации [Белоусов, 1960, 1962], базификации [Тихомиров, 1958], перетекания материала [Муратов, 1957], миграции вещества в глубину [Шейнманн, 1961]. Может быть, на более прочной основе стоит А.Л. Яншин, ищущий объяснения этих процессов в уплотнении вещества земной коры под океаническими впадинами.

Смена мегастадий развития земной коры отражает последовательность существования определенных типов крупнейших структурных форм, сменяющих друг друга во времени, и рисует как бы основные ступени на пути ее эволюции. Вместе с тем она отражает общую направленность хода развития земной коры, которая на длительном протяжении истории Земли шла в сторону создания мощной сиалической коры материкового типа. Формирование такого типа коры достигло своего максимума в конце палеозойской или начале мезозойской эры. С этого времени начался и вскоре стал играть важную роль процесс преобразования материковой коры в океаническую с созданием вторичных глубоких впадин океанов и с возобновлением жизни новейших подвижных геосинклинальных поясов.

Направленный характер развития земной коры в основных чертах был намечен Н.С. Шатским [1946в, 1960а].

УДК 551.24 (47+57)

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СОВЕТСКОГО СОЮЗА[1]

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ ОБ ОСНОВНЫХ ЧЕРТАХ ТЕКТОНИКИ ТЕРРИТОРИИ СССР

Первые работы по тектоническому районированию всей территории Советского Союза принадлежали М.М. Тетяеву [1933] и Д.В. Наливкину [1933]. М.М. Тетяев разделил территорию нашей страны на зоны с различным возрастом складчатости: докембрийские, каледонские, герцинские и альпийские. Д.В. Наливкиным на территории СССР были показаны области распространения кайнозойских, мезозойских, палеозойских и архейско-протерозойских геосинклиналей. Обе названные статьи были иллюстрированы обзорными мелкомасштабными тектоническими схемами.

А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский [1933] в известной статье "Схема тектоники СССР" наметили и кратко охарактеризовали основные, ныне широко известные тектонические элементы территории СССР. Они выделили две докембрийские платформы – Восточно-Европейскую (Русскую), Сибирскую и разделяющую их Урало-Сибирскую палеозойскую складчатую область, в значительной части покрытую осадочным чехлом, – и назвали Урало-Сибирской палеозойской плитой. Они также выделили Альпийскую складчатую область юга СССР, включающую Крым, Кавказ и Памиро-Алай, а также мезозойскую складчатую область Северо-Восточной Сибири. В пределах Камчатки и Сахалина ими была намечена кайнозойская Тихоокеанская складчатая область.

К Международному геологическому конгрессу, состоявшемуся в 1937 г. в Москве, А.Д. Архангельским и др. [1937] была подготовлена краткая сводка по тектонике и истории развития территории нашей страны.

Позднее А.Д. Архангельский в большой работе, посвященной геологическому строению СССР, свел огромнейший материал по тектонике всей территории страны [Архангельский, 1941, 1948]. Эта книга явилась не только первой сводкой по геологии всей страны, но и важным для своего времени учебным руководством.

Много было сделано для познания тектоники СССР также Н.С. Шатским. Он дал первую работу по тектонике Сибирской платформы [Шатский, 1932], а позднее [Шатский, 1946а] посвятил обстоятельную статью обзору тектоники Восточно-Европейской платформы, показав, что по занимаемой площади на значительной части Европы для ее наименования больше подходит название Восточно-Европейская, чем Русская.

В следующей работе Н.С. Шатским [1947] было предложено разделение платформы на щиты и плиты как главные элементы их структуры. Он назвал Русской плитой обширную часть рассматриваемой платформы, покрытую осадочным чехлом, в пределах Русской равнины. С тех пор в нашей тектонической литературе принято разделение Восточно-Европейской платформы на Балтийский и Украинский щиты и Русскую плиту. На основе принципов тектонического расчленения земной коры, разработанных А.Д. Архангельским и Н.С. Шатским, стали составляться тектонические карты отдельных частей нашей страны. Н.С. Шатским в 1952 г. была составлена и опубликована учебная тектоническая карта всей территории СССР и сопредельных стран. В 1955 г. под руководством А.А. Богданова и при непосредственном участии ее главного редактора Н.С. Шатского была составлена и издана Тектоническая карта СССР в масштабе

[1] См.: Геотектоника. 1977. № 5. С. 20–40.

1 : 5 000 000. В составлении ее принимал участие большой авторской коллектив. Карта эта демонстрировалась на Международном геологическом конгрессе в Мексике в 1956г. и сыграла большую роль, так как впервые продемонстрировала значение тектонических карт крупных частей земной коры и явилась своего рода примером составления таких карт для геологических организаций всего мира.

После этого работы по составлению тектонических карт отдельных районов получили широкое развитие у нас в стране. В процессе работы велась широкая дискуссия, поэтому этого рода карты не суммируют взгляды отдельных ученых, а являются результатом коллективной работы по важнейшим проблемам тектонического районирования.

Коллектив геологов под руководством А.А. Богданова и Н.С. Шатского участвовал в 1957–1962 гг. в составлении Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 2 500 000 для территории СССР и объяснительной записки к ней. Эта карта по четкости изображения крупных тектонических элементов и даже отдельных деталей не имеет себе равных. Она сопровождается, как известно, подробной объяснительной запиской, изданной на двух языках.

Дальнейшим шагом вперед в тектоническом расчленении территории СССР явилось составление Тектонической карты Евразии с объяснительной запиской, выполненное коллективом сотрудников Геологического института АН СССР под руководством редакционной коллегии в составе А.Л. Яншина (главный редактор), Р.Г. Гарецкого, Н.С. Зайцева, М.В. Муратова, А.В. Пейве, Ю.М. Пущаровского, Г.Б. Удинцева, Н.П. Хераскова.

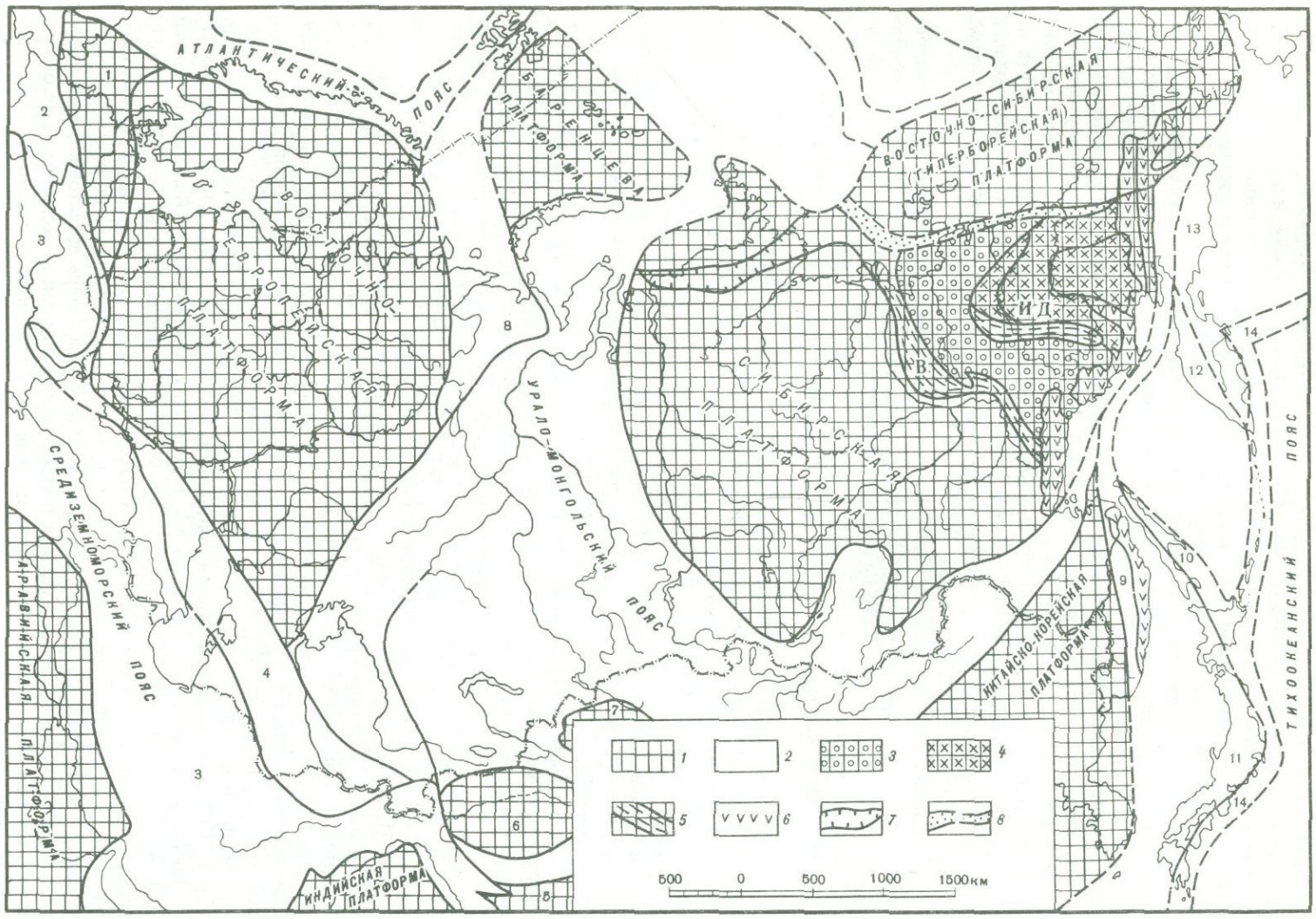
Впервые в мировой практике была составлена тектоническая карта (масштаб 1:5 000 000) для целого большого материка с использованием новейшего для того времени фактического материала и с показом тектоники дна прилегающих морей и океанов. В последующие годы были выпущены многочисленные работы, посвященные тектонике отдельных крупных регионов, и составлены тектонические карты крупных частей нашей страны, таких, как Сибирская платформа, Северо-Восток, Дальний Восток, Алтае-Саянская область, Казахстан, Урал, Киргизия, Кавказ, Украина, Белоруссия, фундамент Западно-Сибирской плиты и др.

Исключительно большую роль для понимания тектоники и истории развития сыграл палеогеографический атлас СССР, который включает серию палеотектонических карт и является уникальной и в то же время фундаментальной сводкой по тектонике, палеогеографии и геологической истории нашей страны. В его составлении принимал участие большой коллектив, а редактирование осуществлялось В.Н. Верещагиным, В.Д. Наливкиным, А.Б. Роновым, Б.М. Келлером, В.Е. Хаиным, В.А. Гуссейновым и другими под общим руководством А.П. Виноградова [Палеогеография СССР, 1974].

А.В. Пейве был предложен новый принцип подхода к тектоническому районированию. В основу положен процесс развития земной коры от более древней океанической к материковой, в ходе образования которой возникает мощный гранитно-метаморфический слой. На основе такого нового подхода к тектоническому районированию с выделением областей с океанической корой и областей переходного этапа и материковой коры с разным временем формирования гранитно-метаморфического слоя коллективом авторов под руководством А.В. Пейве была составлена новая Тектоническая карта СССР, показывающая время становления материковой коры [Пейве и др., 1976].

Таким образом, за 40 с лишним лет, прошедших со времени опубликования статьи А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского, неизмеримо возросла не только степень геологической изученности нашей страны, но и объем того исходного материала, на котором базируются тектонические представления, и значительно изменился подход к тектоническому районированию. Вся территория СССР покрыта теперь достаточно детальными геологическими съемками и охвачена поисковыми работами и, несмотря на ее огромную площадь, может считаться одной из наиболее изученных в геологическом отношении стран.

Главнейшие структурные элементы территории Советского Союза достаточно хоро-


АТЛАНТИЧЕСКИЙ ПОЯС
БАРЕНЦЕВА ПЛАТФОРМА
ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ (ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ) ПЛАТФОРМА
ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА
УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС
СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС
АРАВИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
КИТАЙСКО-КОРЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА
ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС
И Д
В
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
500 0 500 1000 1500 км

шо теперь изучены и широко известны. Ознакомление с ними ведется в курсах всех вузов геологического профиля и техникумах, им посвящена огромная специальная литература. Нет необходимости в систематическом, даже кратком обзоре их строения. Задачей настоящей статьи является лишь освещение самых крупных тектонических подразделений территории СССР в свете современных данных и разбор недостаточно выясненных и дискуссионных проблем их соотношения и ограничения, а также истории их развития.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕРРИТОРИИ СССР

Главнейшими элементами тектоники нашей страны являются древние платформы и разделяющие и окаймляющие их складчатые геосинклинальные пояса (рис. 15). Наибольшую площадь занимают Восточно-Европейская и Сибирская платформы, играющие главную роль в строении всей территории. Две другие платформы образуют значительные части дна шельфовых морей Северного Ледовитого океана. Это платформы Баренцева моря, Восточно-Сибирского моря, или Гиперборейская (по Н.С. Шатскому [1935]). К последней должны быть, видимо, отнесены и значительные участки Северо-Восточной Сибири, включая Чукотский полуостров и Чукотско-Чаунскую складчатую область. Южным ограничением этой платформы служит Южно-Анюйский грабенообразный прогиб, протягивающийся, судя по данным магнитных аномалий, на запад под дном моря вплоть до южного ограничения о-ва Большого Ляховского [Тильман и др., 1977]. К Восточно-Сибирской платформе относятся острова Врангеля, Де-Лонга, Ляховские и Новосибирские.

Наконец, еще одна (пятая) древняя платформа располагается в Северо-Восточной Сибири — это Верхояно-Колымская, которая подверглась сложным более поздним деформациям (в интервале от середины карбона до середины мела). Ее обычно из-за этих деформаций включают в состав Верхояно-Колымской мезозойской складчатой области, однако, как будет подробнее сказано ниже, в основе этой складчатой области залегает фундамент древней платформы, и она вплоть до середины карбона не отличалась по строению от других древних платформ Евразии и лишь позднее претерпела сложные и многообразные деформации.

Восточно-Европейская и Сибирская платформы разделены сложно построенным Урало-Монгольским складчатым поясом. Последний с юга окаймлен Таримской и Китайско-Корейской платформами, которые расположены за пределами СССР.

С юга-запада Восточно-Европейскую платформу окаймляет Средиземноморский пояс, отделяющий ее от Африканской и Индостанской платформ. На северо-западе Восточно-Европейскую платформу ограничивает каледонская складчатая область Скандинавии, относящаяся уже к Атлантическому поясу. С востока Верхояно-Колымская, Сибирская платформы и Урало-Монгольский пояс ограничены участком Тихоокеанского пояса. Последний, как известно, обрамляет впадину Тихого океана по всей его периферии.

Особым и важным элементом строения всего материка Евразии, в частности терри-

Рис. 15. Схема структурных элементов территории СССР и сопредельных частей Евразии

1 — древние платформы; *2* — складчатые геосинклинальные пояса; *3* — Яно-Индигирская плита и Охотский массив в пределах Верхояно-Колымской деформированной платформы; *4* — Колымский и Омолонский массивы Верхояно-Колымской платформы; *5* — эпиплатформенные складчатые области: В — Верхоянская, И-Д — Инъяли-Дебинская; *6* — Охотско-Чукотский вулканический пояс; *7* — Таймырский авлакоген (внутриплатформенный складчатый прогиб); *8* — Малоанюйская шовная зона, разделяющая Восточно-Сибирскую и Верхояно-Колымскую деформированные платформы, и ее продолжение на дне моря Лаптевых. Цифры на карте: 1 — Среднеевропейская плита; 2 — Западно-Европейская герцинская складчатая область; 3 — Альпийская складчатая область; 4 — Скифско-Туранская плита; 5 — Тибетская древняя платформа; 6 — Таримская древняя платформа; 7 — Джунгарский массив; 8 — Печорская плита и ее продолжение на дне Баренцева моря; складчатые системы: 9 — Сихотэ-Алинская и Тайгоносско-Западно-Корякская, 10 — Восточно-Сахалинская, 11 — восточного побережья Японского моря, 12 — Западной Камчатки, 13 — Восточно-Камчатско-Корякская; 14 — островные дуги

тории нашей страны, являются впадины окраинных морей Тихого океана: Берингова, Охотского и Японского; глубоководные впадины центральной части Арктического бассейна и, наконец, впадины внутренних морей в пределах Средиземноморского пояса – Черноморская и Южно-Каспийская. Эти впадины являются глубокими молодыми прогибами и привлекают в последнее время к себе внимание как нерешенными еще проблемами их формирования, так и возможными перспективами нефтегазоносности осадочных толщ, слагающих их дно.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточно-Европейская платформа, как и другие древние платформы, представляет собой мощный блок материковой земной коры, прикрытый различным по составу и мощности осадочным чехлом.

В настоящее время Восточно-Европейская платформа является одной из наиболее изученных платформ. Основные элементы ее строения были установлены А.П. Карпинским [1919], А.Д. Архангельским [1923] и значительно уточнены затем Н.С. Шатским [1946а, 1947], а в последние годы во многом по-новому освещены в работах А.А. Богданова [1961, 1962, 1964б, 1968б], П.Н. Кропоткина и др. [1971], Р.А. Гафарова [1976], А.П. Виноградова и др. [Палеогеография СССР, 1974] и других исследователей.

Анализу строения крупных периферических частей платформы посвящена работа В.С. Журавлева [1972], а обобщение по истории развития платформы было дано М.В. Муратовым, М.Ф. Микуновым и Е.С. Черновой [1962], а также В.Е. Хаиным [История..., 1962]. Строению и истории развития фундамента и тектонике чехла различных частей платформы посвящена огромная литература, которую невозможно перечислить в рамках этой статьи.

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы формировался, как и основание других древних платформ, чрезвычайно длительное время, почти 2 млрд лет (с раннего архея, 3,6–3,7 млрд лет, до конца протерозоя, 1,9–1,7 млрд лет). Процессы его образования в основном закончились к началу позднего протерозоя [Муратов, 1973]. С кристаллическим фундаментом тесно связаны наиболее древние элементы ее чехла, образовавшиеся в раннем протерозое, покрывающие отдельные участки и подтвергшиеся метаморфизму. Этот протоплатформенный (по Е.В. Павловскому [1964, 1970]) чехол играет особую роль и в развитии платформ связан с формированием их складчатого метаморфизованного основания. С рифейской эры началось образование настоящего мощного осадочного чехла платформы, причем, как и на других древних платформах, здесь можно отметить два крупных этапа этого процесса. Первый связан с образованием рифейского и раннепалеозойского комплекса чехла, второй – верхнепалеозойско-кайнозойского. Они образуют два главных этажа платформенного чехла.

Чехол Восточно-Европейской платформы залегает в общем спокойно, покрывая поверхность обширной Русской плиты и заполняя в ее пределах отдельные глубокие впадины. Таким образом, чехол платформы в общем слабо деформирован. Наиболее сильные деформации связаны с системами крупных разломов, секущих фундамент платформы и разделяющих ее на крупные блоки. Одна из таких систем вытянута в северо-восточном направлении в самом центре платформы, в глубокой части Московской синеклизы. Вторая, Пачелмская система разломов, возможно, связана с ней на глубине, но имеет совершенно другое, юго-восточное простирание и уходит под чехол Прикаспийской впадины. Третья протягивается от Донецкого бассейна на северо-запад, образуя группу разломов фундамента, вдоль которой вытянута Припятско-Днепровско-Донецкая система грабенообразных впадин. Наконец, четвертая, Датско-Польская, протягивается на юго-западе платформы в северо-западном направлении и сопровождается сложной системой поднятых и опущенных по разломам блоков. Перекрывая системы разломов и грабенов, здесь располагаются самые глубокие части многих

прогибов платформенного чехла синеклиз: Московской, Припятской, Днепровско-Донецкой (Украинской), Прикаспийской.

Значительные деформации характерны также для окраин платформы вдоль зон соседних складчатых областей. Они представлены миогеосинклинальными складчатыми системами, расположенными на платформенном основании, а также глубокими краевыми прогибами, окаймляющими складчатые области и связанными по возрасту с их орогенным этапом развития.

Миогеосинклинальная складчатая система вытянута вдоль всего западного склона Урала. К более древней системе относятся структуры Тимана на северо-востоке платформы, а также складки Свентокшиских гор на юго-западе.

Хорошо выраженный позднепалеозойский краевой прогиб обрамляет платформу со стороны Урала, а неогеновый Предкарпатский прогиб – на юго-западе.

Восточно-Европейская платформа имеет выступающие острые углы. Один из них представляет ее юго-восточную оконечность, расположенную на плато Устюрт, другой находится на западе в пределах побережья Балтийского моря и п-ова Ютландия и охватывает часть дна Северного моря, третий выделен на месте Тимана и Печорской низменности. Строение и размеры этих трех выступов платформы рассматривают по-разному.

В.С. Журавлев специально изучал проблему этих трех участков "экзогональных впадин", как он их называл, и посвятил им очень обстоятельно написанную монографию [Журавлев, 1972].

По-видимому, наиболее определенно решается вопрос о юго-восточном выступе платформы – на плато Устюрт. В.С. Журавлев показал, что здесь расположен поднятый треугольный блок древнего фундамента, отделенный от остальной части платформы узкой грабенообразной впадиной – Южно-Эмбинским авлакогеном. Таким образом, платформа заканчивается на юго-востоке, между Мангышлаком и западным побережьем Аральского моря, острым, выступающим к югу углом. Иначе решена В.С. Журавлевым проблема северо-восточного, Печорского угла. Анализ геологических и геофизических материалов позволил ему прийти к выводу, что в фундаменте Печорской впадины протягивается Урало-Тиманская рифейская складчатая область северо-западного простирания. В.С. Журавлев наметил в ее пределах две части – эвгеосинклинальную на востоке и миогеосинклинальную на западе и показал границу между ними. Он считал, что эти обе складчатые системы продолжаются затем в пределы Баренцева моря.

Таким образом, основываясь на выводах В.С. Журавлева, складчатую область под чехлом Печорской низменности в ее восточной части следует относить к эвгеосинклинальной зоне байкальской складчатой области, считая ее – при этом элементом Урало-Монгольского складчатого пояса. Эта складчатая область протягивается затем под дном Баренцева моря в направлении Шпицбергена, обрамляя край Восточно-Европейской платформы. Существует, однако, и другая точка зрения – Н.С. Шатского [1964], который в одной из своих последних работ высказал предположение, что Тиманский кряж представляет собой авлакоген, а Печорская низменность расположена на платформенном основании, составляющем продолжение Баренцевой платформы.

Значительно сложнее обстоит дело с границей западного выступа платформы. Он прикрыт мощным осадочным чехлом (до 10–13 км), и на строение его существует много различных точек зрения, начиная с широко распространенного мнения о каледонском возрасте фундамента этой части Средней Европы [Haug, 1909–1914; Stille, 1924].

Вместе с тем положение границы древней платформы здесь точно не известно [Дикенштейн и др., 1975]. Уже давно юго-западную границу Восточно-Европейской платформы было принято проводить по так называемой линии Торнквиста, которая идет по системе разломов и ступеней в осадочном чехле в направлении от Мальмёхуса (Швеция) на о-в Борнхольм и далее в юго-восточном направлении через территорию Польши к северо-восточной окраине Свентокшиских гор. Эта линия, намеченная Торнквистом еще в 1910 г., действительно ограничивает с юго-запада древнюю платформу с доказан-

ным дорифейским фундаментом, отделяя ее от области в пределах северной части Польши, ГДР и ФРГ и прилегающих районов Дании, Нидерландов и Бельгии, где возраст фундамента остается невыясненным.

Всю эту последнюю часть Средней Европы, включая Юго-Восточную Англию и дно юго-западной части Северного моря, автор [Муратов, 1975] предложил выделить в самостоятельную Среднеевропейскую плиту с мощным осадочным чехлом. Плита эта разделяется на систему впадин и поднятий, в строении которых участвует мощный осадочный комплекс отложений от нижнего палеозоя до третичных. Здесь присутствуют большие соляные структуры и известны крупные нефтяные и газовые месторождения.

О строении и возрасте фундамента этой плиты существуют четыре наиболее вероятных предположения. Согласно одному варианту, который был высказан Е. Бейли [Bailey, Holtedahl, 1938], но более подробно обоснован и отстаивался в ряде статей А.А. Богдановым [1961, 1964б, 1968б], вся область этой плиты должна рассматриваться как продолжение древней Восточно-Европейской платформы, которая вытягивается в виде узкого клина на запад до Южной Англии включительно. Сторонники второй точки зрения рассматривают часть плиты к юго-западу от края древней платформы на территории Польши, ГДР и ФРГ как эпипалеозойскую. Ее разделяют многие польские и немецкие геологи.

Третья точка зрения была наиболее обоснована и разработана В.С. Журавлевым и М.Е. Раабен [1968; Журавлев, 1972]. Согласно их выводам, фундамент этой области сложен байкальскими складчатыми структурами юго-восточного простирания, которые продолжаются до Судет и Свентокшиских гор.

Наконец, есть еще четвертое предположение о том, что мы здесь имеем ряд блоков древнего дорифейского фундамента, окаймленных и разделенных несколькими узкими полосами позднепротерозойских складчатых зон. В частности, дорифейским массивом в этой области считается фундамент Юго-Восточной Англии (Мидленда). Распространенные здесь кислые эффузивы уриконского комплекса, хотя имеют позднепротерозойский возраст, но сходны с субиотнием Скандинавии и залегают на более древнем метаморфическом основании и, следовательно, относятся к платформенному чехлу. Также к чехлу относится развитая здесь чарнийская серия с возрастом метаморфизма 1000 млн лет. Таким образом, основанием Мидленда является, скорее всего, блок древней платформы. И только на западе, в Уэлсе, он окаймлен складчатыми и слабо метаморфизованными породами лонгмайндского комплекса (мощность до 7000 м), который относится к верхнему протерозою.

Второй блок древней платформы – Восточно-Эльбский – намечается по геофизическим данным в фундаменте Среднеевропейской плиты на севере ГДР.

Таким образом, в свете современных данных древнее (дорифейское) платформенное основание играет, очевидно, весьма существенную роль в строении Среднеевропейской плиты. Для байкальских складчатых систем здесь остается лишь относительно узкое пространство невыясненного строения между этими блоками, а также западное окаймление рассматриваемой плиты.

Таким образом, хотя раньше мне представлялось наиболее вероятным, что фундамент Среднеевропейской плиты является байкальским [Муратов, 1975], как считали В.С. Журавлев и М.Е. Раабен [1968], в настоящее время более обоснованной представляется точка зрения А.А. Богданова и В.Е. Хаина. Узкий клин древней платформы, выступающий к западу в виде Среднеевропейской плиты, оказывается естественным разделом двух крупнейших расходящихся складчатых поясов – Атлантического и Средиземноморского.

ПЛАТФОРМА БАРЕНЦЕВА МОРЯ

После выявления обширного выступа докембрийских кристаллических пород на о-ве Северо-Восточная Земля Шпицбергена [Харланд, 1964; и др.], которые в более западной части того же острова перекрыты верхнедокембрийским чехлом отложений (аналоги формации Гекла-Хук), восточную часть архипелага Шпицберген стали обоснованно считать частью древней платформы [Клитин, 1960; Соколов и др., 1968; Лившиц, 1973]. Ю.М. Пущаровский [1960б] впервые наметил контуры платформы дна Баренцева моря. Ее древний кристаллический фундамент выступает также восточнее Шпицбергена, на о-ве Белом.

Часть островов Земли Франца-Иосифа сложена горизонтально залегающими мезозойскими породами от верхнего триаса до верхней юры, перекрытыми вулканическими и осадочными толщами нижнего мела. На о-ве Виктория выступают спокойно залегающие известняки среднего карбона. Все эти острова представляют, видимо, участки чехла древней платформы. Продолжение последней намечается вдоль шельфа Баренцева моря до островов Визе и Ушакова на востоке, сложенных горизонтально залегающим верхним мелом.

Южная граница платформы точно не выявлена. По-видимому, на юго-востоке она должна быть проведена непосредственно близ островов Новой Земли, где идет в юго-западном направлении, а далее протянута параллельно берегу Кольского полуострова. Здесь можно предполагать сочленение древнего фундамента платформы с байкальским фундаментом, предполагаемым в Печорской низменности и в южной части шельфового моря. Если придерживаться упомянутой выше точки зрения Н.С. Шатского [1964], то Баренцеву платформу придется считать продолжением Восточно-Европейской, а разделом между ними может быть только авлакоген Тимана и его северо-западное продолжение.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс представляет собой огромную полосу, изогнутую в виде дуги и состоящую из многих складчатых областей. Он разделяет края Восточно-Европейской, Сибирской, Таримской и Китайско-Корейской древних платформ. В центральной, наиболее широкой части между Южным Тянь-Шанем и Восточным Саяном пояс достигает более 2000 км ширины, сужаясь постепенно к северу и востоку [Муратов, 1965б]. Огибая с юга Сибирскую платформу, он протягивается от Тимана и Новой Земли до берегов Охотского моря и Шантарских островов. В пределы СССР входит его большая часть. Только южный участок расположен в Монголии и небольшая периферическая часть – на юго-востоке, в пределах Китая.

Строению Урало-Монгольского пояса посвящена огромная литература, причем значительная часть данных по тектонике отдельных его частей содержится в трудах геологов, детально изучавших строение Урала, Казахстана, Киргизии, Узбекистана, Таджикистана, Алтая, Саян, Монголии, а также Западно-Сибирской низменности. Далее упомянуты лишь работы обобщающего характера и касающиеся некоторых проблем.

Самыми древними складчатыми областями, участвующими в строении пояса, являются байкальские, самыми молодыми – герцинские. Все они вытянуты в соответствии с общим протяжением пояса. Байкальским складчатым областям принадлежит значительная роль в строении периферических частей пояса вдоль границы с древними платформами [Богданов, Хаин, 1968; Клитин, 1975].

Самая западная из них слагает Тиманский кряж и, вероятно, основание Печорской плиты, что уже отмечалось выше, а также основание герцинских структур западного склона Урала.

Вторая крупная байкальская область образует обрамление Сибирской платформы, протягиваясь вдоль Восточного Саяна, западной части Енисейского кряжа и прилегающих частей Западно-Сибирской плиты.

С юга вдоль Таримской и Китайско-Корейской платформ Урало-Монгольский пояс также обрамлен полосой байкальских складчатых структур [Яншин и др., 1966]. Более широкая полоса расположена на юго-востоке, на окаймлении Хингано-Буреинского массива, который сам по себе относится, видимо, к продолжению древней Китайско-Корейской платформы [Смирнов, 1963; Основы..., 1962].

Внутреннюю часть пояса занимают каледонские и герцинские складчатые области. Первые слагают, в сущности, две крупные площади. Одна из них простирается вдоль юго-западного обрамления Сибирской платформы и включает области Западного и Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Тувы, Монгольского Алтая. Вторая занимает значительную область внутри пояса, охватывающую Кокчетавский массив, Чингиз и хребты Северного Тянь-Шаня.

С запада пояс окаймляет протяженная герцинская складчатая область Урала и Новой Земли. Южнее в состав пояса входят герцинские сладчатые области Южного Тянь-Шаня. В самом центре пояса распространена герцинская складчатая область Прибалхашья и Рудного Алтая.

Система палеозойских складок из Монголии протягивается в северо-восточном направлении, севернее Хингано-Буреинского массива, образуя Монголо-Охотскую складчатую систему. Последняя выходит к берегу Охотского моря в районе Шантарских островов [Караулов, 1970]. Она относится к герцинским складчатым областям, а продолжение ее скрыто под дном моря.

Среди этих складчатых областей в пределах пояса присутствуют ограниченные по размерам массивы – обломки древних платформ с дорифейским фундаментом и позднепротерозойским чехлом. Это Джунгарский, Цайдамский, Сангиленский, Кокчетавский и другие массивы.

Северная часть пояса скрыта под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, обра́зуя ее складчатое основание. Благодаря геофизическим исследованиям и данным губокого бурения в связи с поисками и разведкой нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири строение фундамента плиты выяснилось в основных чертах. В строении его участвуют складчатые области, в общем образующие продолжение более южной части пояса и включающие отдельные байкальские срединные массивы [Геология..., 1975; Куликов, 1972]. Юго-западная часть пояса скрыта под чехлом Северо-Туранской плиты. Строение ее освещено в работах Р.Г. Гарецкого [1964, 1972], И.С. Вольвовского и др. [1968] и других исследователей.

Урало-Монгольский пояс на севере погружается под дно Карского и Баренцева морей. Насколько можно судить по данным о строении островов Новой и Северной Земли, под шельфовыми частями этих морей происходит разделение пояса на две ветви, которые окаймляют с двух сторон края Баренцевой платформы. Одна из них – упомянутая выше байкальская складчатая область Тимана и фундамента Печорской низменности – тянется к северо-западу. Вторая, окаймляя край Баренцевой платформы, протягивается к северо-востоку под дном Карского моря, севернее островов Сергея Кирова. Последние относятся к окраине Сибирской платформы. Эта складчатая область, таким образом, разделяет здесь края Сибирской и Баренцевой платформ. Продолжение ее выходит на поверхность в западной части острова Октябрьской Революции и на о-ве Пионер архипелага Северной Земли. На этих островах выступает на поверхность отрезок каледонской складчатой области, образующий изгиб с изменением простирания от меридионального на юге к северо-западному на севере [Егиазаров, 1957].

Каледонская складчатая область здесь представляет, видимо, продолжение одной из областей рассматриваемого пояса и обрезана далее берегом Карского моря. О дальнейшем продолжении ее можно делать только гипотетические предположения, сопоставляя ее с каледонидами Шпицбергена или Северной Гренландии.

В отличие от древних платформ формирование гранитно-метаморфического слоя земной коры в пределах рассматриваемого пояса началось гораздо позднее. Наиболее древние участки материковой коры сложились здесь в итоге развития байкальских

складчатых областей по краям или в середине пояса, т.е. в конце рифейской эры, а самые молодые площади материковой коры образовались в результате развития герцинских складчатых областей в самом конце палеозоя, после герцинской складчатости орогенного этапа [Моссаковский, 1975] и гранитизации. Подтверждение этому – выявление во многих складчатых областях пояса офиолитовых комплексов, в том числе и подстилающих геосинклинальные толщи палеозоя. Следовательно, начальная стадия развития этих областей происходила на коре океанического типа, которая сохранялась вплоть до силура, а местами даже позднее [Зоненшайн, 1972].

Такие образования установлены сейчас на Урале [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971], в Казахстане, на Южном Тянь-Шане [Макарычев, 1974; Руженцев, 1976], в Кызылкумах, Калбе и других районах.

На основе анализа истории развития части Урало-Монгольского пояса в Монголии Л.П. Зоненшайн [1972] показал, что здесь происходило последовательное превращение геосинклинальных областей в складчатые от периферии к середине пояса. Во внутренних частях пояса до среднего палеозоя сохранялись обширные зоны с участками коры океанического типа. Широко распространены офиолитовые и вулканические комплексы эвгеосинклинального типа. Материковая кора возникла только к концу палеозоя.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

К югу от Восточно-Европейской платформы и Урало-Монгольского пояса протягивается Средиземноморский пояс, разделяющий края Восточно-Европейской, Северо-Африканской и Аравийской платформ, а на востоке отделяющий Индостанскую платформу от Таримской и Тибетской. Между оконечностями Восточно-Европейской и Таримской платформ, иначе говоря, между Аральским морем и Памиром, Средиземноморский пояс отделен от Урало-Монгольского системой глубинных разломов, частично скрытых под чехлом Туранской плиты. В северной части этого региона чехол плиты покрывает складчатые структуры, относящиеся к Урало-Монгольскому поясу, а южнее упомянутой системы разломов – структуры, входящие в состав рассматриваемого *пояса. Поэтому целесообразно разделить Туранскую плиту на две части – Южно-Туранскую* и Северо-Туранскую.

Главнейшими составными частями Средиземноморского пояса являются: герцинская складчатая область Западной Европы, Альпийская складчатая область Средиземноморья и юга СССР, а также Скифско-Туранская складчатая область фундамента молодых платформ, обрамляющих с севера альпийскую область. Сюда относится фундамент Скифской, Южно-Туранской и Нижнедунайской (Валахской, или Гетской) плит, а также северо-западная часть Черного, бóльшая часть Азовского и средняя часть Каспийского морей.

Далее на восток Средиземноморский пояс охватывает Малую Азию, горные сооружения Ирана и Афганистана с их срединными массивами и Гималаи, представляющие собой восточный обособленный отрезок пояса, характеризующийся сложной покровной структурой. На востоке эти структуры по разлому оборваны и граничат в бассейне р. Брахмапутры с выступом Тибетской платформы. Здесь заканчивается Средиземноморский пояс.

Его продолжением служит Индонезийский пояс, который начинается неогеновой складчатой системой Аракан–Иома и далее через Андаманские острова тянется на восток, охватывая всю южную цепь островов Индонезии вплоть до о-ва Сулавеси и островной дуги, окаймляющей впадину моря Банда.

Основные черты строения пояса освещены в работах И.В. Архипова и др. [1964], Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина [1968], Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973], М.В. Муратова [1969].

На территории Советского Союза в составе Средиземноморского пояса представлены две крупные области: Скифско-Туранская, охватывающая перечисленные выше

плиты (кроме Валахской), и часть Альпийской складчатой области, включающая Восточные Карпаты, Горный Крым, Большой и Малый Кавказ вместе с разделяющим их Закавказским срединным массивом, Копетдаг и Памир.

Части эти очень различны по возрасту и истории развития.

Скифско-Туранская плита обычно именуется эпигерцинской. В действительности она обладает древним складчатым фундаментом, бóльшая часть которого, как сейчас считают многие исследователи, является позднепротерозойской (байкальской). Герцинские складчатые системы образуют в ее пределах лишь обособленную узкую зону. К ней принадлежит узкий палеозойский прогиб Добруджи, Тарханкутское поднятие в Крыму, продолжением этой системы на востоке служит Кавказская зона герцинских структур, охватывающая значительную западную часть северного склона, а также южный склон Центрального Кавказа (верховья р. Ингури).

Согласно выводам В.И. Шевченко и И.А. Резанова [1974, 1977], на продолжении этой зоны к востоку, по геофизическим данным, расположен обширный герцинский прогиб в пределах Восточного Кавказа, средней части Каспийского моря и южной части района Балхан. Эту зону герцинских структур упомянутые авторы протягивают на западе под Горный Крым. В остальной части Кавказа, а также в пределах Скифской плиты преобладающую роль играет, видимо, байкальский складчатый фундамент. В.И. Шевченко и И.А. Резанов [1977] допускают существование байкальского фундамента только под Кавказом и небольшой частью Индоло-Кубанского прогиба и Равнинного Крыма, а севернее рисуют продолжение древнего фундамента Восточно-Европейской платформы, однако это пока не доказано.

Альпийские складчатые сооружения по многим чертам строения и истории сильно различаются.

Мощный геосинклинальный комплекс, развившийся с конца триаса до середины палеогена, известен только на Большом Кавказе. На Малом Кавказе геосинклинальный этап развития был сокращенным, продолжался с начала мела до середины палеогена. Складчатые структуры Большого и Малого Кавказа разделены Закавказским срединным массивом, представляющим собой, видимо, блок фундамента Скифской плиты, который продолжается на запад, в Черное море, и на восток, в южную часть Каспия.

Как известно, орогенный этап в Альпийской складчатой области начался с олигоцена и продолжался до конца неогена, когда сформировались и заполнились отложениями межгорные и краевые прогибы альпийской системы. Совершенно особым элементом Средиземноморского пояса являются новообразованные впадины Каспийского, Черного и Средиземного морей. Впадина Каспия наложена в северной части на край древней платформы, на часть Скифской плиты, на юге – на структуры Альпийской складчатой области к востоку от Кавказа. Черноморская впадина также наложилась на разнородные структурные элементы – продолжение Кавказа и южную часть складчатого сооружения Горного Крыма, а также на часть срединных массивов Закавказья и Балканского полуострова.

Обе эти впадины заполнены очень мощным комплексом осадочных толщ, связанных с орогенным альпийским этапом (майкопская серия), а также плиоцен-четвертичных отложений, заполняющих более обширные прогибы. Активное развитие их началось, скорее всего, со среднего плиоцена [Муратов, 1972б; Буланже и др., 1975] и привело к образованию современных глубоководных котловин Черного моря и Южного Каспия. Сходными были и процессы формирования Средиземного моря. Таким образом, эти впадины не только являются наложенными на более древние элементы структуры, но и образовались в течение чрезвычайно короткого новейшего этапа прогибания земной коры.

Благодаря развернувшимся в последние годы исследованиям строение Сибирской платформы в основных чертах достаточно выяснено и несколько по-новому решается проблема ее границ. Тектоника платформы и ее крупнейших частей освящена в работах Ю.А. Косыгина и др. [Докембрийская..., 1964; Косыгин, Башарин и др., 1970; Косыгин, Мокшанцев и др., 1970], А.М. Лейтеса [1965], А.А. Николаевского [1968], Ю.Е. Погребицкого [1971], К.Б. Мокшанцева [1966, 1971], К.Б. Мокшанцева и др. [Тектоника..., 1975], Ю.М. Пущаровского [1960а], Г.Н. Спижарского [1968], В.С. Федоровского [1972], Г.И. Штеха [1965], А.Л. Яншина и др. [1966] и многих других исследователей.

На западе на участке от Игарки до Енисейского кряжа платформа обрамлена миогеосинклинальной областью байкалид Урало-Монгольского пояса, на юго-западе – такими же структурами Восточного Саяна. На юге, согласно А.М. Лейтесу и В.С. Федоровскому [1977], к платформе должны быть отнесены Удоканский район развития платформенного нижнепротерозойского чехла, а также Патомское нагорье с подобными же мощнейшими толщами древнего чехла. Складчатое обрамление (байкалиды) вклинивается в районе оз. Байкал и верховьев Витима в виде залива в край платформы, а затем, огибая Витимский выступ, тянется почти в широтном направлении на восток к берегу Охотского моря.

Восточная граница платформы обычно проводится по Предверхоянскому краевому прогибу вдоль ограничивающей его Верхоянской складчатой области. Уточнена северная граница платформы. После изучения тектоники Таймыра Ю.Е. Погребицкий [1971] обосновал стратиграфическое и возрастное сопоставление средне- и верхнепротерозойских осадочных толщ чехла, который покрывает кристаллические комплексы Таймырского массива. Среди этих толщ чехла Ю.Е. Погребицкий выделил (снизу вверх): прончищевскую, ждановскую, лаптевскую, становскую, колосовскую и совинскую свиты. Раньше нижние из них относили к нижнему–среднему протерозою. Ю.Е. Погребицкий [1971] убедительно показал, что только нижний комплекс (прончищевская свита) формировался в среднем протерозое, а остальные свиты отвечают нижнему–среднему рифею и верхнему рифею–венду. Эти свиты хорошо сопоставляются с комплексами чехла Анабарского массива Сибирской платформы.

Таким образом, кристаллическое основание Таймыра является выступом фундамента древней Сибирской платформы, прикрытой, как и на Анабарском массиве, сходным и мощным осадочным чехлом среднего протерозоя и рифея–венда. Северная граница платформы должна быть, таким образом, отодвинута далеко на север, в пределы островов Большевик и Октябрьской Революции, где выступают на поверхность упомянутые выше осадочные комплексы; на западе они граничат со структурами каледонской складчатой области, являющейся продолжением Урало-Монгольского пояса.

Главные поднятия фундамента Сибирской платформы представляют собой выступы кристаллического основания Алданского, Анабарского и Таймырского щитов. Менее поднятым и прикрытым верхнепротерозойским осадочным чехлом является поднятие (антеклиза) Енисейского кряжа. Все они разобщены обширной площадью Лено-Енисейской плиты, в пределах которой обособляется ряд глубоких впадин – Тунгусская, Пясинско-Хатангская, Вилюйская, Ангаро-Ленская, разделенные антеклизами.

Пясинско-Хатангская впадина (синеклиза), заполненная палеозойскими и мезозойскими отложениями, отделяет Анабарский щит от Таймырского.

Вдоль северного края синеклизы, обрамляя докембрийское основание Таймыра, протягивается узкая длинная впадина, заполненная смятыми в линейные складки верхнепалеозойскими и триасовыми толщами значительной мощности. Их подстилают отложения нижнего палеозоя и рифея, представленные платформенными формациями. Впадина ограничена и рассечена многочисленными разломами и представляет крупный осложненный складками грабен, или авлакоген, широтного простирания. Формирование складчатых структур в его пределах закончилось перед юрой. Юрские и меловые по-

роды несогласно перекрывают размытые складки. Второй крупный авлакоген – Вилюйский – осложняет строение восточной части Сибирской платформы. Он вытянут вдоль осевой части Вилюйской впадины с северо-востока на юго-запад.

Исследованиями Г.И. Штеха [1965] было доказано сложное глубинное строение Вилюйской впадины и наличие в ее пределах под мезозойскими толщами мощных и дислоцированных палеозойских и рифейских отложений, залегание которых осложнено многочисленными разломами и складками, а также соляными куполами (девонско-нижнекарбоновой соленосной толщи).

Относительно меньшие по размеру, но глубокие приразломные грабены (Уджинский, Кютюнгдинский и др.) осложняют строение других частей платформы.

Значительная западная часть Сибирской платформы занята обширной, очень глубокой Тунгусской впадиной. Особенность ее – широкое проявление траппового магматизма и сложное своеобразное строение, обусловленное раздробленностью фундамента на отдельные глыбы. Движение этих глыб происходило в конце карбона и в перми и сопровождалось формированием трапповой формации в виде интрузивных тел и мощных вулканических излияний. Образование впадины связано не только с раздроблением фундамента обширной части древней платформы, но и с ее глубоким прогибанием.

Здесь мы имеем не менее значительную и даже более сложную деформацию платформенного основания, чем в областях авлакогенов под чехлом крупных платформенных синеклиз. Сложностью строения и магматическими проявлениями эта впадина отличается от синеклиз платформ и заслуживает того, чтобы ее отнести к особому типу платформенных структур. Автором [Муратов, 1972в] было предложено именовать такие впадины амфиклизами.

Важной особенностью Сибирской платформы является присутствие здесь многочисленных кимберлитовых трубок; они известны в восточной половине Анабарского щита и в северной части Алданского. Образование их связано с системами глубочайших разломов, пересекающих весь фундамент платформы и уходящих в подстилающую часть мантии до глубины 120–200 км, откуда происходят заполняющие их кимберлитовые расплавы [Лутц, 1974].

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Колмыскую область начиная с А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского [1933] относят к мезозойским складчатым областям Восточной Азии. Тектоника и основные черты истории развития этой области теперь подробно освещены в работах многочисленных исследователей: Ю.М. Пущаровского [1960а], Н.А. Богданова [1963], И.Е. Драбкина и др. [Геология СССР, 1970], В.Ф. Белого, А.А. Николаевского, С.М. Тильмана, Н.А. Шило [1964а], С.М. Тильмана [1962, 1964, 1973], К.Б. Мокшанцева и др. [Тектоника. . ., 1975], Л.И. Красного [Геологическое. . ., 1966], Н.А. Шило, В.М. Мерзлякова, М.И. Терехова, С.М. Тильмана [1973], С.М. Тильмана, С.Г. Бялобжеского, А.Д. Чехова, Я.Л. Красного [1975], П.В. Гуляева [1975] и др.

В целом в пределах Верхояно-Колымской области можно выделить две различно построенные крупные части. Западная из них включает две складчатые системы – Верхоянскую, ограничивающую с востока Сибирскую платформу, и Инъяли-Дебинскую, пересекающую верхние течения Индигирки и Колымы. Как известно, в строении первой из них участвуют, кроме более древних пород рифея и палеозоя, скрытых на глубине, главным образом средне-верхнекаменноугольные, пермские и триасовые отложения, в меньшей степени юрские, образующие так называемый верхоянский комплекс, слагающий систему четко выраженных крупных линейных складок, вытянутых с некоторым изгибом с севера на юг. Это типичная миогеосинклинальная складчатая система с очень слабым проявлением признаков вулканизма и единичными интрузиями мезозойских гранитов. Окончание складчатости здесь произошло в юре.

На юго-востоке, в пределах Сетте-Дабана, вдоль системы крупных разломов на поверхность выходят более древний комплекс отложений девона, силура, ордовика,

а также толща рифейских отложений до 6000 м мощности, разрез которых, достаточно хорошо изучен [Семихатов, 1974]. Это отложения типичного рифейского и палеозойского платформенного чехла, подвергшиеся здесь сложным деформациям и складчатости и поднятые в зоне глубинного разлома.

Вторая, Инъяли-Дебинская складчатая система представляет собой узкий, глубоко прогнутый синклинорий, с поверхности заполненный юрскими, а на глубине – триасовыми и палеозойскими отложениями. В составе юрских толщ имеются эффузивы. Синклинорий сопровождается многочисленными крупными интрузивными телами гранитоидов. Гранитоидные интрузии приурочены к зоне глубинного разлома, ограничивающего синклинорий с северо-востока. Продолжение этого разлома уходит в северо-западном, а затем северо-восточном направлении, образуя систему разрывов, ограничивающих на всем протяжении хребет Полоусный, представленный в основном поднятыми блоками рифейских и палеозойских осадочных комплексов. Вдоль этих разломов до низовьев р. Алазеи также протягиваются крупные гранитоидные тела.

Триас-юрский складчатый комплекс песчано-глинистых отложений, заполняющий Инъяли-Дебинский синклинорий, достигает 3500–8000 м мощности и метаморфизован в фации зеленых сланцев. Все это позволяет считать, что данный синклинорий с его мощнейшими складчатыми комплексами, гранитоидными интрузиями может быть отнесен к геосинклинальным прогибам, отличающимся от типичных миогеосинклиналей и по ряду упомянутых признаков приближающимся к настоящим геосинклинальным образованиям (эвгеосинклиналям).

Между двумя складчатыми системами – Верхоянской и Инъяли-Дебинской расположена обширная полоса с более спокойно залегающим верхоянским комплексом, хотя и имеющим здесь значительную мощность. Залегание пород этого комплекса осложнено отдельными крупными пологими, а местами крутыми приразломными складками и достаточно сложными местными нарушениями, сопровождаемыми разрывами, а также внедрением цепочек гранитоидных тел. Часто эти тела вытянуты вдоль разломов поперек складчатых структур. Вместе с тем здесь выделены участки совершенно пологого залегания пород, такие, как Иняйский, Сунтарский в верховьях Колымы, Адыча-Эльгинский, Среднеянский, Хромский [Белый и др., 1964а], которые К.Б. Мокшанцевым [1966, 1971] были объединены в единую длинную зону, названную им Янской. На севере рассматриваемая область сменяется более широким пространством между устьем Яны и низовьями Индигирки, где слои триаса покрыты юрскими, меловыми и более молодыми отложениями, залегающими на всем побережье Восточно-Сибирского моря спокойно. Здесь мы имеем обширную, ненарушенную плиту, которую можно назвать Яно-Индигирской. Область к югу от нее, охарактеризованная выше, в верховьях бассейнов Яны и Индигирки представляет, по существу, продолжение этой плиты, более поднятую ее часть и более сильно нарушенную деформациями, но включающую Янскую полосу спокойного залегания отложений.

На юге Яно-Индигирская плита сменяется еще более поднятым и разбитым на блоки Охотским массивом, представляющим выступ основания древней платформы – деформированный Охотский щит.

Восточная половина Верхояно-Колымской области, отделенная от первой глубинными разломами Инъяли-Дебинской складчатой системы и горстового поднятия хребта Полоусного, включает Колымский и Омолонский массивы. Как деформированные части древней платформы они выделены давно, хотя чаще их называют срединными массивами.

Колымский массив представляет собой относительно опущенный блок древней платформы, осложненный глубокими грабенообразными впадинами: Момским и Алазейским грабенами. Последний, видимо, связан с системой Омолонско-Олойских грабенов и горстов, строению которых уделяется большое внимание в литературе [Тильман и др., 1975].

Вся эта сложная система ограничена на северо-востоке Южно-Анюйским грабеном, который отделяет Верхояно-Колымскую платформу от Восточно-Сибирской; Южно-

Анюйская сложная грабенообразная впадина (авлакоген) протягивается из бассейна р. Малый Анюй через устье р. Колымы на северо-запад до южного побережья о-ва Большого Ляховского. О таком продолжении этой грабенообразной впадины, заполненной меловыми отложениями, свидетельствует, как указывает С.М. Тильман [Тильман и др., 1977], полоса магнитных аномалий, вытянутая на всем описанном ее протяжении.

При всем разнообразии тектоники отдельных частей Верхояно-Колымской области их объединяют одинаковые черты строения и истории формирования их основания. Здесь присутствуют три элемента, свойственные древним платформам: кристаллический дорифейский фундамент, рифейский мощный осадочный чехол и палеозойский осадочно-вулканогенный чехол до нижнего карбона включительно.

Иначе говоря, вся эта область развивалась с раннего докембрия и до начала карбона как древняя Верхояно-Колымская платформа с основными этапами развития, типичными для всех древних платформ. Только с середины карбона (с начала образования верхоянского комплекса) и до конца юры начались процессы деформации этой платформы с образованием отдельных ограниченных разломами и по-разному двигавшихся блоков и с деформациями, которые привели к возникновению складчатых структур миогеосинклинального типа и даже к образованию глубокого Инъяли-Дебинского геосинклинального прогиба, близкого по строению к эвгеосинклиналям.

В конце юры—начале мела начались мезозойские орогенические движения, которые привели к новым деформациям древней платформы. Возникли горные поднятия, межгорные и предгорные впадины, а также системы грабенообразных впадин. При этом впадины стали заполняться осадочными комплексами молассового типа (верхняя юра—нижний мел, нижняя моласса, по С.М. Тильману и др., [977]), а позднее альб-сеноманской угленосной формацией (верхняя моласса).

Таким образом, здесь складчатая область формировалась в два этапа, обычных для геосинклинальных складчатых областей, – главный и орогенный. Однако в данном случае геосинклинальные прогибы образовались не на океанической коре, а в результате разламывания и прогибания участков древней платформы, обладавшей мощным метаморфическим докембрийским фундаментом и значительным по мощности рифейским и палеозойским чехлом.

Если на древних платформах всеми признается эпиплатформенный орогенез, то здесь мы имеем не только орогенез, но и образование эпиплатформенных складчатых систем с мощным накоплением осадочных комплексов и их складчатостью, а также с последующим орогенезом.

Эти процессы сопровождались гранитоидным магматизмом, что сближает эпиплатформенные складчатые системы с настоящими геосинклинальными областями. Однако следует сказать, что гранитоидный магматизм при этом принципиально отличается по происхождению. Генетически гранитная магма интрузий связана не с длительным процессом магматизма геосинклинальной области, с последовательной эволюцией его состава от основного к кислому, а с более кратковременным процессом. Здесь формирование гранитоидной магмы обусловлено существованием гранитно-метаморфического фундамента древней платформы. В условиях разламывания и глубокого прогибания отдельных участков фундамента магма возникала за счет процессов частичного переплавления древнего гранитно-метаморфического основания в зонах глубинных разломов.

В целом Верхояно-Колымская область с ее сложными и разнообразными по строению структурными формами возникла, таким образом, за счет глубоких деформаций и преобразования древней платформы. Ее можно назвать деформированной платформой.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ, ИЛИ ГИПЕРБОРЕЙСКАЯ, ПЛАТФОРМА

В пределах Чауно-Чукотской складчатой области на крайнем северо-восточном побережье Восточно-Сибирского моря широко развиты триасовые и юрские отложения.

Основание комплекса этих отложений выступает на поверхность в пределах Чукотского полуострова. Представлено оно комплексом метаморфических пород, подробно описанным Г.С. Гнибиденко [1969]. В составе их выделяют две серии. Гранат-биотитовые сланцы и гранат-биотит-амфиболитовые сланцы и амфиболиты по радиометрическим определениям имеют возраст около 1600 млн лет и отнесены к среднему протерозою. Не исключено, однако, что эти определения датируют возраст последующего метаморфизма, а породы могут быть значительно более древними – архейскими. Вторая серия пород, менее метаморфизованных, отвечает, скорее всего, рифейскому комплексу. Последний без видимого несогласия перекрыт известняками ордовика (с фауной). Таким образом, на Чукотке имеются, видимо, выступы блоков основания древней платформы, прикрытые элементами рифейского чехла.

В западной части Чауно-Чукотской складчатой области нигде докембрийские породы не выступают; в основании разрезов залегают палеозойские карбонатно-терригенные толщи ордовика–нижнего карбона относительно небольшой мощности. Породы верхоянского комплекса, т.е. отложения среднего карбона–перми, практически отсутствуют, чем эта область резко отличается от Верхояно-Колымской. Она характеризуется иными основными этапами развития.

В строении складчатых структур Чауно-Чукотской области главную роль играют триасовые отложения, представленные мощным комплексом глинисто-песчаниковых пород. Общая мощность триасовых и юрских отложений достигает в отдельных прогибах 3500 м. Осевую часть наиболее глубокой впадины к югу от Чаунской губы заполняют черные глинистые сланцы нижней юры. Комплекс не слагает настоящих линейных складчатых структур, а образует складчато-глыбовые формы, различно ориентированные и осложненные разломами складки и обширные достаточно плоские впадины. Таким образом, эти толщи слагают осложненный нарушениями платформенный чехол. Нижне- и верхнемеловые обломочные отложения и вулканические толщи периферической части Охотско-Чукотского вулканического пояса слагают верхний этаж этого чехла.

В целом Чауно-Чукотская область представляет собой окраинную часть платформы с дорифейским складчатым основанием. Южно-Анюйский грабенообразный прогиб ограничивает край этой платформы на юге. К северу и северо-западу она продолжается, по-видимому, за пределы береговой линии. Это может быть подтверждено данными по строению ряда островов Северного Ледовитого океана.

На о-ве Врангеля в основании разреза осадочных толщ залегает так называемая свита берри, состоящая из филлитов, песчаников, глинистых сланцев, конгломератов, доломитов и других пород, мощность ее более 3000 м. Сейчас ее относят на основании сравнения с разрезом Таймыра к протерозойским образованиям, слагающим чехол древней платформы [Тильман и др., 1964].

На о-ве Беннетта, относящемся к группе островов Де-Лонга, выступают спокойно залегающие глинистые сланцы с фауной трилобитов верхов среднего кембрия и ордовикские отложения с граптолитами. На основе данных об их залегании Н.С. Шатский [1935] установил наличие древней платформы севернее берегов Восточной Сибири и назвал ее Гиперборейской. Ю.М. Пущаровский [1960а] наметил ее контуры, но по имевшимся у него данным расположил ее севернее Новосибирских островов, включив в ее пределы только острова Генриетты и Беннетта.

В действительности весь Новосибирский архипелаг должен быть отнесен к древней платформе, так как в строении его участвуют породы ордовика, силура, девона, карбона, триаса, залегающие очень спокойно, слагая крупные складчатые глыбовые структуры платформенного типа [Лобанов, 1957].

В пределах о-ва Большого Ляховского на поверхность выступают толщи спокойно залегающих отложений рифейского комплекса чехла платформы, сходные с одновозрастными образованиями Таймыра.

Таким образом, древний фундамент Чауно-Чукотской области представляет лишь южную оконечность обширной древней платформы, северная граница которой нам неизвестна. К этой платформе относится, очевидно, вся шельфовая часть Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

Восточное обрамление территории нашей страны образует Тихоокеанский пояс. Он ограничен краями Сибирской, Верхояно-Колымской, Восточно-Сибирской древних платформ, а также Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов, которые относятся к Китайско-Корейской платформе. По периферии этих платформ протягивается сложная система глубоких разломов, с которыми связаны вулканические проявления обширного Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Самые внешние звенья Тихоокеанского пояса образуют складчатые системы Сихотэ-Алиня, полуостровов Кони и Тайгонос, а также продолжение их к северу, вдоль долины р. Пенжины.

Сихотэ-Алинская складчатая система образовалась из геосинклинального прогиба, заложенного в результате раздробления древнего кристаллического основания в середине силура и заполненного вулканогенно-кремнистыми и флишевыми комплексами до начала мела (готерива), когда произошло внедрение гранитоидов [Салун, 1974, 1977]. Развитие геосинклиналей продолжалось до конца мела. Орогенный этап длился от начала палеогена до середины неогена.

Близкие черты истории характеризуют Тайгоносско-Западно-Корякскую складчатую систему [Заборовская, Некрасов, 1977]. Она обрамляет юго-восточный край Верхояно-Колымской платформы, фундамент которой выступает на полуостровах Кони и Тайгонос. В строении ее участвует мощный геосинклинальный комплекс вулканогенно-осадочных толщ ордовика–нижнего мела и орогенные формации альба–верхнего мела.

К более внутренней зоне пояса относится Восточно-Сахалинская складчатая система, которая на юге продолжается на о-ве Хоккайдо и восточном побережье о-ва Хонсю. Это складчатая область также древнего заложения, но она резко отличается от первых тем, что формировалась не на раздробленном древнем массиве, а на океанической коре. Развитие системы происходило с середины палеозоя до конца мела. Видимо, обособленной складчатой системой надо считать Западную Камчатку, прогибы которой были заложены тоже на океанической коре в начале мезозоя.

Наконец, следующей является Восточно-Камчатско-Корякская система, характеризующаяся сложным строением из-за наличия в Корякском нагорье крупных покровов с надвиганием пластин основных пород и офиолитов. Это молодая складчатая система, тесно связанная в своем развитии с островными дугами. Последние образуют крайнее восточное звено Тихоокеанского пояса. На территории нашей страны сюда входят Командорские острова, составляющие оконечность Алеутской островной дуги, и сложная Курильская дуга. Островные дуги представляют раннюю стадию развития геосинклинальных систем, растущих на океаническом основании. В них глубоководный желоб соответствует геосинклинальному прогибу, вулканическая островная дуга – геоантиклинали.

М.С. Марков [1970, 1975] показал, что в островных дугах происходит формирование гранитно-метаморфического слоя и они представляют собой начальную стадию возникновения материковой земной коры. Большой вклад в изучение процессов развития островных дуг внесли также В.Ф. Белый [1974], Ю.М. Пущаровский [1965], П.Н. Кропоткин и К.А. Шахварстова [1965], Л.И. Красный и др. [Геологическое. . . , 1966] и многие другие исследователи.

В пределах Тихоокеанского пояса у восточного побережья нашей страны располагается ряд глубоких обособленных впадин дна морей – Берингова, Охотского и Японского. Как выяснилось в последние годы, строение и история развития их достаточно сложны и при этом различны для разных их частей.

Приведенный обзор тектонического строения нашей страны показывает преобладание на ее территории древних платформ, т.е. блоков древнейшей материковой земной коры, имеющих сходные черты строения и этапы истории развития. Их кристаллический фундамент образовался в ранние этапы развития земной коры; формирование его продолжалось более 1 млрд лет до начала позднего протерозоя (рифея). С этого времени началось накопление мощного платформенного чехла, которое продолжалось в течение рифея, затем всего фанерозоя и сопровождалось разнообразными деформациями, связанными с раскалыванием и движениями частей фундамента.

Деформации обусловливают различия платформ. Наиболее резко отличаются, с одной стороны, Восточно-Европейская и Сибирская, которые можно отнести к слабо деформированным платформам, с другой – Верхояно-Колымская, которая должна быть причислена к древним платформам, подвергшимся исключительно сильным деформациям. Значительная часть ее преобразована в итоге этих деформаций в эпиплатформенную складчатую область, а другая часть сильно раздроблена.

Две платформы – Баренцева и Восточно-Сибирская (Гиперборейская) – в настоящее время большей часть погружены под уровень моря, образуя основание шельфовых частей дна. Причины процессов погружения больших участков материковой земной коры еще недостаточно выяснены, однако следует учитывать, что в геологической истории древних платформ процессы их погружения играли значительную роль. Восточно-Европейская и Сибирская были длительное время – в рифее, палеозое и мезозое – покрыты шельфовыми морями и являлись областями мощного накопления осадочных толщ.

Складчатые пояса – Средиземноморский, Урало-Монгольский, Тихоокеанский, окаймляющие и разделяющие древние платформы, обладают различными чертами строения и истории развития, а также отличаются по времени завершения образования материковой коры. Бóльшая часть их в пределах Советского Союза превращена в молодые платформы, как весь Урало-Монгольский и значительная часть Средиземноморского пояса. Однако отдельные участки последнего сохранили активную подвижность почти до конца неогена. Тихоокеанский пояс характеризуется молодостью процессов формирования материковой коры. Области островных дуг находятся здесь еще на ранней (переходной, по А.В. Пейве) стадии развития геосинклиналей. В пределах пояса присутствуют обширные площади океанической земной коры, сопровождающие островные дуги.

В Тихоокеанском, так же как и в Средиземноморском, поясе проявляются активные процессы глубокого прогибания земной коры и формирования молодых впадин окраинных и внутренних морей.

УДК 551.242.51.(–924.8; –924.14/.16)

ТЕКТОНИКА ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ[1]

ОСНОВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА

В строении кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы выделяются четыре типа слагающих его элементов, различающихся по возрасту и по особенностям структуры. Они отчетливо обособляются в пределах выступов фундамента (Балтийского, Украинского щитов) и предположительно – в закрытой чехлом части платформы. Такими элементами фундамента являются: 1) древнейшие архейские массивы; 2) нижнепротерозойские складчатые системы, образующие изогнутые полосы; 3) участки более древних массивов, подвергшихся глубокому метаморфизму и гранитизации в раннем протерозое; 4) участки фундамента, расположенные главным образом по краям платформы и сложенные более древними образованиями, подвергшимися метаморфизму и гранитизации в позднем протерозое. Кроме того, к основанию платформы должны быть отнесены образования ее древнейшего осадочного чехла, покрывающие отдельные ограниченные участки и испытавшие метаморфизм По возрасту они отнюсятся к раннему протерозою.

Главнейшими исходными данными для выяснения тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы служат материалы по строению ее выступов (Балтийского и Украинского щитов), а также слабо прикрытого чехлом района Курской магнитной аномалии на Воронежской антеклизе. За последние годы материалы бурения позволили изучить строение кристаллического основания Белорусской антеклизы и неглубоко погруженных склонов упомянутых поднятий. Для участков фундамента платформы, прикрытых более мощным чехлом осадочных отложений, могут быть использованы данные бурения и результаты геофизических исследований.

В итоге обобщения этих материалов удается составить более или менее обоснованную схему строения фундамента большей части Восточно-Европейской платформы, за исключением ее юго-восточного угла (Прикаспийская впадина), для расшифровки структуры которого из-за большой (14–15 км) мощности осадочного чехла мы пока не располагаем никакими данными. Остается неясным и такой важнейший вопрос: относится ли складчатое основание Прикаспийской впадины к фундаменту Восточно-Европейской платформы или оно имеет позднепротерозойский возраст и должно быть исключено из состава древней платформы.

Наиболее изученной и в то же время самой сложной частью фундамента платформы является Балтийский щит. В последние годы в результате проведения радиометрических определений возраста минералов и горных пород получена обоснованная схема строения его основания, которая хотя еще далека от совершенства, но все же позволяет рисовать основные черты структуры щита. Значительную роль для понимания тектоники щита сыграли работы А.А. Полканова и Э.К. Герлинга [1961], Н.Г. Судовикова [1964], Л.Я. Харитонова [1962], К.О. Кратца [1963], И.П. Палея [1963] по Карелии и Кольскому полуострову, сводки П. Гейера [1967] по Швеции, П. Эскола [1961, 1967], А. Симонена [1963] по Финляндии, Г. Хольтедаля [1957] по Норвегии, а также данные Международной тектонической карты Европы [Кратц и др., 1964]. Позже к ним добавились работы К.А. Шуркина [1968], В.А. Соколова и др. [1970], И.П. Палея [1966], А. Симонена [Simonen, 1971], П. Лундегарда, Л.И. Салопа [1971], Э. Велина [1972], М.А. Гиляровой [1972] и др.

Материалы по строению украинской части фундамента платформы обобщены Н.П. Семененко [1964], М.Н. Доброхотовым [1967], Г.И. Каляевым [1965], А.Н. Козлов-

[1] См.: Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973. С. 112–140.

ской и В.Н. Гладким [1970], по строению Воронежской антеклизы – И.Н. Леоненко, В.Д. Полищуком и Ю.С. Зайцевым [1967], Н.И. Голивкиным и А.К. Романщаком [1970]. Данные по структуре фундамента белорусской части платформы приведены в работах А.М. Папа [1965], Б.В. Бондаренко [1965] и др.

Первая попытка представить строение фундамента Восточно-Европейской платформы в целом принадлежит А.Д. Архангельскому [1941]. Позднее Н.С. Шатский [1946а] использовал для выяснения тектонической структуры фундамента под осадочным чехлом результаты магнитометрических исследований. Новые данные по строению фундамента были обобщены Л.А. Варданянцем [1960]. В дальнейшем схема строения фундамента платформы была предложена Р.А. Гафаровым [1963а, 1966]. Анализ материалов геофизических исследований и результатов бурения позволил В.Н. Зандеру, Ю.И. Томашунасу, А.Н. Берковскому, Л.В. Суворовой, В.А. Дедееву и К.О. Кратцу [1967] составить наиболее полную сводку данных о строении фундамента большей части платформы. Далее на основе новых геофизических и геологических материалов Р.А. Гафаров [1971] дал схему строения фундамента всей платформы и обобщил весь имеющийся материал.

Кроме того, схемы строения фундамента платформы были составлены автором [Муратов, 1963, 1970], Г.И. Каляевым [1965], Л.И. Салопом [1971], В.А. Дедеевым [1972] и А.С. Новиковой [1971].

При составлении приложенной схемы (рис. 16, см. вкл.) использованы все эти материалы, а также Международная тектоническая карта Европы.

Архейские массивы

Архейские массивы играют важнейшую роль в строении фундамента платформы, являясь самыми древними блоками материковой земной коры в его пределах.

Массивы в пределах Балтийского и Украинского щитов. Значительная часть этих массивов скрыта под осадочным чехлом и выявлена только геофизическими исследованиями и бурением [Гафаров, 1963; Зандер и др., 1967; Кропоткин и др., 1971].

Наиболее крупным архейским массивом платформы является, по-видимому, Беломорский, вытянутый вдоль берегов Белого моря и прослеживающийся под чехлом на юго-восток в виде огромной дуги до центральных частей платформы. Значительными по размерам являются Приднепровский массив, расположенный в среднем течении Днепра, между Кривым Рогом и Запорожьем, протягивающийся, вероятно, к югу до границы платформы и к северу в пределы Воронежского массива, а также Бугско-Днестровский (Подольский) массив на западе Украины. На Балтийском щите располагаются массивы Юго-Западной Швеции, Карельско-Финляндский, Кольский и Мурманский, а в закрытой части платформы – Мозовецкий, Добжинский, Поморский, Литовско-Латвийский, Новгородский, Средневолжский, Башкирский и др. Многочисленны также мелкие массивы среди более молодых образований или участков протерозойской гранитизации.

Среди метаморфических и гранитизированных пород, слагающих архейские массивы, наиболее резко различаются два главных комплекса: древнейший, относящийся к раннему архею, и более молодой – позднеархейский. Первый выделялся первоначально И.И. Седерхольмом под названием "саамского". Второй, хорошо стратифицированный и более широко распространенный, разделен на разновозрастные серии гнейсов; подробно он изучен в пределах Беломорского массива. Комплекс гнейсов, слагающих этот массив, именуется беломорским, а на других массивах выделяются серии, сопоставимые с ним и иногда по аналогии также называемые беломорскими.

Беломорский массив занимает значительную площадь и вытянут с северо-запада на юго-восток. От побережья Белого моря и Кандалакшской губы он продолжается под чехлом до центральных частей платформы, достигая Котласа и междуречья Унжи и Сухоны. При этом он образует дугообразный изгиб и отклоняется к югу, а затем к юго-западу, достигая района Галича, Костромы и Ярославля. Южная часть

массива имеет сложное строение, и авторы сводки [Зандер и др., 1967] выделяют в его пределах несколько частей, сложенных различными по составу и возрасту породами и прорванных гранитами раннего карелия. В строении массива преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые двуслюдяные гнейсы, разнообразные амфиболиты, а также глиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы с силлиманитом, кордиеритом и ставролитом.

На Балтийском щите древние архейские породы известны местами в основании беломорского комплекса. Они образуют включения среди гнейсо-гранитов и мигматитов. Их возраст по радиометрическим определениям составляет 3000–3400 млн лет.

Беломорский комплекс гнейсов характеризуется ясной последовательностью напластования и слагает систему крупных складок, вытянутых с северо-запада на юго-восток. Среди них некоторые исследователи выделяют стратиграфически выдержанные толщи и свиты, последовательность которых описана К.А. Шуркиным [1968]. Нижние свиты состоят из амфиболитовых и биотитовых гнейсов, амфиболитов и двуслюдяных гнейсов с небольшими пропластками мраморов, в верхних преобладают глиноземистые гнейсы, биотитовые и двуслюдяные гнейсы с редкими пачками амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Общая мощность всего комплекса 8–10 км.

Особенности разреза позволяют считать, что этот комплекс формировался в условиях большого прогиба земной коры, в котором сначала шло накопление вулканогенного, туфового, лавового (амфиболиты) и песчано-глинистого материала (биотитовые и другие гнейсы), а затем ритмично чередующихся песчано-глинистых осадков. При этом фациальная однородность и выдержанность отдельных свит свидетельствуют о слабой расчлененности прогиба. Большая мощность и непрерывность разреза, а также присутствие эффузивных толщ в его нижней части указывают на геосинклинальный режим их накопления.

Прогибы значительных размеров и со слабо выраженной расчлененностью, характерные для архейских областей осадконакопления, получили наименование протогеосинклиналей [Павловский, 1964]. Беломорский гнейсовый комплекс, по-видимому, относится именно к этим образованиям.

Одновременно с формированием осадков беломорского комплекса происходило образование интрузий перидотитов, габбро-норитов небольших размеров ("друзитов") и внедрение крупных габбро-лабрадоритовых тел [Шуркин, 1968].

Осадочные толщи беломорского комплекса подверглись складчатости и глубокому метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и в отдельных местах образуют гнейсо-гранитные купола. Породы комплекса были мигматизированы и нередко гранитизированы. Основные интрузивные тела превращены в разнообразные амфиболиты. Степень метаморфизма возрастает вниз по разрезу. В нижней части гнейсы часто замещаются мигматитами и палингенными гранитоидами. Те и другие представлены плагиоклазовыми и плагиоклаз-микроклиновыми гранитами, гранодиоритами и диоритами. Граниты образуют небольшие, но многочисленные тела, нечетко отграниченные от мигматитов. Большинство из них возникло за счет кристаллизации палингенной магмы. Однако есть также и метасоматические граниты [Шуркин, 1968]. С гранитами генетически тесно связаны широко распространенные здесь пегматитовые тела.

По геологическим данным, беломорский комплекс древнее карельского и слагает массив, который является выступом основания карелия. Возраст беломорского комплекса оценивается не всегда определенно. Многие прорывающие его гранитоиды и сопровождающие пегматиты, несомненно, более молодые, чем сам комплекс и, по данным радиометрических определений, имеют возраст 1900–2140 млн лет. Присутствуют и еще более молодые карельские гранитоиды с возрастом 1830–1880 млн лет. Однако большинство исследователей относят сейчас беломорский комплекс к древним образованиям, возраст которых превышает 2600 млн лет.

Беломорский массив продолжается на северо-запад в Финляндию, где он сложен гнейсовым комплексом, получившим наименование серии Тунтса-Савукоски и имеющий много общих черт с беломорским. На продолжении Беломорского массива протя-

гивается полоса так называемого гранулитового пояса. Он сложен породами кислого состава, близкими к гнейсам и чарнокитам, и основного – гиперстеновыми гнейсами, *габбро-норитами и местами перидотитами.*

Породы гранулитового комплекса образовались, по-видимому, за счет отложений беломорского и более древнего комплексов, подвергшихся глубокой метаморфизации в условиях гранулитовой фации на значительной глубине в период формирования карельского комплекса. Об этом свидетельствует возраст гранулитов, близкий к карельскому, – 1920–1980 млн лет [Шуркин, 1968]. Однако возраст их по биотиту более 3500 млн лет, а по амфиболу – около 2900 млн лет. Эти данные свидетельствуют, по-видимому, о значительной древности исходных пород как гранулитового, так и беломорского комплексов.

К о л ь с к и й м а с с и в охватывает значительное пространство в середине Кольского полуострова и вытянут вдоль него. В строении этого массива участвуют две различные по возрасту серии. Главную роль в его строении играет более молодая серия гнейсов, из-под которой местами, по данным Л.П. Бондаренко и В.Б. Дагелайского [1968], выступают в отдельных блоках, поднятых по разломам, или в ядрах антиклинальных структур более древние образования. Последние представлены, по тем же данным, комплексом гранито-гнейсов, мигматитов, гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев основного состава, а также амфиболитов и чарнокитов. Эти породы являются образованиями более древними, чем беломорский комплекс. Радиометрический возраст этих пород 3250–3600 млн лет [Масленников, 1968]. А.А. Полканов относил их к древнейшей саамской складчатой системе архея Балтийского щита, сохранившейся среди более молодых пород в виде реликтов [Полканов и др., 1964].

Более молодая серия представлена гранит-биотитовыми гнейсами, гранатовыми амфиболитами с подчиненными слоями магнетитсодержащих сланцев, реже кварцитов; в верхней ее части преобладают гиперстен-роговообманковые и силлиманит-гранатовые гнейсы, гранулиты и другие породы [Бондаренко, Дагелайский, 1968]. Породы этой серии образуют сложную складчатую структуру и, согласно К.А. Шуркину, могут быть отнесены к аналогам беломорского комплекса как по данным радиометрического возраста, так и по сходному составу секущих их гранитоидов.

Кольский массив в западной части прорван небольшим, но очень сложным Мончегорским плутоном ультраосновных и основных пород. Последний состоит из пироксенитов, норитов и габбро-норитов, возраст которых превышает 3000 млн лет. Эти породы включают линзы оливинитов и перидотитов, а также ксенолиты габбро-норитов с возрастом более 4000 млн лет, который отвечает, по-видимому, возрасту верхней мантии. Эти породы рассматриваются как обломки вещества мантии, вынесенные при образовании сложной интрузии. Кроме этой интрузии, кольскую серию прорывают габбро-лабрадориты и гиперстеновые диориты.

М у р м а н с к и й м а с с и в сложен преимущественно микроклиновыми и плагиомикроклиновыми гранитами. Среди них в виде глыб и ксенолитов сохранились древнейшие олигоклазовые гнейсо-граниты с признаками мигматизации (с возрастом около 3000 млн лет), а также амфиболиты и амфиболовые гнейсы. Радиометрический возраст этих гнейсов составляет 2300–2000 млн лет, а возраст гранитоидов – 1800–1660 млн лет [Шуркин, 1968], т.е. является карельским. Мурманский массив считается поднятым блоком гнейсового фундамента карельской системы, подвергшейся сильной гранитизации в эпоху позднекарельской складчатости.

К а р е л ь с к о-Ф и н л я н д с к и й м а с с и в выделяется А. Симоненом [1963] и И.П. Палеем[1966] как древний досвекофенно-карельский массив. Он занимает значительную часть Центральной и Восточной Финляндии и охватывает большую территорию Карельской АССР. Массив сложен парагнейсами, сланцами, основными интрузиями и в значительной части ортогнейсами с возрастом 2600–2800 млн лет. На древний докарельский возраст этих гнейсов указывал еще Х. Ваюрюнен [1939]. Позднее значительная часть массива была охвачена карельским метаморфизмом и гранитизацией.

Карельско-Финляндский массив расположен внутри Карельской складчатой обла-

сти, между ее ветвями – Восточно-Финляндской и Ладожской с одной стороны и Центрально-Карельской – с другой. На небольшом участке близ оз. Олуярви массив граничит с Свекофеннской областью Центральной Финляндии.

Массив Юго-Западной Швеции ограничивает с запада гранитный массив Смоланд и центральную зону свекофеннид Швеции, отделяясь от них большим глубинным разломом. Этот массив вытянут более чем на 550 км с юга на север в виде относительно узкой, немного изогнутой полосы, в средней части которой располагается оз. Венерн. Массив сложен гнейсами, среди которых значительная роль принадлежит ортогнейсам, хотя встречаются и явно первично-осадочные породы, в частности кварциты, образующие отдельные линзы и горизонты. Наблюдаются также линзы амфиболитов, *а также тела оливинсодержащих габбро-диабазов (гиперитов)*. По возрасту гнейсы массива Юго-Западной Швеции являются более древними, чем свекофенниды, и могут рассматриваться как образования, сходные с гнейсами, слагающими Беломорский массив. На юге массива гнейсы образуют, согласно геологическим картам Швеции, куполовидные структуры.

Приднепровский массив ограничен на западе и востоке двумя меридиональными зонами разломов и шовных трогов – Криворожской и Орехово-Павлоградской. *В строении массива участвуют древнейшие гнейсы и другие метаморфические* образования. Здесь выделяются два комплекса пород [Каляев, 1965; Доброхотов, 1967; Рябенко, 1970]. Один из них образует относительно узкие изогнутые полосы и участки и представлен главным образом метаморфизованными основными эффузивами (амфиболитами, амфиболитовыми гнейсами). Нередко его называют конкско-верховцевской серией. Второй комплекс состоит из гнейсов, гранитов и мигматизированных пород, слагающих куполовидные структуры между участками, *сложенными конкско-верховцевской серией*..

Предполагалось, что породы последней представляют собой эвгеосинклинальный комплекс нижнего протерозоя, слагающий синклинальные структуры. Конкско-верховцевская серия сложена древнейшими породами докембрия Украины. Эти породы сохранились при формировании более молодых гнейсов и мигматитов серии и образованных ею гранито-гнейсовых куполов позднего архея. Согласно данным многочисленных радиометрических определений, возраст пород конкско-верховцевской серии колеблется от 2700 до 3600 млн лет, в отдельных образцах – до 3850 млн лет, а гранито-гнейсов и мигматитов – от 2600 до 3000 млн лет.

На всем протяжении Приднепровского массива распространены овальные гнейсовые купола различных размеров. Между куполами породы конкско-верховцевской серии слагают Верховцевскую, Чертомлыкскую, Конкскую, Белозерскую, Сурскую *и другие полосы. В их строении участвуют габбро-амфиболиты, биотит-амфиболовые* гнейсы и амфиболиты. К югу от Запорожья в Белозерской полосе амфиболитов пачки железистых пород – хлорит-магнетитовые и карбонатно-магнетитовые кварциты с прослоями сланцев – слагают джеспилитовую формацию мощностью до 500 м. Эта формация, по данным Г.И. Каляева [1969], относится к вулканогенно-осадочным. Ниже нее залегают метаморфизованные спилит-диабазовая и кварц-кератофировая формации. В последней также присутствуют пачки железистых пород. Бузулукская полоса амфиболитов и амфиболовых гнейсов с пачками железистых пород вытянута меридионально к северу от Никополя.

Все полосы, сложенные конкско-верховцевской серией, представляют собой участки, сохранившиеся от воздействия гранитизации и мигматизации, которые сопровождали формирование гнейсовых куполов.

В строении Приднепровского массива участвуют также и более молодые, таловские граниты с возрастом 1750–1800 млн лет. На севере, в пределах Воронежского выступа фундамента, *располагается продолжение Приднепровского массива. Здесь его слагают* серые мусковит-биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы с маломощными прослоями амфиболитов, амфиболитовых сланцев и ультраосновных пород. Они получили наименование обоянской серии.

Гнейсы обоянской серии, не охваченные более молодым метаморфизмом, имеют возраст около 2500 млн лет [Леоненко и др., 1967], а гнейсы с жилками розовых аплит-пегматитовых гранитов, подвергшиеся позднейшей гранитизации и мигматизации, – 2050 млн лет. Среди них, образуя относительно узкие полосы (часто изогнутые в плане), распространены породы, получившие наименование михайловской серии. Это амфиболиты, амфибол-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с прослоями железистых кварцитов. Эти породы, по-видимому, аналогичны серии основных эффузивов Белозерской, Бузулукской и других полос Украинского щита.

Таким образом, как в южной, так и в северной части Украинско-Воронежского выступа имеются участки, сходные по строению и времени образования. Они могут рассматриваться как части единого древнего массива.

Бугско-Днестровский, или Подольский, массив расположен в западной части Украинского щита и прослеживается под осадочным чехлом до юго-западного края платформы. В его пределах, между Винницей, Хмельницким и средним течением Днестра, в районе Могилева-Подольского, и в долине Буга широко распространены пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы (гранулиты) с подчиненными телами габброидов и гипербазитов, среди которых встречаются высокоглиноземистые гнейсы. Последние смяты в сложные складки преимущественно северо-западного простирания. Породы принадлежат к гранулитовой фации метаморфизма и местами гранитизированы с образованием чарнокитов.

Комплекс пироксен-плагиоклазовых гнейсов и других основных пород многие исследователи рассматривают как архейскую офиолитовую формацию. По мнению Э.Б. Наливкиной [Наливкина, Дьячкова, 1970], они являются выступами базальтового слоя земной коры и имеют древнейший возраст. Вместе с тем возраст их метаморфизма и гранитизации более молодой (2000–2600 млн лет). Это относится и к проплавляющим их так называемым чудново-бердичевским гранитам, возраст которых 2100–2300 млн лет. Эти граниты, несомненно, моложе пироксен-плагиоклазовых гнейсов и чарнокитов, поскольку в них присутствуют ксенолиты этих пород.

Массивы центральной части платформы. Большой архейский массив выделяется по геофизическим данным севернее Бугско-Днестровского в бассейне р. Десны. Он охватывает территорию Северной Украины и прилегающих частей Белоруссии и РСФСР и может быть назван Деснинским.

Три сравнительно небольших удлиненных массива, вытянутых в северо-западном направлении, расположены между полосами гнейсов, метаморфизованных в раннем протерозое. Это Дмитриев-Льговский массив на севере, Ливенский – восточнее и Курский – южнее. Вдоль этих массивов прослеживаются узкие зоны прогибов, заполненные курской железорудной формацией. Далее на восток расположен также вытянутый в северо-западном направлении Тамбовский массив.

Массивы западной части платформы. В западной части платформы по данным бурения выделен ряд более или менее крупных архейских массивов.

В восточной части Польши располагаются Мазовецкий, Добжинский и Поморский массивы, разделенные нижнепротерозойскими узкими складчатыми системами. Юго-восточнее, в Белоруссии, Р.А. Гафаров [1971] выделяет Минско-Пинский массив. На побережье Рижского залива выделены Латвийско-Литовский [Зандер и др., 1967] и Даугавпилсский массивы, а также небольшой массив в районе Лиепаи. По геофизическим материалам и по данным бурения отчетливо прослеживается большой Новгородский массив, имеющий в плане сердцевидную форму и разделяющий здесь Карельскую и Свекофеннскую протерозойские складчатые области.

Массивы восточной части платформы. Архейские массивы, выделяющиеся в районах Горького и Куйбышева (Средневолжский массив), разделяют отдельные ветви протерозойских складчатых систем. В верховьях рек Уфы и Белой выделяется Башкирский массив.

Гнейсовые массивы, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и метаморфизму

Наиболее крупный Кировоград-Житомирский [Рябенко, 1970] массив гнейсов расположен на Украинском щите между Приднепровским и Бугско-Днестровским (Подольским) древними массивами, а также к северу от них. Этот значительный по площади массив сложен в основном тетерево-бугским комплексом гнейсов и мигматитов, образующих интенсивно-складчатые структуры преимущественно северо-западного простирания. Точный возраст этого гнейсового комплекса неизвестен, имеются только данные о его мигматизации и гранитизации в интервале 1700–2000 млн лет. Не исключено, что этот комплекс более древний, скорее всего, позднеархейский. Время формирования массива определяется только возрастом его гранитизации. Породы комплекса в двух местах проплавлены крупными интрузивными телами сложного состава, имеющими возраст 1400–1700 млн лет. Они получили наименование коростенского интрузивного комплекса, который представлен гранитами, близкими к рапакиви, и крупными телами основных пород: габбро, лабрадоритов и др. Одно из этих тел расположено близ Коростеня, другое – у Новомиргорода.

Второй массив – Приазовский – расположен на востоке Украинского щита, близ берега Азовского моря. Он сложен комплексом гнейсов, в основном имеющих меридиональное простирание и прорванных интрузиями щелочных гранитов (мариуполитов), близких по возрасту к коростенским.

Эти два массива значительно увеличивают площадь архейских гнейсовых выступов и при своем формировании в начале протерозоя образовали вместе с ними обширный и сложно построенный остов будущей древней Восточно-Европейской платформы. Он занимает весь юго-западный угол платформы и называется Украинско-Воронежским, или Сарматским, щитом.

Нижнепротерозойские складчатые области

В строении фундамента Восточно-Европейской платформы участвуют нижнепротерозойские складчатые комплексы, слагающие системы геосинклинального типа, а также складчатые и нескладчатые комплексы того же возраста, описываемые ниже и относящиеся к образованиям древнейшего чехла платформенного типа, сформировавшегося на поверхности отдельных массивов.

К геосинклинальным складчатым областям относятся Кольская, Карельская, Свекофеннская, Дальсландская области Балтийского щита. Кроме них, по геофизическим данным и материалам бурения, под чехлом Русской плиты в западной, центральной и восточной ее частях выделяются складчатые системы [Зандер и др., 1967], которые мы объединяем под общим наименованием Камско-Волжской складчатой области.

Карельская, Кольская, Свекофеннская и Камско-Волжская складчатые области подверглись складчатости и метаморфизму примерно одновременно, в эпоху карельской складчатости, около 1850–1800 млн лет назад. Дальсландская область является более молодой. Эти области хорошо обнажены и изучены на Балтийском щите: на Кольском полуострове, в Карелии, Северной Финляндии, Швеции и Южной Норвегии. Волго-Камская система выявлена только под чехлом платформы. Карельская и Кольская области разделены Беломорским архейским массивом, а Свекофеннская и Дальсландская – массивом Юго-Западной Швеции. Между Свекофеннской и Карельской областями протягивается, по-видимому, крупная зона разломов.

Кольская складчатая область располагается в пределах Кольского полуострова к северу от Беломорского массива. Она отделена от последнего крупнейшей зоной глубинного разлома, вдоль которого на юге полуострова известны полосы тектонических брекчий и милонитов, а местами обнаружено надвигание блоков Беломорского массива на породы Кольской складчатой области.

В состав Кольской складчатой области входят две синклинальные зоны, сложенные

толщами нижнего карелия и разделенные срединным массивом Центрального Кольского блока и Понойским горст-антиклинорием. Южная синклинальная зона – Терско-Варзугский синклинорий – протягивается от берега горла Белого моря вдоль р. Варзуги на запад через верховья р. Туломы (южнее Мурманска) и уходит на территорию Финляндии. Северная синклинальная зона – Кейвская – расширена на востоке и сужается к западу, образуя узкую и длинную синклиналь Полмос–Порос. Далее после перерыва она продолжается в районе Мурманска. Южная из этих зон сопровождается крупными наложенными впадинами, заполненными комплексом молассовых отложений среднего протерозоя. На западе, на границе с Финляндией, расположена Печенгская межгорная впадина, а на востоке – длинная Варзугская, частично перекрывающая Терско-Варзугский синклинорий. На севере вся эта система ограничена глубинным разломом, отделяющим ее от Мурманского массива, который занимает всю северную часть полуострова. Он сложен более древним гнейсовым комплексом. Южная и северная синклинальные зоны представляют собой ряд обособленных синклинориев, которые сложены мощными толщами нижнего карелия.

Кейвский синклинорий заполнен серией гранато-биотитовых и амфиболовых гнейсов, образовавшихся за счет мощной толщи терригенных отложений. В основании их залегают конгломераты. Гнейсовая серия прорвана плагиомикроклиновыми гранитами, относимыми Л.Я. Харитоновым к раннепротерозойским. Со следами несогласия на биотитовых гнейсах залегает кейвская серия высокоглиноземистых сланцев, представленная мусковит-кианитовыми, слюдяно-ставролит-гранатовыми сланцами с прослоями кварцитов и отдельными горизонтами, обогащенными кианитом. Высокоглиноземистые сланцы и кварциты представляют собой метаморфизованные каолиновые глины и *кварцевые песчаники и отделены перерывом от гнейсовой серии* [*Бельков, 1963*; Головенок, 1971].

Узкая синклиналь Полмос–Порос заполнена одноименной серией, которая состоит из биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и мощных амфиболитов и метаморфизованных кислых эффузивов, а также ставролитовых, гранатовых и других глиноземистых гнейсов. Радиометрический возраст этих пород соответствует нижнекарельским образованиям[1].

Терско-Варзугский синклинорий приурочен к шовному прогибу на границе Беломорского массива и Кольской складчатой области. В нем преобладало накопление основных вулканитов с подчиненной ролью терригенных толщ. Синклинорий заполнен тундровой серией, состоящей из гнейсов, амфиболитов и глиноземистых сланцев, которые образовались за счет осадочно-вулканогенной толщи большой мощности. Породы залегают круто, образуя сложные складчатые структуры. Они прорваны двумя комплексами интрузий. К ранней группе интрузий относятся основные и ультраосновные согласные и секущие тела (перидотитов, пироксенитов, габбро-перидотитов, габбро-анортозитов и габбро), а также микроклиновые и плагиомикроклиновые граниты и связанные с ними мигматиты. Последние особенно широко распространены в пределах Мурманского и Центрального Кольского массивов и Понойского антиклинория – выступов основания Кольской области. Радиометрический возраст их 2000–2300 млн лет [Шуркин, 1968]. К поздней группе относятся часть основных интрузивных тел и микроклиновые граниты, имеющие возраст 1750–1800 млн лет [Масленников, 1968].

Наложенные Печенгская и Варзугская межгорные впадины заполнены эффузивно-осадочными толщами. Они состоят из основных эффузивов, метадиабазов, мандельштейнов, а также туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и осадочных пород – серицит-биотитовых, хлоритовых сланцев, филлитов, доломитов с известковыми водорослями, аркозов и кварцитов. Реликтовые текстуры, косая слоистость, знаки ряби и следы

[1] Существует, однако, представление, что серия Полмос–Порос является более древней, относящейся к архею (к саамидам), а радиометрический возраст их пород соответствует более поздним процессам метаморфизма [Масленников, 1968].

размыва указывают на крайнюю мелководность условий их отложения. Мощность этих толщ очень велика – до 6000–10 000 м [Сидоренко, Лунева, 1961]. Они относительно слабо дислоцированы, заполняют глубокие депрессии и имеют простое строение.

К интрузиям позднего карелия относятся щелочные граниты и связанные с ними амазонитовые пегматиты.

Развитие Кольской геосинклинальной области происходило на архейском метаморфическом и гранитизированном основании. В развитии ее намечаются, по-видимому, два этапа: 1) более древний, когда формировались толщи гнейсов и кристаллических сланцев геосинклинальных прогибов – Кейвского и Терско-Варзугского; 2) орогенный, когда образовались межгорные впадины и заполняющий их молассовый комплекс осадочных пород и эффузивов.

Первый этап, судя по возрасту интрузивных комплексов, продолжался 2300–1800 млн лет. Развитие второго этапа происходило после рубежа 1750 млн лет.

Карельская складчатая область занимает восточную и северо-восточную части Балтийского щита в пределах Северной Швеции, Восточной Финляндии и Карелии. Она состоит из ряда узких прерывистых зон, сложенных кристаллическими сланцами, метаморфизованными вулканогенными и изверженными породами, которые на основе радиометрических определений относятся к раннему протерозою и имеют возраст 1850–2500 млн лет. Толщи этих метаморфических пород, слагающие отдельные синклинальные зоны, разделенные более древними гнейсами, давно уже выделялись под наименованием сортавальской, ладожской, бергаульской, тунгузской, гимольской, большеозерской, парандовской и других серий. К.О. Кратц [1963], учитывая раннепротерозойский возраст этих серий, включил их в состав карельского геосинклинального комплекса под наименованием нижнего карелия. К верхнему карелию он, как и другие исследователи, относил вышележащий ятулийский комплекс менее метаморфизованных пород, которые несогласно перекрывают нижний карелий. Теперь ятулий относится к элементам раннего платформенного чехла, рассматриваемого ниже, и должен быть исключен из геосинклинального комплекса.

Общая мощность нижнекарельских метаморфических толщ, по данным К.О. Кратца, в разных зонах Карельской складчатой области колеблется от 1000 до 4000 м.

Нижнекарельский геосинклинальный комплекс залегает на гнейсах и гранитах архейского основания. Он образует узкие длинные полосы, в которых метаморфические породы залегают круто и образуют сжатые складки, осложненные разрывами. Эти полосы представляют собой остатки ранее существовавших синклиналей и синклинальных зон, частично уничтоженных размывом и сильно нарушенных последующими дислокациями. Поэтому вместо нормально выраженных синклинальных складок здесь присутствуют отдельные участки крыльев или оконечностей синклиналей, и иногда даже трудно восстановить их первоначальную форму. Их можно объединить в пять главных зон различного простирания:

1. Северо-Финляндская – Восточно-Карельская, вытянутая вдоль края Беломорского массива от верховьев р. Карасйокка в Северной Норвегии до Ветренного Пояса в Карелии.

2. Западно-Карельская, вытянутая в северном направлении от берега Ладожского озера через район Сегозеро до оз. Куйто.

3. Ладожская, Восточно-Финляндская, вытянутая от берега Ладожского озера через Восточную Финляндию, районы Коли, Куопио до Оулу на берегу Ботнического залива. Ответвление этой зоны отходит от района оз. Оулуярви к северо-востоку через район Кусамо, сливаясь затем с первой, северо-восточной зоной карелид.

4. К западу от этого ответвления в пределах Северной Финляндии располагается очень короткая зона, имеющая совершенно другое, широтное простирание. Она включает обширный синклинорий Кеми–Рованиеми к северу от Ботнического залива.

5. Зона шведской Лапландии, вытянутая от берегов Ботнического залива до г. Кируна в почти меридиональном направлении.

В составе нижнекарельского геосинклинального комплекса выделяют серии различ-

ных метаморфических сланцев и эффузивов и сариолийскую серию конгломератов и песчаников большой мощности с пачками эффузивов. Сариолий отделен от нижних серий несогласием и относится к самым низам среднего протерозоя (около 1800 млн лет).

В Западно-Карельской зоне распространены гимольская (нижняя) и большеозерская (верхняя) серии. Нижняя из них состоит из глиноземистых биотитовых и амфиболовых гнейсов, а также графитовых и тальково-хлоритовых сланцев с пачками магнетитовых кварцитов и амфиболитов, составляющих терригенно-вулканогенную железистую формацию. Верхняя серия включает более кислые метаморфические и вулканические породы – лептитовые гнейсы, магнетитовые кварциты, кварц-биотитовые и кварц-серицитовые сланцы, туфопесчаники и туфобрекчии. Как выяснено В.М. Черновым и К.А. Ининой [1967], эти породы формировались в условиях относительно приподнятой области вдоль края Карельско-Финляндского массива, в пределах которого шло накопление терригенных осадков и вулканических толщ кислого состава. С этой зоной связан ряд железорудных районов (Гимольский, Костомукшский и др.). Восточнее зона ограничена, согласно В.М. Чернову и К.А. Ининой, полосой поднятий, а далее располагается следующая геосинклинальная Восточно-Карельская зона с преобладанием интенсивного прогибания и накопления в ней продуктов подводного вулканизма основного состава (амфиболитов, амфиболовых биотит-плагиоклазовых и других гнейсов) и метаморфических сланцев парандовской серии и диабазов, зеленых сланцев, кератофиров тунгузской серии.

На восточной окраине этой зоны, на границе с Беломорским массивом, расположен очень интересный район Ветренного Пояса, в котором эти же серии сопровождаются мощными выступами диабазов, мандельштейнов, метаморфизованных туфобрекчиевых пород, а в верхней части – также ультраосновных пикритовых порфиритов и пироксеновых порфиритов с амфиболизированными диабазами, туффитами и другими продуктами основного магматизма [Богачев и др., 1967; Новикова, 1971].

С нижнекарельским комплексом на отдельных участках связана пирит-пирротиновая минерализация с залежами промышленных руд. На продолжении Восточно-Карельской зоны Северной Финляндии среди нижнекарельских толщ преобладают вулканические образования, в которых известны подушечные лавы, туфы и туфобрекчии, а также яшмовидные кремнистые породы и джеспилитовые железные руды (район Киттиля).

В Ладожской зоне в синклинории у берега Ладожского озера распространена сортавальская серия амфиболитов с прослоями и линзами карбонатных пород [Кратц, 1963]. Выше залегают породы ладожской серии, состоящей из гнейсов и сланцев, которые образовались из толщи ритмично чередующихся песчано-глинистых отложений.

На продолжении этой же зоны в Восточной Финляндии в районе Оутокумпу распространены слюдяные сланцы, филлиты, кварциты, доломиты, сопровождаемые основными и ультраосновными породами – офиолитами. Они прослеживаются в районе севернее Куопио, где их сопровождают глиноземистые сланцы и кордиеритовые гнейсы. Возраст их древнее 1900 млн лет, так как их прорывают граниты, имеющие возраст 1880 млн лет.

В районе оз. Оулуярви в основании карельского комплекса залегают основные вулканические породы. В широтной зоне синклинория Кеми–Рованиеми нижнекарельский комплекс представлен в нижней части спилитами и туфами, сменяющимися кверху кварц-полевошпатовыми сланцами.

Охарактеризованные выше серии нижнекарельского комплекса представляют собой метаморфизованные морские отложения и продукты вулканической деятельности, достаточно типичные для главного этапа геосинклинального развития складчатых областей. Они сопровождаются магматическими телами основного и ультраосновного состава, вероятно связанными с выступами основания земной коры. Это перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро, диориты и тондьемиты. К концу времени формирования нижнекарельских толщ приурочено образование микроклин-плагиоклазовых и

плагиоклазовых гранитов, с которыми связана мигматизация нижнекарельских толщ и их архейского основания. Более поздним является внедрение олигоклаз-микроклиновых гранитов и габбро-перидотитов. Радиологический возраст самых ранних гранитов, согласно данным С.Б. Лобач-Жученко [Герлинг и др., 1965], составляет 2300–2000 млн лет, а более поздних – 1920–1850 млн лет.

Дальнейшее продолжение Карельской складчатой области расположено в шведской Лапландии, в зоне, которая от берега Ботнического залива протягивается в северном направлении. Здесь на гнейсово-гранитном основании (беломорском), имеющем возраст около 2700 млн лет, залегают осадочно-вулканогенные породы, сопровождаемые интрузиями. Эти породы принадлежат к карельскому комплексу и представлены зеленокаменными толщами эффузивов с участием спилитов и туфов, а также филлитовых сланцев, аргиллитов и карбонатных пород (доломитов). Среди них известны железные руды джеспилитового типа, присутствуют и кварциты. Комплекс этих пород смят в складки и прорван интрузиями, несколько различающимися по составу и возрасту. Наиболее древними являются диориты Хапаранда с возрастом 1800 млн лет. Поздние интрузии, так называемые линагранитыи, имеют возраст 1820 млн лет, граниты Ревсунд – 1785 млн лет. Есть также и основные интрузии (габбро). На карельском комплексе с размывом и конгломератом в основании залегает мощная серия, называемая "порфирами Кируна". Она имеет более молодой возраст и будет охарактеризована ниже.

Сариолийская серия Карельской складчатой области развита на более ограниченном пространстве, чем более древние метаморфизованные серии. Она представлена мощной толщей конгломератов, песчаников, эффузивов и туфов. Согласно новым данным В.А. Соколова и др. [1970] и других исследователей, сариолийская серия достигает 600–1500 м мощности и слагает синклинальные прогибы. Основание сариолийской серии несогласно залегает на нижнекарельских складчатых структурах и с размывом – на гнейсово-гранитном основании [Гилярова, 1972]. На поверхности последнего иногда обнаруживаются следы выветривания.

Внизу сариолийской серии преобладают конгломераты, валунные конгломераты, песчаники, аркозы, а выше – диабазовые туфы, диабазы, туфопесчаники, глинистые и хлоритовые сланцы. Известны скопления вулканических бомб.

Сариолийская серия метаморфизована слабее, чем нижнекарельский комплекс, и образует более простые складчатые структуры. Это молассовые отложения, заполняющие отдельные межгорные впадины и соответствующие молассовому или орогенному этапу развития Карельской складчатой области.

В строении Карельской складчатой области нижнекарельский комплекс с его мощными толщами основных эффузивов и терригенных осадков играет роль главного геосинклинального, сариолийская серия является орогенной, или серией заключительного этапа геосинклинального развития. Такое двухъярусное строение карелид, их общая сложная структура, охватывающая широкую полосу, состоящую из многих синклинальных зон, которые разделены антиклинальными зонами и участками срединных массивов, являются достаточно характерными для геосинклинальных областей. Для заключительного этапа типичен и магматизм, выраженный начальным вулканизмом и достаточно характерными порфировыми эффузивами. Конец главного этапа и орогенный этап сопровождаются образованием комплекса гранитоидов, имеющих возраст 1880–1785 млн лет и развитых в пределах Карелии, Финляндии, Швеции.

К югу от Онежского и Ладожского озер Карельская складчатая область скрыта под осадочным чехлом платформы. Судя по отдельным данным бурения и геофизическим материалам, она протягивается к югу в виде трех или даже четырех зон (четвертой очень узкой), сложенных комплексом нижнего карелия и разделенных гнейсо-гранитными массивами. Этим зонам соответствуют хорошо выраженные полосы магнитных аномалий [Зандер и др., 1967], имеющих меридиональное простирание на территории между Новгородом и Вологдой до района оз. Селигер, Калинина и Рыбинска (ныне г. Андропов). Однако далее упомянутых пунктов аномалии резко обрываются и сменяются

широтными магнитными аномалиями, по которым можно судить о том, что здесь Карельская складчатая система заканчивается и сменяется другой с почти перпендикулярно направленными элементами структуры.

Камско-Волжская складчатая область, скрытая под осадочным чехлом центральных частей Восточно-Европейской платформы, имеет в плане форму огромной дуги. Она выявлена в основном по данным изучения магнитных аномалий. Впервые эта область была намечена по широтным полосам аномалий, которые занимают пространство между оз. Селигер и Калинином на севере и районом Вязьмы и Калугой на юге. Н.С. Шатский [1946а] широтные простирания магнитных аномалий фундамента платформы к югу от Москвы рассматривал как элементы простирания Карельской складчатой системы. В.Н. Зандер и др. [1967] связывают их с западной частью полосы нижнепротерозойских (карельских или свекофеннских) складчатых систем, называемых ими Смоленской, Владимиро-Казанской, Мезенско-Камской, Камской и Мезенской. Эти системы образуют вместе дугу, охватывающую с юга, востока и северо-востока Беломорский массив и занимающую северный край платформы. Всю эту дугу, представляющую, видимо, единую складчатую область сложного строения, лучше всего было бы именовать (по названию рек) Днепровско-Волжско-Камско-Мезенской, поскольку она протягивается от верховьев Западной Двины и Днепра через Волгу, верховья Камы и вдоль Мезени. Во избежание таких длинных названий мы именуем ее Камско-Волжской. Перечисленные выше Смоленская, Камская и другие системы составляют лишь ее отдельные отрезки.

Вся эта складчатая область насыщена на отдельных участках магнитными телами различной степени намагниченности, вытянутыми вдоль простирания всей полосы. По-видимому, это основные, ультраосновные и интрузивные породы и амфиболитовые тела. Кроме того, в эту полосу включены многочисленные вытянутые по простиранию мелкие массивы гнейсов (Муромский, Мещерский, Горьковский), а также массивы более молодых гранитоидов.

На севере эта система прогибов, по данным В.Н. Зандера и др. [1967], выклинивается к югу от п-ова Канин и не является непосредственным продолжением Кольской области карелид. Она отделена от последней Мурманским массивом и расположена по отношению к Кольской кулисообразно. На широтном отрезке эта система расширена, и элементы ее северо-западнее Москвы ограничивают меридиональные простирания карельской системы. Такое взаимоотношение позволяет допустить, что Волжско-Камская область моложе Карельской. В то же время хорошо известны случаи торцового сочленения и одновозрастных складчатых областей.

В бассейне верховьев Западной Двины Камско-Волжская складчатая система отклоняется в юго-западном направлении.

От Камско-Волжской системы прогибов в южном направлении отходят две ветви – Башкирская вдоль края платформы, в районе Ижевска (ныне г. Устинов), и Рязано-Саратовская [Зандер и др., 1967] в районе Рязани, вытянутая вдоль Пачелмского авлакогена. Обе они, судя по геофизическим материалам, сливаются с основным стволом Камско-Волжской складчатой области и поэтому могут быть признаны одновозрастными. Рязано-Саратовская и Башкирская ветви, по-видимому, огибают Средневолжский массив и, сливаясь, слагают далее на юго-востоке значительное пространство основания платформы, пока не изученное из-за большой глубины залегания здесь его поверхности.

Свекофеннская складчатая область занимает территорию Западной Финляндии и протягивается через Ботнический залив и Аландские острова в Швецию, в юго-восточную часть Норланда и Вестерботтен. От Карельской Свекофеннская область отделена зоной глубоких разломов, а на юго-западе – гранитным массивом Юго-Западной Швеции, вытянутым в виде узкой полосы с севера на юг. Этот массив по возрасту аналогичен Беломорскому.

Геологические соотношения указывают на более древний возраст системы свекофеннид по отношению к карелидам. Поэтому многочисленные определения радиометри-

ческого возраста, показавшие, что обе системы являются одновременными, оказались неожиданными для большинства финских геологов. По этим определениям, поздние гранитоиды обеих систем имеют сходный возраст в интервале 1880–1730 млн лет. Одновозрастны в них также процессы метаморфизма. Одинаковым является и возраст прорывающих их посторогенных гранитов-рапакиви – 1650–1620 млн лет.

Вместе с тем в строении этих систем намечаются существенные различия. Свекофеннская система состоит из ряда сильно изгибающихся в плане синклинальных зон, разделенных крупными массивами. Всего выделяется до четырех главных синклинальных зон свекофеннских пород в Швеции и две – в Финляндии, из которых одна явно является продолжением полосы Центральной Швеции. Кроме того, ряд значительных более мелких полос широтного простирания располагается среди гранитов Смоланда в Южной Швеции.

Наиболее изученной и типичной является зона свекофеннид Центральной Швеции. Она образует в плане дугу, простирающуюся в районе Стокгольма и оз. Меларен в широтном направлении и затем на западе резко отгибающуюся к северу и северо-западу, уходя в южный Норланд. Согласно данным сводной работы П. Гейера [1967], эту зону слагает мощная лептитовая формация. Нижняя часть ее представлена преимущественно кислыми вулканическими породами, лептитами, чередующимися с известняковыми и доломитовыми мраморами, и железорудными пачками, состоящими из полосчатых железистых кварцитов. Верхняя часть состоит из граувакковых песчаников и глинистых пород (сланцы Грютхюттэн), иногда графитистых сланцев. В районе оз. Меларен вулканические излияния образуют только пачки пород основного и среднего состава, а главная роль принадлежит грауваккам и сланцам. Все эти породы в результате сильного метаморфизма превращены в гнейсы. Они слагают крупный синклинорий Меларен, который с юга, запада и севера окаймляется Свеаландским антиклинорием. В антиклинории выступают кислые эффузивы с прослоями железных руд и карбонатных пород. На лептитовой формации с резкими следами несогласия залегают конгломераты Элвестроп, сохранившиеся на небольших участках.

Лептитовая формация сопровождается раннесвекофеннскими гранитоидами, образование которых происходило одновременно со складчатостью. Они представляют собой гнейсовые граниты, образующие крупные тела, в которых граниты представлены разными типами. Присутствуют также габбро, являющиеся наиболее ранними внедрениями. Раннесвекофеннские гранитоиды с возрастом около 1880 млн лет участвуют в строении складчатых структур свекофеннид, имея одинаковую общую ориентировку интрузивных тел и структурных элементов. С ними также связан метасоматоз пород лептитовой формации.

Позднее образовался второй комплекс позднесвекофеннских гранитоидов, которые имеют секущий характер по отношению к складчатым структурам и массивам раннесвекофеннских гранитоидов и образуют как небольшие тела и дайки, так и огромные батолиты. С ними связана мигматизация многих участков и значительных площадей свекофеннид, а также образование так называемых венитовых гнейсов. В последних вещество кислого состава, в частности пегматитовое, в виде прожилков пронизывает всю толщу пород, которые образуют нередко сильно деформированные, как бы гофрированные текстуры. В венитовые гнейсы превращены породы лептитовой серии на значительных участках к югу от оз. Меларен и на севере Центральной Швеции близ Евле. Позднесвекофеннские гранитоиды центральной части Швеции имеют радиометрический возраст 1730–1800 млн лет, что и определяет время окончания складчатости и гранитизации свекофеннид.

Севернее, в юго-восточном Норланде, в зоне шириной до 300 км свекофеннский комплекс имеет несколько другой состав, чем в Центральной Швеции. Здесь в основании разреза залегают базальные кварциты Наггем, а выше – толща граувакк и кварцито-песчаников, чередующихся с основными эффузивами. Эти породы гранитизированы, как и в Центральной Швеции, и также сопровождаются двумя формациями гранитоидов – ранними и поздними.

Третья полоса свекофеннид, расположенная в северном Норланде вдоль границы с карелидами, вытянута вдоль р. Шеллефте-Эльв. Здесь распространена вулканическая серия, представленная основными, средними и кислыми эффузивами, чередующимися с относительно слабо метаморфизованными осадочными породами, филлитами, граувакками. Выше с несогласием [Гейер, 1967] залегает филлитовая серия Эльваберг, сложенная в основании конгломератами Варгфорс. Она содержит графитистые сланцы и несколько горизонтов известняков. Еще выше залегает вторая вулканическая серия. Все эти породы смяты в складки, образуя структуры, вытянутые в почти меридиональном направлении. Их прорывают гранитоиды Иорн, соответствующие раннесвекофеннским, а также комплекс интрузий Хапаранда, включающий габброидные породы, диориты и гранодиориты. Они внедрены одновременно со складчатостью и имеют возраст 1880 млн лет. Более поздняя формация калиевых порфировидных гранитов Ревсунд сопровождается телами пегматитов и в отдельных районах – сильной мигматизацией. *Пегматитовые тела, связанные с гранитами Ревсунд (поздней генерации)*[1], имеют радиометрический возраст 1785 млн лет [Велин, 1972], что соответствует приблизительно возрасту позднесвекофеннских гранитов Центральной Швеции.

На эти породы несогласно налегает серия конгломератов, граувакк, аркозов, песчаников и алевролитов серии Варгфорс, которые сопровождаются интрузиями рогово-обманковых гранитов Сорселе и сиенитами. Возраст гранитов Сорселе 1535 млн лет, сиенитов – 1565 млн лет.

Свекофенниды центральной полосы Швеции переходят через Аландские острова в Юго-Западную Финляндию. Здесь они образуют сложно построенную систему складок широтного простирания. Породы этой полосы сильно метаморфизованы и местами превращены в венитовые гнейсы. Вместе с тем среди них сохранились и участки с относительно слабой метаморфизацией, как, например, в районе Тампере, описанном еще И.И. Седерхольмом [Sederholm, 1899], где им были выделены и охарактеризованы филлиты и полосчатые пелиты, сохранившие все особенности осадочных пород[2].

В строении Южно-Финляндской полосы свекофеннид выделяются два синклинория: Идеярви на севере, в районе Тампере, и Гамелла на юге, разделенные антиклинорием Хеме. Согласно данным А.Симонена [1963], в основании разреза слагающих их метаморфических толщ залегают кварциты Тиирисмаа и Кикала. Это эпидотовые и силлиманитовые кварциты, сопровождаемые конгломератами. Выше они сменяются толщей гнейсов. Значительную роль в строении этой толщи играют лептиты и граувакковые сланцы. В средней части разреза преобладают основные вулканические породы, подчиненную роль играют осадочные. Самые верхи представлены преимущественно глинистыми толщами, превращенными в кинцигиты. Общая мощность разреза этих отложений достигает 8000 м.

В синклинории Идеярви породы значительно слабее метаморфизованы. Нижнюю часть разреза, впервые описанного И.И. Седерхольмом, слагают филлиты, кварцевые *песчаники и слюдяные сланцы, образовавшиеся из тонкослоистых глинистых пород* и граувакк, достигающих более 3000 м мощности. Выше залегают аркозы и кислые пирокластические образования, а также вулканические породы. Их перекрывает конгломерато-песчанистая толща с основными и средними вулканическими образованиями мощностью более 1000 м.

С юга Южно-Финляндскую зону ограничивает Южно-Финляндский гранитный массив, разделенный на отдельные части полосами чарнокитов западного Усима. Граниты, по-видимому, представляют собой блоки или части древнего гнейсового комплекса, которые подверглись позднесвекофеннской гранитизации. Радиометрический возраст гранитов 1750–1850 млн лет.

К северу от Южно-Финляндской полосы располагается Центрально-Финляндский

---

[1] Выше упомянуты граниты Ревсунд ранней генерации с возрастом около 1880 млн лет.

[2] И.И. Седерхольм выделил их в особую ботническую формацию, или систему.

гранитный массив. Он имеет неправильно сердцевидную в плане форму, занимает всю среднюю часть страны и достигает 250 км в поперечнике. По периферии массива преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, трондьемиты, диориты и габброиды. Эти образования относятся к раннесвекофеннским (1880–1900 млн лет), возникшим одновременно со складчатостью. Центральную часть массива слагают позднесвекофеннские разнообразные, большей частью огнейсованные гранитоиды с возрастом моложе 1775 млн лет.

К северо-западу от этого гранитного массива располагается Западно-Финляндская полоса свекофеннид, которая отделяет упомянутый массив от гранитного массива Васа. Эта полоса представляет синклинорий, изогнутый S-образно и вытянутый от берега Ботнического залива у Коренеса до Кокколы. Его образуют в основном глиноземистые сланцы и кинцигиты. Имеется несколько выходов магнетитовых и родонитсодержащих кварцитов, залегающих, по-видимому, в основании разреза и представляющих реликты, сохранившиеся при гранитизации.

Гранитный массив Васа, расположенный на берегу Ботнического залива близ одноименного города, представлен гранитами, относящимися к позднесвекофеннским. Он образовался в результате процессов гранитизации и метасоматоза.

Продолжение Свекофеннской складчатой области, по данным геофизических исследований [Зандер и др., 1967], можно наметить к югу от Финского залива и юго-восточнее Риги. Подтверждением этого служит не только простирание складчатых полос на прямом продолжении свекофеннской зоны Центральной Швеции, но и состав пород, вскрытых скважинами в Эстонии [Кууспалу, Побул, 1964]. Здесь развиты высокоглиноземистые и сильно микроклинизированные гнейсы, а также другие породы, часто присутствующие в составе свекофеннского комплекса. Вскрытый в районе Таллина массив микроклиновых гранитов имеет типичный для свекофеннид состав, возраст его 1760 млн лет. Ветви свекофеннид охватывают Даугавпилсский массив, который, как и Таллинский, представляет собой участок их гранитизированного основания.

Можно выделить три полосы с характерными для свекофеннид изменчивыми простираниями пород. Самая широкая из них протягивается от Сааремаа в широтном направлении и затем в виде пологой дуги поворачивает к югу, достигая на юго-востоке Пскова, Острова и Опочки. На юго-западе эта полоса ограничена Даугавпилсским гранитным массивом, на северо-востоке – Новгородским архейским массивом. Вторая полоса идет параллельно первой вдоль побережья Эстонии в районе Палдиски, а затем огибает с севера Новгородский массив. Третья полоса, самая западная, протягивается от Пярну вдоль берега Рижского залива на юг. Она отделена от первой полосы Даугавпилсским гранитным массивом.

Даугавпилсский гранитный массив, расположенный между ветвями свекофеннских систем, сходен по строению и возрасту с Центрально-Финляндским и другими массивами области свекофеннид.

Свекофеннская складчатая область в пределах Центральной Швеции и Финляндии характеризуется широким развитием мощнейших толщ лептитовой формации, подвергшихся интенсивной складчатости, глубокому метаморфизму и гранитизации. Несмотря на преобладание в них кислых эффузивов (лептитов), большинство последователей считают их геосинклинальными образованиями. На севере Норвегии, в провинции Норботтен, на границе с Карельской складчатой областью большое значение приобретают зеленокаменные породы, спилиты, сопровождаемые интрузивным комплексом Хапаранда. Вместе с тем обращают на себя внимание существенные различия Свекофеннской и Карельской складчатых областей.

Нижнекарельский комплекс с преобладанием основных эффузивов и терригенных толщ в формационном отношении более сходен с типичным геосинклинальным, чем лептитовая формация. Кроме того, несомненным является очень слабое развитие орогенного комплекса в Свекофеннской геосинклинальной области. К этому комплексу можно отнести распространенные лишь местами песчано-конгломератовые формации, примерами которых являются конгломераты Эльвас, песчаники и аркозы серии Варг-

форс и, возможно, филлитовая серия Эльваберг. Сариолийский комплекс орогенных образований Карельской складчатой области также имеет ограниченное распространение, но все же развит, видимо, шире. Еще И.И. Седерхольм указал на отсутствие в Свекофеннской складчатой области элементов неизмененного складчатого метаморфического основания, на котором развивалась эта область. Между отдельными петлями и дугами свекофеннид расположены обширные массивы позднесвекофеннских гранитов, более молодых, чем окаймляющие их зоны (Центрально-Финляндский, Васа, Смоланд на юге Швеции и др.). Эти граниты образуют также секущие тела, дайки и батолиты. Именно с ними связано образование венитовых гнейсов с их характерной текстурой, а также мигматизация многих участков и значительных площадей свекофеннид. В их пределах существуют лишь изолированные среди гранитов участки, блоки и ксенолиты гнейсов, мигматитов и других метаморфических пород, которые в последние годы принимаются за остатки основания [Велин, 1972], подвергшегося значительной мигматизации и гранитизации. Э. Велин [1972] оценивает возраст этих досвекофеннских пород в 2600 млн лет. По-видимому, по возрасту они близки к беломорскому комплексу. Таким образом, основание свекофеннид было сильно переработано позднейшей гранитизацией.

Исключительно широкое проявление гранитизации в Свекофеннской складчатой области является ее важнейшей особенностью. С гранитизацией связано формирование грандиозных массивов гранитоидов, таких, как Центрально-Финляндский и другие, а также глубокий метаморфизм, проявившийся неравномерно. Процессы гранитизации и мигматизации здесь имели гигантские масштабы. Это и привело, вероятно, к почти полному исчезновению древнего основания в Свекофеннской области. Все это указывает на известные особенности Свекофеннской складчатой области и на отличие ее от других докембрийских геосинклинальных областей. Многие исследователи пытались найти объяснение этого своеобразия, особенно после того, когда выяснилась одновременность гранитизации и метаморфизма Свекофеннской и Карельской областей.

Суммируя приведенные данные о строении Свекофеннской складчатой области и особенностях ее метаморфических толщ и гранитизации, можно высказать предположение, что лептитовая формация свекофеннид первоначально заполняла систему более или менее глубоких геосинклинальных впадин, возникших на поверхности древнего кристаллического массива, разделенных его выступами, с которых шел снос обломочного материала. В этих впадинах и произошло накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ лептитовой формации. Эти толщи были захвачены складчатостью одновременно с внедрением комплекса раннесвекофеннских гранитоидов, а затем подверглись гранитизации с образованием позднесвекофеннских гранитов. По возрасту эти гранитоиды были одновременными с окончанием формирования Карельской складчатой области.

Нижне- и среднепротерозойские складчатые области, подвергшиеся позднепротерозойской гранитизации и метаморфизму

К нижне- и среднепротерозойским складчатым областям, подвергшимся позднепротерозойской гранитизации и метаморфизму, относится район Кируны в Северной Швеции, Готский массив Южной Швеции, Дальсландская область Юго-Западной Швеции к западу от оз. Венерн и область Телемарк в Южной Норвегии, а также область, расположенная у края Восточно-Европейской платформы в пределах Белоруссии.

В районе Кируны (север Балтийского щита) развиты образования юго-западной ветви карельского комплекса, протягивающейся из Финляндии, а южнее – образования свекофеннского комплекса и прорывающие их ранние и поздние гранитоиды с возрастом соответственно 1900 и 1775 млн лет. На их размытую поверхность, по данным Н. Магнуссона [1963], Э. Велина [1972] и других исследователей, несогласно ложится мощная толща так называемых порфиров Кируна. В основании ее залегают лавы и

туфы, диабазы и вулканические конгломераты с прослоями граувакк и туфов. Выше прослеживаются сиенит-порфиры, кератофиры, содержащие бедную вкрапленность магнетита и апатита. На них располагается главное рудное тело железорудных месторождений [Формозова, 1965]. Перекрываются эти отложения красными кварцевыми порфирами и кератофирами, залегающими спокойно и образующими пологие складки, осложненные разрывами. Мощность их до 1600 м. Среди многочисленных и богатых железорудных месторождений известны месторождения Кируна и Елливаре, представленные магнетитовыми телами с обильным содержанием апатита.

Согласно Э. Велину, порфиры Кируна образовались в интервале 1725–1600 млн лет, т.е. относятся к среднему протерозою. Их сопровождает комплекс интрузивных тел, которые слагают большие гранитоидные массивы. Среди них есть граниты с возрастом 1725, 1670, 1635, 1605, 1540 млн лет и сиениты с возрастом 1565 млн лет [Велин, 1972].

По взаимоотношению этих интрузий с разными горизонтами порфиров Кируна установлено, что возраст последних неодинаков для разных частей серии. Нижние горизонты имеют возраст около 1725 млн лет, более высокие – 1670 млн лет, а самые верхние – 1605 млн лет.

Серия Кируна перекрыта серией Вакко (Хаупе), состоящей из кварцитов, конгломератов и филлитов, и образует самый верхний комплекс шведской Лапландии. Серия Вакко сопровождается интрузиями гранитоидов и габбро с возрастом 1540–1665 млн лет. Присутствуют также интрузии гранита, похожие на древний линогранит, но имеющие возраст 1540 млн лет.

Как видно, пограничные области свекофеннских и карельских складчатых систем в Северной Швеции подверглись значительной, более молодой интенсивной гранитизации в среднем и начале позднего протерозоя в интервале 1725–1540 млн лет. Этот процесс сопровождался мощными вулканическими излияниями серии Кируна.

Готский массив Южной Швеции расположен к югу от области типичного распространения свекофеннид в Свеаланде и занимает территорию всей юго-восточной части страны. Этот массив имеет более молодой возраст гранитизации по сравнению со свекофеннскими гранитоидами. Он сложен среднезернистыми рогово-обманковыми гранитами, в которых плагиоклаз преобладает над микроклином, а также красными микроклиновыми гранитами. Граниты сопровождаются многочисленными телами пегматитов. Описываемый массив занимает огромную территорию, и внутри него расположено более десятка участков и узких, иногда прерывистых полос метаморфических пород. Значительная часть этих пород является, несомненно, более древней, чем граниты. Так, кварциты Вестервик, распространенные на отдельных участках восточного побережья, образуют ксенолиты среди гранитов и, очевидно, древнее их. Кварциты, конгломератовидные кварциты и гнейсы также представляют собой останцы, сохранившиеся среди окружающих их гранитов. По-видимому, эти гнейсы и кварциты Вестервик должны быть отнесены к остаткам свекофеннских образований.

Иной возраст имеют кислые эффузивы, так называемые порфиры Смоланд. Они распространены среди гранитов в виде относительно узких полос широтного и востоко-юго-восточного простирания. Это метаморфизованные породы, в которых при удалении от контактов с гранитами сохранились участки, относительно слабо метаморфизованные. По этим участкам можно установить, что по происхождению они представляют собой игнимбриты и лавы риолитового, дацитового и андезитового состава [Гейер, 1967].

Считается, что эти породы генетически связаны с гранитами и образовались после ранних фаз их внедрения, но подверглись метаморфизму поздних фаз гранитизации. Порфиры Смоланд и готские граниты шведские геологи относят к особой возрастной группе готских образований. Их считают более поздними, чем свекофеннские, и часто рассматривают как связанные с особым "готским циклом" складчатости и магматизма. Данные определения радиометрического возраста готских порфиров Смоланд дают величины в интервале 1750–1600 млн лет, возраст гранитов – 1750–1450 млн лет (по Э. Велину). Г. Оберг [Aberg, 1971] определяет их возраст в 1700 млн лет. Таким

образом, эти данные подтверждают более молодой, чем свекофеннский, возраст готских магматических пород. Вместе с тем в области их распространения отсутствуют какие-либо осадочно-метаморфические комплексы, которые могли бы быть следами одновозрастных готских геосинклинальных образований. Имеются лишь упомянутые остатки более древних кварцитов и гнейсов. Готская эпоха, очевидно, проявлялась не в развитии геосинклинальных систем, а в очень широких процессах вулканизма и гранитизации. Поэтому Готский гранитный массив вместе с эффузивными толщами (порфиров Смоланд) приходится считать не самостоятельной складчатой системой, а лишь частью Свекофеннской складчатой области, которая отличается от типичных свекофеннид более поздними проявлениями процессов гранитизации и развитием сопровождающих ее процессов вулканизма в среднем (1700 млн лет) или в начале позднего (1450 млн лет) протерозоя.

Дальсландская складчатая область располагается к западу от массива Юго-Западной Швеции и оз. Венерн и охватывает Южную Норвегию. Складчатые структуры этой области плохо сохранились из-за широкого проявления более молодой гранитизации. Согласно данным П. Гейера [1967], наиболее древним комплексом этой системы является формация Омоль, представленная метаморфизованными вулканическими породами кислого и среднего состава, а также полевошпатовыми кварцитами и конгломератами. Контакт этой формации с гнейсовым комплексом несогласный или тектонический. Однако есть данные о местном согласном залегании *этих пород в синклинали Гильберга на выветрелой поверхности гнейсов, которая позднее* подверглась метаморфизации и гранитизации, как и вся формация Омоль. Граниты, пронизывающие и замещающие эту формацию, распространены очень широко.

Несогласно на формацию Омоль налегает серия Стура-Ле-Марстранд, состоящая из сильно метаморфизованных кварцитов, сланцев, вулканических пород с подчиненными телами интрузивных гнейсо-гранитов. Серия Стура-Ле-Марстранд слагает довольно широкую полосу, вытянутую вдоль побережья Скаггерака, и прибрежные острова, а на севере уходит в пределы Норвегии и скрывается под грабен Осло. Шведские геологи относят комплекс Омоль и серию Стура-Ле-Марстранд к готским образованиям, которые по стратиграфическому и возрастному положению моложе свекофеннских.

К западу от оз. Венерн на породы формации Омоль резко несогласно налегают породы дальсландского комплекса, слагающие широкую синклиналь, вытянутую с севера на юг. В состав этого комплекса входят две серии: 1) базальная серия Киппебо, состоящая из конгломератов, граувакк и кварцитовых песчаников с пачками риолитов; 2) верхняя — собственно дальсландская, состоящая из аркозов, конгломератов, кварцевых песчаников, кварцитов, сланцев, а также основных эффузивов. Общая мощность этой серии около 2000 м. Дальсландский комплекс представляет собой типичную молассовую формацию, слагающую характерную синклинальную структуру типа впадин орогенного этапа геосинклинального развития. Возраст этого комплекса и слагаемой им синклинальной впадины определяется по возрасту расположенного западнее гранитного массива Бохус. Серия даек пегматитов и аплитов и мелкие штоки *гранитов Бохус прорывают осадочные породы дальсландского комплекса. Радиометр*ический возраст даек по свинцовому методу равен 950 млн лет, а гранитов Бохус, по последним данным, 1010 млн лет. Таким образом, окончание формирования дальсландского комплекса, осложняющих его складок и прорывающих интрузивных тел гранитов Бохус датируется временем около 1000 млн лет назад.

Складчатые комплексы этого возраста в соответствии с решением редакционной коллегии Международной тектонической карты Европы (2-е изд.) и рекомендацией коллоквиума по тектоническому расчленению Балтийского щита было предложено именовать дальсландскими.

Такой же возраст имеют формация Телемарк, сопровождающие ее граниты и другие магматогенные образования Южной Норвегии. В этой части Норвегии западнее и восточнее грабена Осло широко развит комплекс разнообразных гнейсов, гранитизированных гнейсов, гранитов, пегматитов, высококристаллических сланцев и амфи-

болитов. Формирование этих пород происходило в условиях глубинного регионального метаморфизма при широком развитии процессов гранитизации. Граниты здесь тесно связаны постепенными переходами с вмещающими гнейсами и вместе с тем сопровождаются интрузивными гранитами, отличающимися по текстуре и образующими обособленные тела (посторогенные граниты). Амфиболиты формируют пластовые тела и линзы, согласные с вмещающими породами. На крайнем юго-западе Норвегии в Ругаланне они сопровождаются сложным магматогенным массивом основных пород – анортозитов, исследованных П. Мишо [Michot, 1961].

Среди сплошного поля гнейсов и магматических образований в районе Телемарка располагается участок осадочных и вулканических образований, а также пород, подвергшихся слабой гранитизации. Эта толща (формация Телемарк) достигает мощности 400 м и разделяется на три серии [Барт, Рейтан, 1967]. Первая состоит из кислых туфов и лав, а также агломератов, порфиритов и основных лав. Вторая, залегающая несогласно на нижней, начинается конгломератами, мощными кварцитами (до 800 м), а затем аспидными сланцами (местами с магнетитом) и филлитами. Выше залегают известковистые песчаники, кварциты и филлиты. Третья серия снова с несогласием и конгломератами в основании налегает на предыдущую и представлена кварцевыми сланцами, основными кислыми эффузивами, а в верхних горизонтах иногда мраморами. В этой серии известны строматолиты.

В тектоническом отношении формация Телемарк слагает широкую, неправильной формы синклиналь, осложненную дополнительными складками и круто оборванную с юга. По характеру структуры и общему составу пород формация Телемарк, по-видимому, является орогенным комплексом складчатой области, следы основания и геосинклинальный характер которой не сохранились из-за сплошной гранитизации. Возраст процессов метаморфизма и гранитизации 800–1100 млн лет, т.е. вполне соответствует возрасту гранитов Бохус и комплексу Дальсланд.

Таким образом, значительная часть Балтийского щита к западу от гнейсового массива Юго-Западной Швеции должна быть отнесена по возрасту гранитизации к образованиям относительно молодым.

К сожалению, для пород складчатого фундамента Дании, вскрытых скважинами (роговообманковые и биотитовые гнейсы), а также для гнейсов и гранитов, обнажающихся на о-ве Борнхольм, нет данных радиометрического возраста.

Дальсландскую складчатую систему по возрасту гранитизации принимают за относительно молодую, позднепротерозойскую. Однако следует иметь в виду, что возраст гранитизации не означает еще возраста самих осадочных толщ, которые подверглись гранитизации и могут быть более древними. Можно высказать предположение, что комплекс Дальсланд и формация Телемарк являются частями раннепротерозойской геосинклинальной области, подобной Карельской, с типичными для них орогенными комплексами, которые подверглись только более молодой гранитизации с внедрением гранитов Бохус.

Протерозойская складчатая область на территории Белоруссии протягивается из центральных районов Восточно-Европейской платформы и представляет собой оконечность нижнепротерозойской Камско-Волжской складчатой области [Пап, 1965; Гафаров, 1971]. По данным радиометрического возраста слагающих ее пород, возраст ее гранитизации и метаморфизма здесь значительно моложе, чем в более восточных районах.

В пределах этой полосы в Белоруссии, по данным А.М. Папа [1965], метаморфический комплекс представлен биотитовыми гнейсами с пачками роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов, а также гиперстеновыми гнейсами, содержащими гранат и силлиманит. С амфиболовыми гнейсами и телами габбро и габбро-норитов связаны мелкие линейные магнитные аномалии, образующие узкие полосы. Радиометрические определения возраста гнейсов этого комплекса по скважинам в Белоруссии показывают следующие значения: 1440 млн лет (Глебовичи), 1510 (Сморгань), 1000 (Красное), 1275 (Ждановичи), 1410–1290 (Барчай), 1410 (Крынок), 1310 (Со-

кулка, Rb-Sr метод), а гранитов – 1340 (Мосты) и 1374 (Кривичи) млн лет. На основании этих определений А.М. Пап приходит к выводу о позднепротерозойском возрасте пород, относя их к готидам. Авторы сводки по строению фундамента Восточно-Европейской платформы [Зандер и др., 1967] предположительно относят всю рассматриваемую полосу к готской системе.

Таким образом, имеются основания для отнесения этой части фундамента платформы к областям с наиболее молодым возрастом метаморфизма фундамента. По-видимому, это продолжение нижнепротерозойской Камско-Волжской складчатой области, но подвергшееся процессам позднепротерозойской гранитизации и метаморфизма.

Обращает на себя внимание тот факт, что все упомянутые области с омоложенной гранитизацией фундамента располагаются по соседству с западным краем Восточно-Европейской платформы, вблизи ее границы с верхнепротерозойской складчатой областью Центральной Европы. Вероятно, эта молодая гранитизация связана с верхнепротерозойской геосинклинальной областью Центральной Европы, окаймляющей край древней платформы.

Нижнепротерозойский комплекс чехла архейских массивов

Многие метаморфизированные и гранитизированные архейские массивы были покрыты в начале и середине протерозоя отложениями чехла значительной мощности. Наиболее древние платформенные образования, относящиеся к нижнему протерозою, заполняют систему грабенообразных впадин (палеоавлакогенов) Украинско-Воронежского архейского массива. Это хорошо известные Криворожская и Курская системы впадин, которые протягиваются на значительном протяжении в виде узких трогов в почти меридиональном направлении.

В пределах украинской части щита хорошо выражены две зоны трогов – Криворожская и Орехово-Павлоградская. Первая представляет собой ряд резко асимметричных приразломных впадин, ограниченных с одной стороны крупнейшим Криворожским разломом; вторая состоит также из нескольких трогов, протягивающихся на востоке щита. В.А. Рябенко [1970] выделяет еще две – Брусиловскую и Гадьновско-Бугскую синклинальные зоны, однако последние сложены более глубоко метаморфизованными породами и, вероятно, имеют более древний возраст и, следовательно, играют иную роль в строении фундамента платформы.

Криворожская система приразломных впадин заполнена серией метаморфизованных осадочных пород, в которой выделяют три свиты. Нижняя представлена конгломератами, песчаниками, аркозами и серицит-хлоритовыми и другими сланцами, залегающими с размывом на подстилающих породах. В гальке конгломератов присутствуют амфиболиты и железистые кварциты, вымытые из нижнеархейской конкско-верховцевской серии [Рябенко, 1970] и гранитов Приднепровья. Средняя свита сложена железистыми кварцитами и джеспилитами, переслаивающимися с аспидно-хлоритовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Верхняя свита кварц-биотитовых и графитовых сланцев и песчаников распространена не только в трогах, но и на более широкой площади за их пределами.

Г.И. Каляев [1969] и В.А. Рябенко [1970] считают, что железорудные горизонты средней свиты криворожской серии образовались в результате размыва и переотложения железистых пород конкско-верховцевской серии архея. Конгломерат в основании криворожской серии имеет возраст, согласно определениям по свинцовому методу, 2600 млн лет, вышележащие сланцы – 2300 млн лет.

На продолжении Криворожской и Орехово-Павлоградской троговых зон к северу, в пределах воронежско-курской части архейского массива, располагаются такие же узкие шовные троги, заполненные нижнепротерозойскими породами курской серии. Последняя, как и криворожская, разделяется на две свиты. Нижняя, песчанико-сланцевая, включает в основании гравелиты и конгломераты, которые с размывом и несогласием налегают на подстилающие архейские породы. В верхней части преобладают кварц-

мусковитовые, андалузито-мусковитовые и другие сланцы. Верхняя свита – железорудная – состоит из двух железорудных пачек, разделенных кварц-биотитовыми и слюдяными, иногда гранат-биотитовыми сланцами, песчаниками и кварцитами. Железорудные пачки представлены железистыми кварцитами, состоящими из магнетитовых и железо-слюдо-магнетитовых, силикатно-магнетитовых пород.

После формирования этой серии произошло внедрение серых плагиоклазовых гранитов. Их возраст 2185–2200 млн лет [Голивкин, Романщак, 1970]. Курскую серию с размывом перекрывает оскольская серия сланцев и карбонатных пород, не содержащая железных руд. Эта серия распространена на более широкой площади. С ней связаны кислые и основные эффузивы тимской свиты. Еще более молодыми являются эффузивные породы воронцовской серии. Последняя слагает широкую полосу меридионального простирания, в пределах которой она дислоцирована и ограничена большой зоной разломов. Эффузивы воронцовской серии сопровождаются многочисленными основными и ультраосновными интрузиями.

Среднепротерозойский комплекс древнего (протоплатформенного) чехла

Среди образований среднепротерозойского древнего чехла Восточно-Европейской платформы наиболее широко распространены отложения ятулийского комплекса (ятулия) Карелии и связанная с ним суйсарская вулканическая серия. Кроме того, к среднепротерозойским отложениям чехла относится вепский комплекс петрозаводских и шокшинских песчаников на побережье Онежского озера, а также охарактеризованный выше вулканический комплекс порфиров Кируна в Северной Швеции и более молодая серия Ваккo.

Ятулийский комплекс и суйсарская серия. Наименование "ятулий" этим отложениям было дано И.И. Седерхольмом [Sederholm, 1899] по названию мифического племени великанов ятулов. Впоследствии П. Эскола [Escola, 1918] ятулий был включен в карельскую систему, а затем его стали относить к верхним горизонтам карелия. Благодаря исследованиям М.А. Гиляровой, Л.Я. Харитонова, К.О. Кратца и других геологов выяснилось большое различие в строении нижнего и верхнего карелия (ятулия), в условиях их залегания, метаморфизма и истории формирования.

В последние годы ятулий Карелии был очень детально и обстоятельно исследован В.А. Соколовым, Л.П. Галдобиной, А.В. Рыжевым, Ю.И. Сацуком, А.П. Световым, К.И. Хайсканеном [1970], причем ими были выяснены условия осадконакопления осадочной толщи ятулия, изучены сопровождавший ее вулканизм и складчатость. Эти исследователи пришли к выводу о наличии очень резкого несогласия и различий в степени метаморфизма между нижним карелием и сариолием, с одной стороны, и ятулием – с другой, а также о необходимости относить их к различным комплексам: нижний карелий и сариолий – к геосинклинальному нижнему протерозою, а ятулий – к платформенным образованиям среднего протерозоя. Ятулий Карелии имеет возраст 1700–1850 млн лет.

Ятулийский комплекс делится на две серии – сегозерскую и онежскую. Первая представлена песчаниками, глинистыми и вулканогенными породами. Вторая серия особенно широко распространена в районе Онежского озера, где представлена толщей чередующихся песчаников, глинистых и черных углисто-кремнистых пород (шунгитов) с прослоями доломитов и известняков общей мощностью до 700 м. С ними связаны прослои с большим содержанием в породах органического углерода (шунгитовые сланцы). Доломиты иногда содержат строматолиты. Общая мощность ятулия достигает 1200 м.

В Восточной Финляндии ятулий представлен филлитами, слюдяными сланцами и кварцитами. Они образуют узкую длинную синклиналь, вытянутую вдоль сбросовой зоны оз. Янисъярви, а затем протягиваются на 100–120 км к северо-западу до берегов оз. Пиелисъярви, слагая здесь более широкую впадину.

Западнее, близ Сутокумпу, широко распространены тонкосланцеватые филлиты, образовавшиеся, согласно выводам Х.О. Вяюрюнена [1939], из флишеподобных отложений, присутствуют также черные сланцы и кварциты.

Вышележащая суйсарская серия представлена главным образом эффузивными породами. Она распространена в двух районах: в Прионежской впадине и Ветреном Поясе (на востоке Карелии). В ее состав входят диабазы, пикритовые порфириты, туфы, туфопесчаники, кремнистые сланцы и другие породы. Мощность 1000 м.

Ятулийский комплекс и суйсарская серия залегают спокойно, образуя лишь местами крутые складки и флексуры вдоль систем разломов. Они сопровождаются интрузивными породами, из которых наиболее ранними являются пластовые тела диабазов, габбро-диабазов, а также ультраосновных пород (серпентинизированных перидотитов). С диабазами местами связаны промышленные скопления титаномагнетита. В Восточно-Карельской зоне (Ветренный Пояс) встречаются сложные дифференцированные массивы основных (габбро) и ультраосновных пород.

После отложения толщ ятулийского и суйсарского комплексов произошло внедрение своеобразных гранитов-рапакиви. Эти граниты содержат крупные порфировидные вкрапленники красного калиевого полевого шпата – ортоклаза, которые имеют округлую форму и достигают размера куриного яйца. Граниты внедрялись и застывали в платформенных условиях и не подвергались последующей деформации. Наиболее крупными массивами этих гранитов являются Выборгский, Сортавальский, Турку (в Финляндии) и др. Их радиометрический возраст 1610–1670 млн лет. Они образовались в результате длительной дифференциации и кристаллизации габброидной магмы в платформенных условиях [Полканов, 1956]. Время их окончательной кристаллизации, по радиометрическим данным, близко к возрасту диабазов вепского комплекса.

Вепский комплекс. Мощная толща песчаников и диабазов окрестностей Петрозаводска разделяется на две серии: петрозаводскую, представленную серыми песчаниками, и шокшинскую, состоящую из розовых и красных песчаников. Среди них известны пластовые тела диабазов с возрастом около 1650 млн лет. Породы залегают спокойно, почти горизонтально, заполняя обширные впадины. Мощность их 600–1000 м.

Подобные песчаники и кварциты в Финляндии и Швеции получили наименование иотния; они относятся к верхнему протерозою.

Более древний возраст петрозаводских песчаников по сравнению с иотнием Швеции и Финляндии вынуждает обособить их в вепскую серию [Шуркин, 1968], хотя по условиям залегания и литологическим особенностям они чрезвычайно сходны.

Вепский комплекс моложе ятулия и перекрывает ятулийские отложения.

По характеру залегания, большой мощности и древнему возрасту формирования ятулийский и вепский комплексы можно отнести к образованиям протоплатформенного чехла. В эпоху его накопления во многих районах платформы продолжались процессы гранитизации и глубокого метаморфизма.

Наиболее ранние комплексы верхнепротерозойского осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (иотнийская серия)

Накоплением верхнепротерозойского осадочного чехла на обширных площадях платформы начинается длительный платформенный период ее развития. Весь этот период требует специального рассмотрения.

В начале его лишь местами происходило накопление самых древних комплексов верхнего протерозоя, связанных только с отдельными частными депрессиями и не образовавших сплошного покрова. Еще недавно эти комплексы не отличались от вепских отложений и объединялись под общим наименованием иотния. Радиометрические определения показали более молодой возраст иотния по сравнению с петрозаводскими песчаниками.

Для иотнийского комплекса, известного в Швеции, Финляндии и на Украине, характерно однообразие пород, участвующих в его строении. Комплекс представлен повсеместно песчаниками и кварцитовидными, нередко красными песчаниками, диабазами, порфиритами и пирофиллитовыми сланцами, играющими подчиненную роль.

В Швеции к иотнийскому комплексу относятся брекчии и кварцитовые песчаники с прослоями эффузивов (диабазов), известные в районе Далекармии, западнее г. Евле и в районе оз. Меларен. Возраст их по диабазам 800–1200 млн лет. В Финляндии они известны в двух местах и представлены конгломератами и песчаниками, достигая 100 м мощности. Здесь они с размывом перекрывают граниты-рапакиви. Возраст этих пород относится к интервалу 1300–1150 млн лет.

В Карелии на северном побережье Ладожского озера известны подобные же конгломераты, песчаники, глинистые сланцы с прослоями туфов.

На Украинском щите в районе г. Овруча толща песчаников и диабазов, получившая наименование овручской серии, заполняет довольно большую грабен-синклиналь широтного простирания. Мощность песчаников достигает более 1000 м, возраст 1100–1200 млн лет [Дранник, 1968].

В пределах Польши несколько участков иотнийских песчаников, покрывающих поверхность Мазовецкого архейского массива, выделены и описаны польскими геологами.

Близкие условия залегания, сходный литологический состав и одинаковый возраст позволяют отнести их к образованиям начальных стадий формирования верхнепротерозойского платформенного чехла.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В итоге длительного развития сложных складчатых образований и гранитизированных комплексов метаморфических пород образовался огромный, относительно устойчивый, малоподвижный блок континентальной земной коры фундамента Восточно-Европейской платформы. Процесс его формирования начался в глубоком архее, а закончился перед началом накопления самых ранних элементов осадочного чехла платформы (вепских и иотнийских отложений) в конце среднего–начале позднего протерозоя. До этого на месте Восточно-Европейской платформы еще не существовало гранито-гнейсового слоя. Земная кора находилась в ранней стадии своего развития и состояла из основных пород, продуктов магматизма и вулканической деятельности.

Вероятно, можно наметить два последовательных этапа развития земной коры этой древней стадии, доисторической по отношению к формированию фундамента платформы. Один из этих этапов отвечает лунной эре, другой – раннему архею.

Первый этап характеризовался отсутствием на поверхности Земли воды в жидком состоянии и высокой температурой атмосферы, подобной современной атмосфере Венеры. Земная кора создавалась разнообразными процессами вулканизма и сопровождавшими их магматическими явлениями. Мы пока не можем с достаточным основанием выделить горные породы, связанные с лунной эрой, и не можем касаться проявлений этого этапа на площади Восточно-Европейской платформы.

Наиболее ранние каменные документы в пределах фундамента платформы связаны со вторым этапом – ранним археем, когда уже существовала водная оболочка, покрывавшая значительную часть поверхности земной коры. К ним относятся осадочно-вулканогенные толщи с наиболее древним возрастом (до 3300–3600 млн лет). К этим образованиям относятся конкско-верховцевская серия Украины, михайловская – Воронежского массива, кольская – Балтийского щита и другие, представленные амфиболитами, амфиболовыми и другими гнейсами и различными кристаллическими сланцами. По происхождению это комплексы эффузивных и пирокластических пород, граувакк, кремнистых и железисто-кварцевых хемогенных отложений (кварцитов и яшм), формиро-

вавшиеся в условиях морских водоемов. Вероятно, поверхность земной коры была покрыта водой неравномерно, отдельные части ее и вулканические постройки выступали из-под уровня воды, другие могли быть глубоко погружены.

Осадконакопление в условиях первичного океана происходило за счет интенсивной вулканической деятельности с приносом продуктов размыва отдельных участков суши и переотложения вулканических продуктов. Земная кора отличалась еще небольшой толщиной, значительной подвижностью, легко разламывалась, давая выход огромным массам магматических продуктов.

По строению первичная земная кора была подобна лунной коре и близка к коре современных океанов, поскольку не существовало материковой коры, связанной в своем образовании с процессами осадконакопления, с осадочной дифференциацией, с метаморфизмом и гранитизацией осадочных толщ. Не могло быть также и разделения коры на платформенные и геосинклинальные части.

Земная кора находилась не только на догеосинклинальной стадии, что признают многие исследователи, но и на доконтинентальной, когда еще не было больших масс кислых пород, слагающих континентальные участки земной коры.

О догеосинклинальной стадии существования земной коры писал А.А. Борисяк [1924]. Особенно подробно охарактеризовали ее Е.В. Павловский [1964, 1970] и М.С. Марков [Павловский, Марков, 1964], которые назвали этот этап развития коры "нуклеарным". Д.Т. Вильсон [1959] связывает особенности раннего этапа с формированием зеленокаменных ядер континентов.

Образование осадков и вулканические процессы этого древнейшего этапа начала архея происходили в океанических бассейнах, покрывавших первичную земную кору. Условия осадконакопления в них были подробно рассмотрены Н.М. Страховым, который подчеркнул значительные различия состава атмосферы и водной среды этой эпохи, а также состава осадков, образовавшихся за счет переотложения минералов вулканических пород и продуктов выветривания, возникавших в почти бескислородной атмосфере [Виноградов, 1959].

Несмотря на то что наши знания о строении земной коры раннего архея весьма ограничены, можно полагать, что она была достаточно однородной. Мы наблюдаем сходные черты метаморфизованных осадочно-вулканических толщ этого этапа в разных частях земного шара. Как указывает Е.В. Павловский [1970], они представлены повсюду близкими по составу комплексами основных гнейсов и амфиболитов и железо-кремнистых пород, образовавшихся из основных эффузивов, пирокластов, граувакк, хемогенных, кремнистых и железистых осадков. Представителями их являются серия Киватин Канады, кольская – Балтийского щита, конкско-верховцевская – Украины, Калгурли – Австралии, Кайена – Южной Америки, Себаквайо и Булавайо – Южной Африки и др. Сходство их указывает на однообразные условия формирования на обширных пространствах в условиях дна древнейшего, первичного океана, что позволяет назвать их первично-океаническими комплексами. Они представляют собой образования, сохранившиеся лишь в виде реликтов, остатков древнейшей земной коры, которая существовала до возникновения сиалического фундамента платформы. Эти толщи были включены в фундамент платформы во время его формирования и сохранились при дальнейших процессах складчатости, метаморфизма и гранитизации. Поэтому как древнейшие образования земной коры они открывают перед нами страницу очень ранней истории Земли, и в этом отношении их значение очень велико.

Середину архея следует считать временем начала возникновения гранито-гнейсовых пород земной коры фундамента платформы. Со временем около 3200–3300 млн лет начинаются интенсивные процессы гранитизации, связанные с формированием значительных по мощности осадочных толщ, заполнивших отдельные впадины дна первичного океана.

Накопление мощных осадочных отложений было, очевидно, обусловлено расчленением к этому времени земной поверхности на участки, длительно поднимавшиеся и

опускавшиеся. В отдельных впадинах осадки имели огромную мощность – до 5–6, а может быть, и до 10 км. Вместе с тем на участках поднятий господствовали процессы денудации и своеобразного выветривания, роль которого впервые была отмечена и охарактеризована Н.В. Фроловой [1950], изучавшей архейские толщи Сибирской платформы.

В итоге процессов латеритного выветривания основных вулканических пород (базальтоидов) и осадочной дифференциации в седиментационных бассейнах, как показала Н.В. Фролова [1962], происходило накопление высокоглиноземистых отложений и хемогенных кремнистых и карбонатных пород, которые в результате метаморфизма превратились затем в силлиманитовые, кордиеритовые гнейсы и сланцы основного состава, а также кварциты и мраморы.

Вероятно, к областям подобного мощного осадконакопления, возникшим в середине архея и существовавшим в течение значительного времени, в пределах Восточно-Европейской платформы относятся прогибы, в которых накапливались верхнеархейские толщи беломорской серии и близкие к ним по возрасту отложения обоянской серии Воронежского массива и гнейсы Юго-Западной Швеции. Эти прогибы были очень широкими и, вероятно, неглубокими. Они заполнялись осадками, которые до метаморфизации представляли собой комплексы песчано-глинистых отложений и эффузивов большой мощности. В отдельных случаях известны следы несогласного их залегания на подстилающих первично-океанических толщах. В конце этой эпохи заполнявшие прогибы осадки подверглись складчатости, метаморфизации и гранитизации и превратились в складчатые серии гнейсов и кристаллических сланцев типа беломорского комплекса.

Обширные и длительно прогибавшиеся впадины, в которых накапливались мощные толщи позднего архея, вероятно, целесообразно именовать протогеосинклиналями, *как предложил Е.В. Павловский [1964]. Эти прогибы существенно отличаются* от настоящих геосинклиналей более позднего времени их слабой дифференцированностью и плохо выраженной фациальной изменчивостью толщ в их пределах. Протогеосинклинали – это сильно прогибавшиеся большие участки первично-океанической коры, в которых шла более интенсивная аккумуляция осадков, чем в других ее частях.

Для дальнейшего развития протогеосинклиналей очень характерно образование в их пределах гнейсовых и гнейсо-гранитных куполов. Образование этого рода структур – одна из типичных черт тектоники древнего докембрия. В пределах Восточно-Европейской платформы мы видим их в пределах Днепропетровского массива Украины (Г.И. Каляев, В.В. Рябенко, М.Н. Доброхотов) и Беломорского массива [Богданов, Воинов, 1968]. В других массивах этой платформы эти купола не выявлены из-за плохой изученности их под осадочным чехлом. Зато они хорошо известны в одновозрастных образованиях Алданского щита Сибирской платформы, Южной Африки, Южной Америки и, как показал Л.И. Салоп [1971], на многих участках других древних платформ.

Купола имеют обычно овальную в плане форму, реже извилистые очертания, достигая 50–100 км в длину. Слагающие их гнейсовые толщи интенсивно складчаты по периферии купола и залегают сводообразно в его центре, где часто бывают замещены гранитоидным массивом.

Накопление мощных толщ осадочно-вулканогенных отложений в отдельных прогибах, вероятно, создало условия для возникновения наиболее древних очагов вторичной кислой магмы и развития процессов гранитизации и мигматизации. Образование же куполовидных поднятий было обусловлено тем, что в итоге этих процессов происходила метаморфизация осадочных толщ и в отдельных частях они приобретали пластичное состояние.

Вероятно, при значительной мощности толщ, накопившихся в протогеосинклинальном прогибе, и при наличии тонкой подстилающей их первично-океанической коры нижние горизонты осадочной толщи подверглись сильному воздействию интенсивного

теплового потока, шедшего из мантии. Верхние части осадочной толщи играли роль одеяла и способствовали накоплению тепла и переходу нижних слоев в пластичное состояние. В дальнейшем эти пластичные, способные течь массы под давлением неравномерной нагрузки всплывали вверх, подобно соляным куполам внутри осадочных толщ глубоких платформенных впадин. При этом процессе гнейсовые толщи, заполнявшие как древнейшие раннеархейские, так и более молодые позднеархейские прогибы, были интенсивно деформированы и смяты в складки. После этого произошла их консолидация – скорее всего, в итоге кристаллизации гранитоидной магмы в куполах и их ядрах. В результате образовались жесткие гранито-гнейсовые массивы платформенного типа.

Как показывает изучение возраста метаморфизма и гранитизации, процессы эти закончились на рубеже 2600–2800 млн лет, который именуют эпохой беломорской складчатости (рис. 17).

На поверхности этих массивов в начале раннего протерозоя могли образоваться осадочные толщи как элементы самого древнего чехла срединных массивов. Ранними элементами такого протоплатформенного чехла являются Курская и Криворожская системы грабенообразных впадин – палеоавлакогенов. Кроме того, части Украинского и Воронежского массивов были покрыты несколько позднее протоплатформенным чехлом, занимавшим значительную площадь и подвергшимся деформированию и метаморфизации.

В то же время с начала раннего протерозоя началось формирование систем геосинклинальных прогибов, которые образовали вдоль глубинных разломов очень сложные в плане системы впадин. Последние огибали архейские гнейсовые массивы в виде дуг, в петлях которых сохранилось архейское основание.

Раннепротерозойские прогибы имели черты строения и развития, типичные для всех эвгеосинклинальных прогибов, и образовали Кольскую, Карельскую, Свекофеннскую и Камско-Волжскую геосинклинальные области. Для этих наиболее ранних геосинклинальных образований характерно наличие полно развитого главного геосинклинального комплекса и относительно слабо развитого орогенного.

Как было отмечено выше, в строении Карельской и Свекофеннской геосинклинальных областей намечаются существенные различия. Резко различаются они по характеру и мощности процессов гранитизации. Особенно интенсивно процессы гранитизации проявились в Свекофеннской области, охватив не только системы геосинклинальных прогибов, но и разделяющие их массивы. При их проявлении в ходе развития этой области исчезли все следы древнего основания, подвергшегося этому процессу.

В пределах гранитного массива Смоланд (Готского) в Южной Швеции процессы гранитизации не только привели к значительному уничтожению свекофеннских комплексов, сохранившихся здесь в виде остатков, но и проявлялись более длительное время. Они сопровождались излиянием смоландских порфиров, которые подверглись метаморфизму в зонах контактов с гранитами и возраст которых значительно моложе (1560 млн лет), чем позднесвекофеннских гранитов других районов (1700 млн лет). Он указывает на более позднее окончание здесь процесса гранитизации.

В Карельской и Кольской складчатых областях отчетливо выражены два этапа их развития – главный геосинклинальный и орогенный, разделенные крупным перерывом и несогласием. Соответствующая ему фаза раннекарельской складчатости и гранитизации датируется временем около 1850 млн лет.

Что касается Волжско-Камской системы и ее ответвлений (Башкирского, Рязано-Саратовского), скрытых под чехлом Русской плиты, то для них наличие заключительного этапа пока остается невыясненным, и, следовательно, стадии развития системы не могут быть пока выявлены.

Конец раннего протерозоя ознаменовался главной карельской складчатостью и процессами гранитизации и метаморфизма перед началом образования ятулийского комплекса чехла.

Одновременно с развитием геосинклинальных областей Балтийского щита и Волжс-

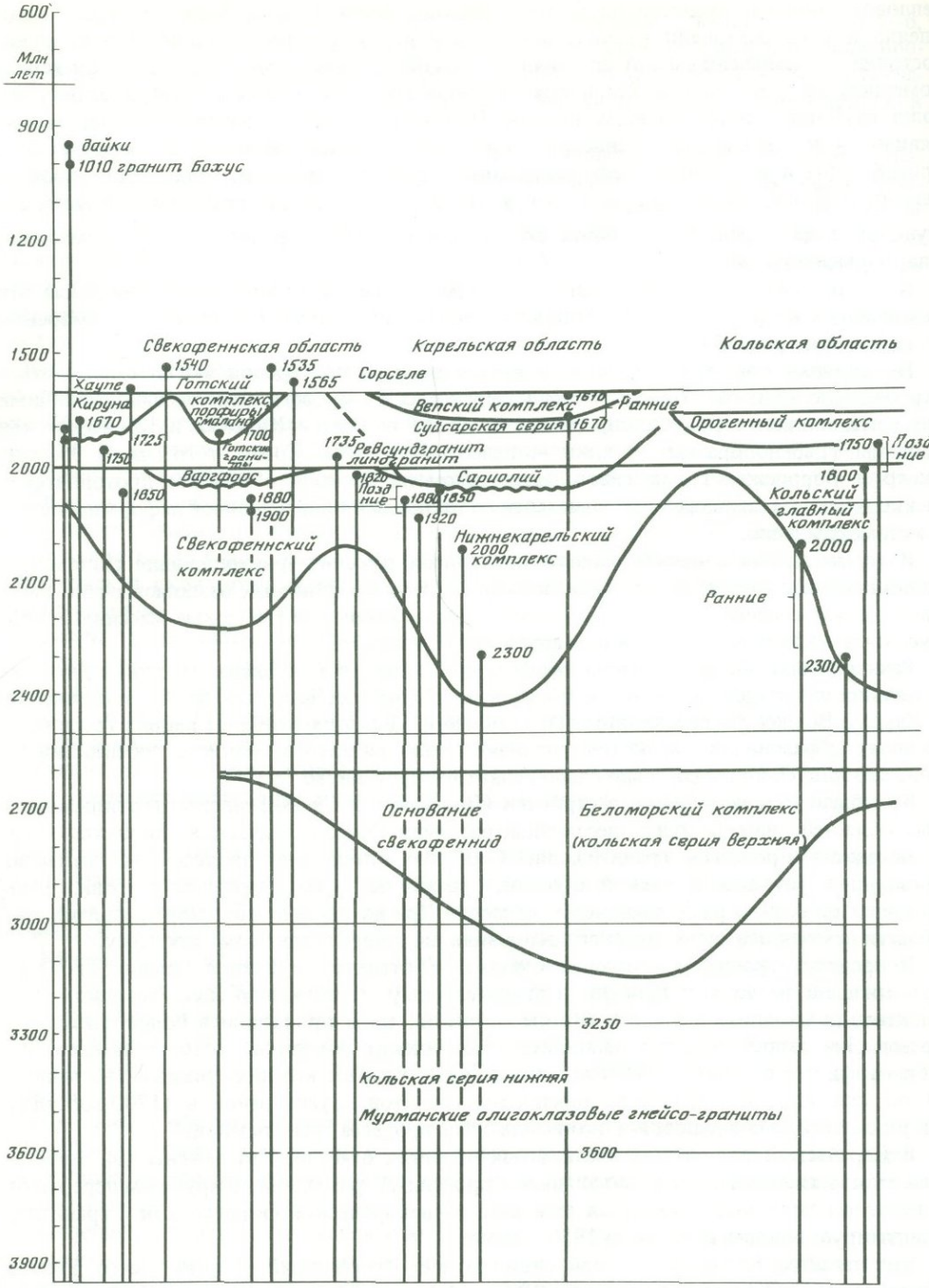


Рис. 17. Диаграмма истории осадконакопления и возрастного распределения интрузий в пределах Балтийского щита

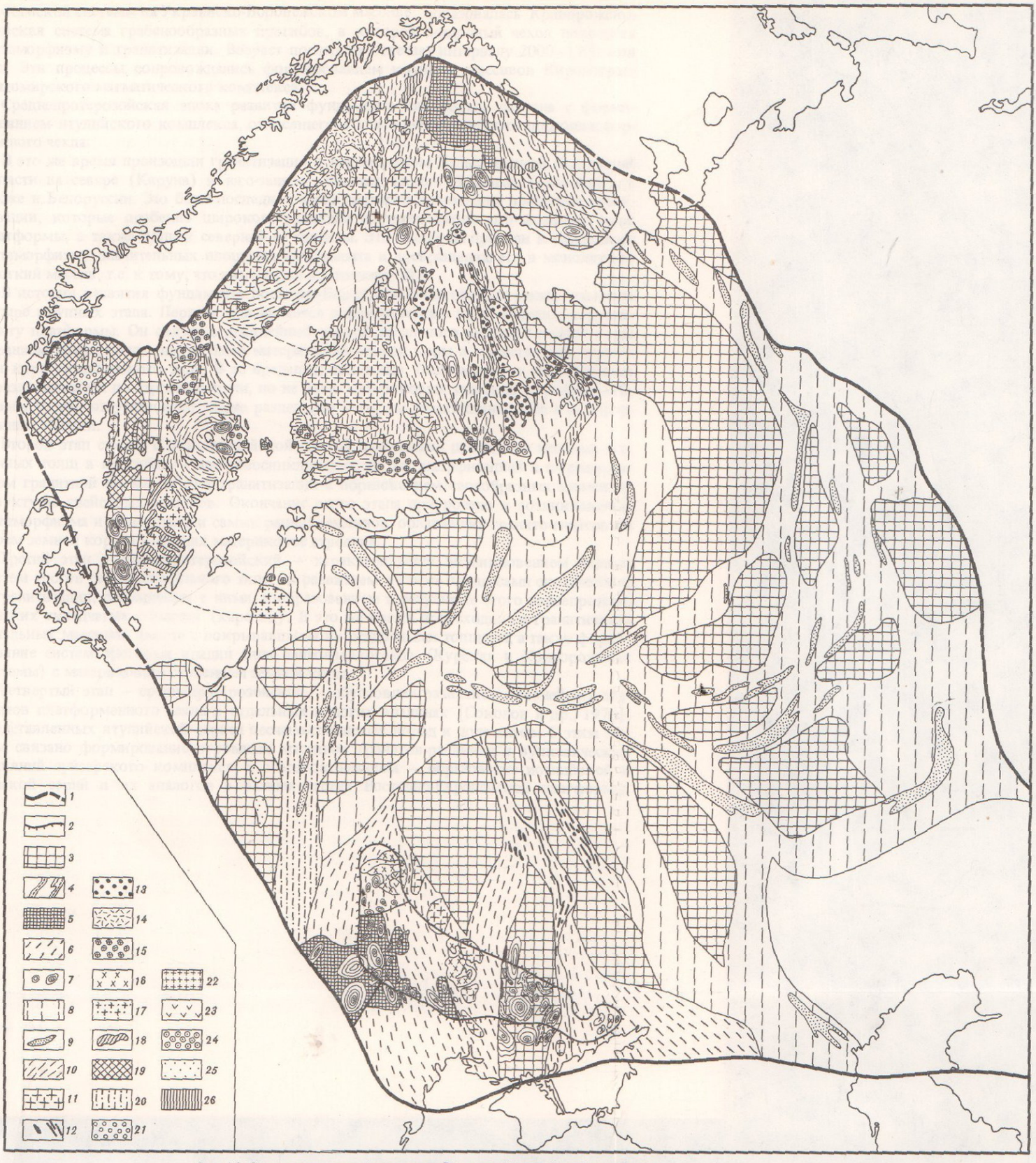


Рис. 16. Схема тектоники фундамента Восточно-Европейской платформы

– граница Восточно-Европейской платформы; *2* – граница платформенного чехла (контуры выходов фундамента платформы на поверхность). ; *3* – архейские массивы, не подвергшиеся существенной раннепротерозойской переработке; *4* – древнейшие основные гнейсы (более 3000 млн лет) и амфиболиты в составе архейских массивов (конкско-верховцевской серии и др.); *5* – гранулитовый и чарнокитовый комплекс: пироксен-плагиоклазовые гнейсы, перидотиты, пироксениты, нориты, чарнокиты; *6* – архейские массивы, подвергшиеся раннепротерозойской гранитизации и метаморфизму (в интервале 1700–2000 млн лет); *7* – элементы структуры гнейсовых массивов: куполовидные формы и линии простирания; *8* – нижне- и среднепротерозойские складчатые системы под платформенным чехлом; *9* – главнейшие полосы магнитных пород (основных и ультраосновных интрузий и эффузивов) в их пределах; *10* – синклинальные прогибы с геосинклинальным комплексом нижнего протерозоя в Свекофеннской, Карельской и Кольской областях; *11* – ранне- и среднепротерозойские гранитоиды; *12* – нижнепротерозойский комплекс, выполняющий системы трогов (палеоавлакогенов); *13* – среднепротерозойский (ятулийский) комплекс чехлов древних массивов; *14* – среднепротерозойский комплекс вулканогенно-осадочных толщ (серия Кируна); *15* – граниты-рапакиви (1650 млн лет); *16* – позднепротерозойские гранитоиды Северной Швеции (1570–1535 млн лет) и коростенский комплекс Украины (1700–1500 млн лет); *17* – готские граниты (1700–1560 млн лет); *18* – порфиры Смоланд; *19* – Дальсландская складчатая система (гнейсовое основание, подвергшееся позднепротерозойской гранитизации, 1160–800 млн лет); *20* – протерозойская складчатая область фундамента платформы на территории Белоруссии, а также геосинклинальный комплекс Дальсландской системы; *21* – орогенный комплекс Дальсландской системы и комплекс Телемарк Норвегии; *22* – позднепротерозойские гранитоиды – массив Бохус (1600 млн лет); *23* – докембрийские ультраосновные интрузии и анортозиты; *24* – древнейшие образования платформенного чехла (вепские); *25* – иотнийские и овручские песчаники; *26* – палеозойские щелочные интрузии

ко-Камской системы на Украинско-Воронежском массиве образовалась Криворожско-Курская система грабенообразных прогибов, в которой осадочный чехол подвергся метаморфизму и гранитизации. Возраст последних отвечает интервалу 2000–1700 млн лет. Эти процессы сопровождались формированием крупных массивов Кировоград-Житомирского магматического комплекса.

Среднепротерозойская эпоха развития фундамента платформы связана с формированием ятулийского комплекса, относящегося к элементам древнего протоплатформенного чехла.

В это же время произошли гранитизация и метаморфизм Дальсландской складчатой области на севере (Кируна) и юго-западе Швеции, на юге Норвегии (Телемарк), а также в Белоруссии. Это была последняя эпоха сильного проявления процессов гранитизации, которые особенно широкого развития достигли вдоль юго-западного края платформы, а также вблизи северной ее границы. Эти процессы привели к глубокому метаморфизму значительных площадей фундамента и превращению его в монолитный жесткий массив, т.е. к тому, что называется кратонизацией.

В истории развития фундамента Восточно-Европейской платформы можно наметить четыре крупных этапа. Первый этап является доисторическим по отношению к фундаменту платформы. Он связан с древнейшей эпохой начального развития земной коры в раннем архее, когда еще не было материковой земной коры и существовала первичная кора океанического типа. В ее пределах, возможно, были какие-то обособленные и различающиеся по строению части, но не было материковых участков с гранито-гнейсовым слоем, отсутствовало также разделение коры на геосинклинальные и платформенные области.

Второй этап связан с позднеархейской эпохой накопления достаточно мощных осадочных толщ в прогибах – протогеосинклиналях, их метаморфизацией и формированием гранитной магмы за счет гранитизации с образованием своеобразных элементов структуры гнейсовых куполов. Окончание этого этапа приурочено к возникновению метаморфизма и гранитизации самых ранних массивов, обладавших гранито-гнейсовым слоем земной коры и имевших материковое строение.

Третий этап – раннепротерозойский – характеризуется возникновением первых систем трогов геосинклинального типа, их развитием, а также процессами складчатости и гранитизации, связанными с ними, и образованием в результате этого раннепротерозойских складчатых областей (карелид). В это же время происходила и гранитизация отдельных массивов вместе с покрывавшими их осадочными толщами, а также формирование систем троговых впадин типа палеоавлакогенов (Курская и Криворожская системы) с материковым строением земной коры.

Четвертый этап – среднепротерозойский – обусловлен развитием древнейших элементов платформенного чехла в отдельных пологих впадинах [Соколов и др., 1970], представленных ятулийской серией песчано-глинистых пород и доломитов. С этим этапом связано формирование огромных массивов гранитов-рапакиви и вулканических излияний суйсарского комплекса, а с его окончанием – образование иотнийской и вепской серий и их аналогов в разных частях Восточно-Европейской платформы.

УДК 551.242.51 (–924.8)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ[1]

Русской, или Восточно-Европейской, платформой А.Д. Архангельский назвал древнюю платформу, занимающую значительную часть восточной половины Европейского материка. Н.С. Шатский [1946а] считал, что в целом платформу, обладающую докембрийским складчатым основанием и включающую Балтийский щит, правильно именовать Восточно-Европейской. Название "Русская плита" остается за южной, большей частью платформы, где кристаллические породы основания прикрыты осадочным чехлом. Мы принимаем широко вошедший в употребление термин "Русская платформа" как синоним термина "Русская плита", признавая вместе с тем, что более точным является последний.

Как и все платформы, Русская платформа обладает двухъярусным строением – складчатым фундаментом, состоящим на большей части площади из метаморфических и изверженных пород дорифейского возраста, на размытой и выровненной поверхности которого залегает осадочный чехол. В составе последнего участвуют отложения от рифейских до четвертичных.

История развития Русской платформы, как и всех древних платформ, распадается на два основных периода.

1. Период формирования ее фундамента, включающий ряд докембрийских этапов складчатости. В начальные этапы складчатости возникли древние (архейские) массивы. При завершении каждого этапа складчатости общая площадь участков консолидации увеличивалась, и к концу периода на огромной территории сформировалось складчатое основание платформы. Период формирования фундамента Русской платформы, как и других древних платформ, растянут от глубин докембрия до времени начала формирования осадочного чехла, т.е. на миллиарды лет.

2. Период формирования осадочных толщ, слагающих чехол платформы, и нарушений, осложняющих их строение и строение подстилающего складчатого фундамента. Этот собственно платформенный период развития длится значительно меньший промежуток времени – с окончания карельской складчатости и со времени образования пород иотнийского комплекса вместе с гранитами-рапакиви до настоящего времени. Его длительность 1300–1500 млн лет.

Иотнийский и овручский комплексы соответствуют, вероятно, молассовым накоплениям межгорных впадин заключительного этапа карельской складчатости. Поэтому эти образования, которые, судя по данным абсолютного возраста, сопоставимы с нижним рифеем (бурзянской серией Башкирского антиклинория), нельзя относить к основанию осадочного чехла платформы. Время их формирования отделено огромным перерывом от начала образования древнейших осадков чехла платформы.

В этой статье рассмотрена история второго периода развития платформы, который привел в конечном итоге к образованию существующих ныне структурных элементов.

Платформенный период развития распадается для Русской платформы на четыре этапа: байкальский, каледонский, герцинский и альпийский. Три из них – каледонский, герцинский и альпийский – были впервые выделены в нашей литературе и описаны Н.С. Шатским [1946а]. В его более поздней работе [Шатский и др., 1957] охарактеризован и четвертый – байкальский этап ее развития.

---

[1] См.: Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3–35. (Совместно с М.Ф. Микуновым и Е.С. Черновой.)

Как было показано Н.С. Шатским, после карельской складчатости, приведшей к образованию большей части Русской платформы, был длительный период, когда поверхность ее была поднята, подвергалась размыву, денудации и выравниванию. По существу платформа представляла собой тогда единый гигантский щит.

Н.С. Шатский неоднократно подчеркивал, что этот период был весьма длительным, и, хотя мы не знаем деталей его истории, значение его в развитии платформы очень велико. По времени период поднятий охватывал промежуток от конца карельской складчатости и образования иотнийских пород (в том числе гранитов-рапакиви) до середины рифейской эры, когда на платформе началось накопление самых древних осадков, образующих ее чехол. Этот интервал для большей части платформы охватывает промежуток времени от 1400–1500 (возраст иотния) до 900–1000 млн лет, когда в начале позднего рифея, или, иначе говоря, со времени формирования каратауской серии Урала, началось осадконакопление в середине Русской платформы. Таким образом, перерыв здесь длился около 500 млн лет, что соответствует половине рифейской эры (всему раннему и среднему рифею). Он примерно сопоставим со всем послерифейским временем – от кембрия и доныне. Только по окраинам платформы (вдоль ее восточного и западного краев) осадконакопление началось раньше, со среднего рифея, и перерыв здесь был значительно короче.

За последние годы разработка стратиграфии древних осадочных толщ, слагающих нижнюю часть чехла платформы, сильно продвинулась вперед, уточнились данные по сопоставлению отдельных свит и разрезов, а общее сопоставление отдельных стратиграфических единиц платформы со стратотипическим разрезом рифейских отложений Башкирского Урала нашло известные обоснования в данных абсолютного возраста пород. Тем не менее многие вопросы стратиграфии рифейских толщ являются еще дискуссионными. Их сопоставления разными исследователями проводятся различно. Между тем последовательность событий в развитии Русской платформы в древнейшей стадии неразрывно связана с ходом осадконакопления. Поэтому хотя мы не занимались вопросами стратиграфии позднего докембрия и кембрия, но вынуждены сказать о принятой нами стратиграфической схеме этих отложений. Ознакомление со значительным литературным материалом, накопившимся за последние годы, позволяет нам принять за основу общую схему расчленения рифейских отложений на серии, основанную на сопоставлениях по строматолитам и на определениях абсолютного возраста, которая предлагается Б.М. Келлером, Г.А. Казаковым, И.Н. Крыловым, С.В. Нужновым и М.А. Семихатовым для Башкирского Урала. Для сопоставления разрезов рифея Русской платформы мы считаем возможным принять в основном схему сопоставления А.С. Новиковой [1960]. В составе отложений верхнего докембрия и кембрия мы принимаем для Русской платформы пять комплексов.

Наиболее древний из них известен пока еще очень плохо, и говорить о его выделении стало возможным только в последнее время, да и то с известной условностью. Под широко известной нижнебавлинской серией Приуралья (которую мы относим ко второму комплексу) недавно скважинами были вскрыты отложения, получившие название серафимовской свиты. Абсолютный возраст пород этой свиты определен в 1290 млн лет, т.е. она должна быть отделена от более молодой нижнебавлинской серии и сопоставлена по возрасту с низами юрматинской серии Урала (средний рифей). Б.М. Келлер на основании новых данных по определению абсолютного возраста считает, что низы нижнебавлинской серии также нужно сопоставлять с юрматинской серией среднего рифея.

По данным, которые требуют уточнения, ташковскую и серафимовскую свиты и нижнюю часть нижнебавлинской серии следует обособить в первый, самый древний комплекс осадочного чехла платформы, относимый к среднему рифею. В нижнебавлинской серии Приуралья, как и над ташковской на западе платформы, давно уже указывалось на наличие палеобазальтов, диабазов и других вулканических пород.

Принимая эти данные, мы должны сделать вывод, что древнейшие среднерифейские (юрматинские) осадки платформы накапливались только в двух окраинных прогибах. Образование самых ранних прогибов на платформе произошло, следовательно, в среднем рифее, и к этому времени относится начало байкальского этапа ее развития.

Вторым комплексом платформенных отложений являются песчаниковые, нередко пестро- и красноцветные толщи, в которых песчаники чередуются с алевролитами и прослоями гравелитов и конгломератов. Для этих толщ характерно большое содержание аркозового материала. Эти породы распространены более широко, чем самые древние породы чехла. Ко второму комплексу относятся бо́льшая часть нижнебавлинской серии (кроме самых низов), широко распространенная в восточной части платформы и в Приуралье, каверинская и сердобская серии Пачелмского прогиба, пинская и оршанская свиты (белорусская серия) Полесского прогиба и какая-то часть разреза рифея Украины, скорее всего, низы изяславской серии.

Для каверинской и сердобской серий имеются определения абсолютного возраста по глаукониту – 940 млн лет для первой и 770 млн лет для второй. Поэтому нельзя сердобскую серию сопоставлять с вулканогенно-осадочной серией, как это делает А.С. Новикова.

Третий комплекс – это широко распространенная во многих местах платформы вулканогенно-осадочная серия, выделяемая А.С. Новиковой. В ее составе значительную роль играют туфогенные песчаники, туфы, диабазы, чередующиеся с алевролитами, песчаниками, аргиллитами и доломитами. На востоке платформы ей соответствуют верхи нижнебавлинской серии, содержащие также прослои диабазов и спилитов. В Пачелмском прогибе ей, вероятно, отвечают низы пачелмской серии, лишенные здесь вулканических продуктов. На западе платформы соответствующие отложения выделяются под названием волынской серии [Брунс и др., 1960]. Для базальтов верхов волынской серии определен абсолютный возраст в 525 млн лет, для базальтов западной Украины – 520–566 млн лет [Крашенинникова, 1960].

Четвертым является характерный валдайский комплекс, включающий редкинскую серию А.В. Копелиовича, которая, вероятно, может быть выделена в особый комплекс. Редкинская серия состоит из песчаников и аргиллитов, выше которых идут гдовские песчаники и ламинаритовая свита. К этому же комплексу относится пачелмская и верхнебавлинская серии.

К последнему, пятому комплексу относится балтийская серия, включающая надламинаритовые песчаники и синие глины, а также эофитоновые и фукоидные песчаники. Последние неотделимы от низов кембрия.

В соответствии со сказанным о развитии древнейших осадочных толщ платформенного чехла байкальский этап можно разделить на две отчетливо выраженные стадии. Ранняя стадия развития соответствует времени формирования первого и второго комплексов рифейских отложений, которые сопоставляются с юрматинской и каратауской сериями Урала. Эта стадия характеризуется как время образования окраинных впадин и больших грабенообразных прогибов платформы (рис. 18). Вторая стадия, соответствующая времени образования волынского, валдайского и балтийского комплексов, характеризуется возникновением обширной начальной впадины Московской синеклизы.

Ранняя стадия развития началась с отложения самых древних осадков по периферии платформы. Здесь образовались два окраинных прогиба, которые можно назвать Приднестровским (Западным) и Камско-Уфимским. В прогибах, как упомянуто выше, имеются признаки существования наиболее древних осадочных отложений, относимых предположительно к среднему рифею (ташковская и серафимовская свиты). Эти прогибы существовали в течение длительного времени, играя важную роль в строении платформы. Они относятся к той категории впадин, которую Е.В. Павловский [1959] выделил на Сибирской платформе, назвав "зоной перикратонных опусканий". На Русской платформе окраинные прогибы ранее не выделялись. Они являются впадинами с устой-

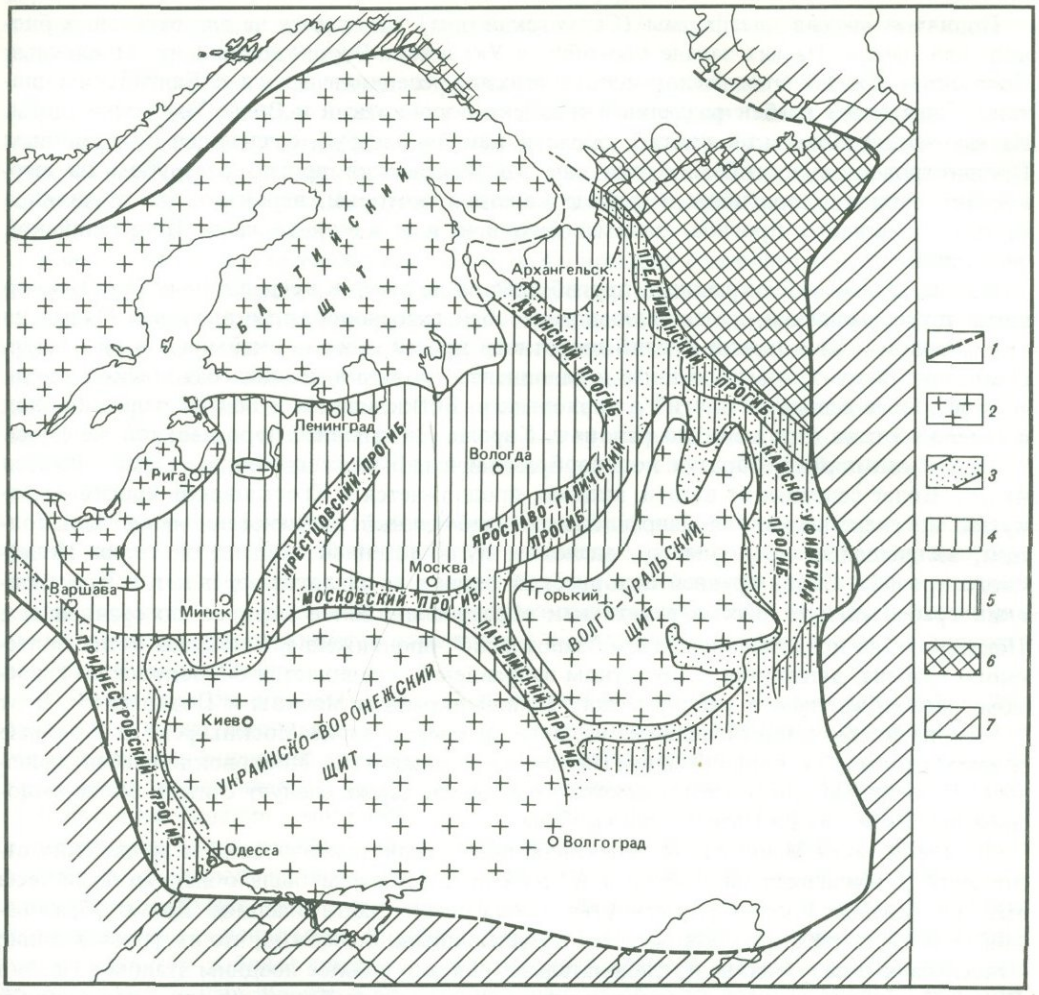


Рис. 18. Структурные элементы Русской платформы на байкальском этапе развития

1 – границы платформы; *2* – щиты байкальского этапа; *3* – грабенообразные прогибы довалдайского времени; *4* – прогибы валдайского времени; *5* – участки наиболее интенсивного прогибания в валдайское время; *6* – геосинклинальная область довалдайского времени; *7* –геосинклинальные области

чивым опусканием. Приднестровский прогиб вытянут вдоль всего юго-западного края платформы, Камско-Уфимский – вдоль значительной части восточного ее края.

Несколько позднее, с начала позднего рифея, оставшийся между этими прогибами обширный и, вероятно, высоко поднятый щит (иногда называемый Сарматским щитом) был разбит системой крупных разломов. Со времени формирования каратауского комплекса Урала вдоль разломов возникла система грабенов, в которых началось образование осадочных, а затем и вулканогенно-осадочных толщ (каверинская и белорусская серии). Грабенообразные прогибы – авлакогены – образовали здесь целую сеть, ориентированную вдоль системы взаимно перпендикулярных разломов. Однако они не все достаточно хорошо выявлены и изучены. Наиболее хорошо мы знаем Пачелмский и коленообразно изогнутый Полесский прогибы, заполненные в нижней части красноцветными обломочными породами каверинской и белорусской серий, а выше – сердобской и вулканогенно-осадочной сериями. Оба прогиба ограничены по бортам системами разломов.

Поднятый массив платформы (Сарматский щит) разделился на ряд отдельных блоков, или щитов. На юго-западе обособился Украинско-Воронежский щит, отделенный Полесским прогибом от Белорусского массива, соединяющегося с Балтийским щитом. Пачелмский грабен разделил Украинско-Воронежский и Волго-Уральский щиты. На юго-западе Полесский прогиб, образуя как бы раструб, сочленился с окраинным Приднестровским прогибом. Точно так же Пачелмский прогиб раструбом на юго-востоке слился с прогибом в районе Саратова, который, вероятно, также являлся частью окраинного прогиба, занимавшего всю или какую-то часть Прикаспийской синеклизы.

Камско-Уфимский окраинный прогиб вдается на запад в пределы Волго-Уральского щита двумя заливами, представляющими собой грабенообразные впадины. Южная из этих впадин – Кинельский прогиб широтного простирания – окаймляет с юга Татарский свод Волго-Уральского щита и заполнена отложениями нижнебавлинской серии. Второй, более северный прогиб в верховьях р. Вятки вдается в Волго-Уральский свод с северо-востока и доходит до района г. Кирова. Он заполнен породами той же серии.

Полесский прогиб, образуя коленообразный изгиб на северо-востоке, расчленяется на два. Более северная из ветвей, видимо, продолжается в Крестцовский прогиб, вытянутый в северо-восточном направлении и заполненный вулканогенно-осадочной толщей, являющейся, по-видимому, аналогом вулканогенной волынской серии Полесского прогиба. Более древней белорусской серии и ее аналогов здесь нет, и Крестцовский грабен следует рассматривать как образование, более позднее по сравнению с Полесским, но представляющее его "запоздалое" продолжение. Восточная ветвь Полесского грабена, вытянутая в широтном направлении, соединяется с Московским грабеном, расположенным в районе между южной окраиной Москвы и Подольском. Этот грабен на востоке протягивается, видимо, примерно вдоль Москвы-реки к Коломне и затем сливается с продолжением Пачелмского авлакогена. Московский грабен, заполненный нижними слоями валдайского комплекса, также следует считать более молодым, чем Полесский и Пачелмский грабены.

В осевой части Московской синеклизы под чехлом палеозойских и валдайских отложений геофизическими работами и глубоким бурением была обнаружена система грабенообразных прогибов, вытянутых вдоль осевой части впадины. Время образования многих из этих грабенов остается невыясненным. Возможно, что их формирование относится к началу девона и, следовательно, связано с более поздним этапом развития Русской платформы, но не исключено, что самый глубокий из них, выделенный П.С. Хохловым на основе анализа геофизических материалов и данных бурения, имеет рифейский возраст. Этот грабенообразный прогиб протягивается от Ярославля через Галич к Никольску и имеет ориентировочные глубины фундамента в осевой части до 3500–4000 м. Он заполнен, по-видимому, довалдайскими отложениями и может быть сопоставлен по возрасту с Полесским и Пачелмским прогибами.

Еще более вероятен довалдайский возраст Двинского грабенообразного прогиба, вытянутого перпендикулярно Ярославо-Галичскому вдоль течения р. Северной Двины. Буровая скважина в Котласе, находящаяся, видимо, в осевой части этого грабена, по данным Е.М. Люткевича и М.И. Пейсика [1957], вскрыла под ламинаритовой толщей валдайского комплекса толщу мощностью 845 м, состоящую из чередующихся аргиллитов и песчаников. Упомянутые авторы отнесли эту толщу к гдовским слоям. Однако большая мощность и чередование песчаных и аргиллитовых пачек позволяют предположить, что здесь мы имеем более древние, чем гдовские, отложения, возможно, аналоги сердобской серии.

Любопытно, что Двинский и Ярославо-Галичский прогибы, расположенные под прямым углом один к другому, в то же время соответствуют в своем расположении простираниям докембрийских образований в складчатом фундаменте севера Русской платформы.

Дальнейшие исследования глубинного строения платформы уточнят контуры и расположение грабенов в центральной части Московской синеклизы и выявят новые, пока

неизвестные нам древние грабенообразные прогибы. Эти авлакогены в своем расположении, по-видимому, подчинены диагональной взаимно перпендикулярной системе разломов, секущих платформу.

На известную нам сеть грабенообразных прогибов центральной части Русской платформы (где они, видимо, наиболее густо расчленяют ее) наложена обширная, глубокая, но совершенно другая по характеру впадина, заполненная комплексом волынских, валдайских и балтийских отложений. С образования этого огромного, но плоского прогиба начинается существование Московской синеклизы и вместе с тем второй стадии байкальского этапа развития платформы.

Древняя Московская синеклиза валдайского времени с юго-юго-востока была ограничена Украинско-Воронежским и Волго-Уральским щитами, а с северо-запада – Балтийским щитом, контуры которого начали определяться в то время. Северо-восточным ограничением служил Тиман, а западным – Латвийско-Белорусский выступ Балтийского щита, простиравшийся на юге до современной, наиболее поднятой его части в районе Барановичей и Несвижа (Несвижский выступ). Синеклиза имела угловато-округлые очертания и была вытянута с некоторым изгибом с юго-запада на северо-восток, накладываясь на всю описанную выше систему грабенообразных впадин и разделяющих горстов.

Такая смена во времени грабенообразных прогибов более обширными впадинами была отмечена Н.С. Шатским [1955б]. Он специально уделил внимание этому вопросу, разбирая историю развития Пачелмского грабена и унаследованной от него впадины конца живетского–первой половины франского века. Н.С. Шатский считал, что в этой смене типов впадин отражаются изменения в характере уплотнения вещества подкоровых частей мантии Земли.

В смене грабенообразных прогибов впадиной древней Московской синеклизы отражается та же закономерность, но в более грандиозном масштабе. Возможно, что и образовавшаяся синеклиза по краям была отделена от Украинско-Воронежского, Волго-Уральского и Балтийского выступов фундамента разломами и крутыми уступами.

В эпоху накопления осадков балтийской серии нижнего кембрия область прогибания в отмеченной выше впадине сильно сократилась, ограничиваясь только осевой зоной примерно до меридиана Вологды. Следовательно, время отложения осадков балтийской серии отвечает заключительной стадии байкальского этапа, в которую Русская платформа начала испытывать поднятие. Вместе с тем с раннего кембрия, с валдайского или вольнского и более широко с балтийского времени, началась длительная трансгрессия моря в направлении с востока на запад, из области древней Московской синеклизы на поверхность фундамента поднятого Латвийско-Белорусского выступа. Об этом процессе свидетельствуют данные глубокого бурения.

После формирования балтийских отложений, которые в древней Московской синеклизе залегают регрессивно по отношению к валдайским, Русская платформа испытала сильное поднятие, отраженное в большом перерыве между отложениями нижнего кембрия и ордовика. Значение этого перерыва и отсутствие предполагавшихся многими исследователями осадков среднего и верхнего кембрия на платформе убедительно показаны Т.Н. Давыдовой. Этот крупный перерыв, охватывающий средний и поздний кембрий, и эпоха поднятий платформы хорошо отделяют байкальский этап развития от каледонского. В течение среднего и позднего кембрия платформа была приподнята и не являлась областью накопления осадков. Во многих местах на территории Прибалтики и Ленинградской области известны следы глубокого доордовикского размыва.

КАЛЕДОНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Каледонский этап развития платформы охватывает ордовик и силур. Началом его являются опускания, которые привели к трансгрессии раннеордовикского морского бассейна. Каледонский этап значительно более короткий, чем байкальский. Он длился около 120–135 млн лет, тогда как байкальский продолжался около 700 млн лет. Отли-

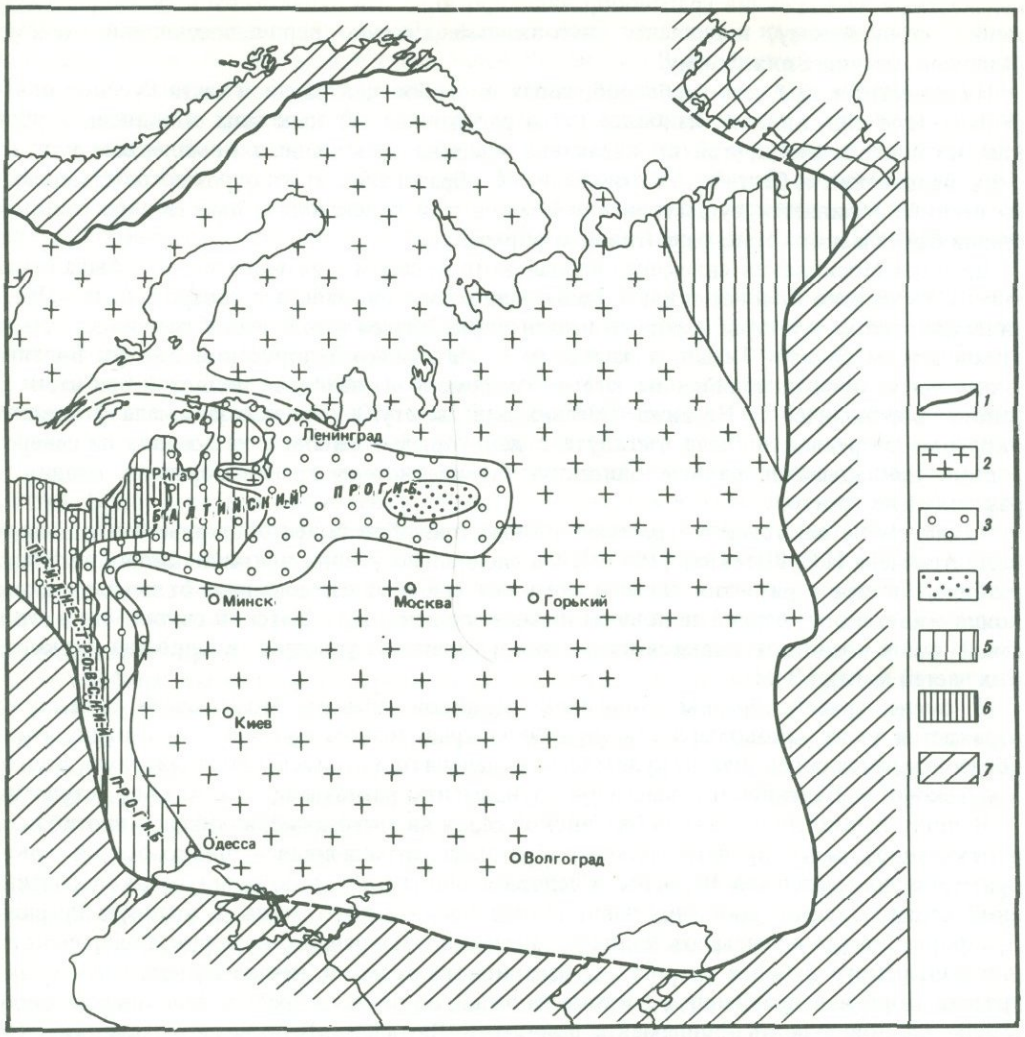


Рис. 19. Структурные элементы Русской платформы на каледонском этапе развития

1 — границы платформы; *2* — область устойчивых поднятий; *3* — прогибы ордовикского периода; *4* — участки наиболее интенсивного прогибания в ордовике; *5* — прогибы силурийского периода; *6* — участки наиболее интенсивного прогибания в силуре; *7* — геосинклинальные области

чается он не только по длительности, но и по своей полноте. В каледонский этап не наблюдается характерных двух стадий, которые отчетливо выражены в байкальском этапе, и не происходит образования авлакогенов (рис. 19).

Прогибание в начале ордовика захватило Белорусско-Латвийский выступ Балтийского щита, перед тем покрытый тонким чехлом осадков балтийского и отчасти валдайского возраста. Отсюда опускание распространилось на восток, в пределы осевой части Московской синеклизы, причем накопление ордовикских осадков происходило в ней примерно до меридиана Вологды. К концу ордовика произошло поднятие, и область накопления осадков резко сократилась. Контур площади накопления осадков в начале силура ограничивался меридианом Чудского озера, а к концу силура сместился еще более на запад.

Вместе с тем западная часть прогиба, как раз являющаяся новообразованием каледонского этапа, испытывала значительное погружение и явилась областью накопления

всей последовательной серии осадков силура (от лландовери до лудлова), причем мощность этих осадков (как свидетельствует Нивенская скважина, где сохранилась наибольшая мощность отложений, не размытых до среднедевонской трансгрессии) достигает более 900 м. Прогибание в ордовике и силуре захватило также Приднестровский окраинный прогиб, где происходило накопление мощной толщи осадков. В его южной части оно началось позднее, с конца ордовика, о чем свидетельствуют молодовские песчаники карадокского яруса, залегающие в основании трансгрессивной серии, и продолжалось в течение силура. Значительное прогибание в это время происходило также в пределах Печорской впадины, где скважинами вскрыты мощные толщи силурийских отложений.

Регрессией конца силура заканчивается второй, кратковременный этап тектонической истории Русской платформы. Она вновь, как и в среднем кембрии, оказывается высоко поднятой областью размыва, а единственной впадиной в пределах платформы, где продолжалось накопление осадков конца силура–начала девона, был Приднестровский окраинный прогиб, в котором наблюдается непрерывный разрез отложений верхнего силура–нижнего девона.

Каледонский этап, как было отмечено Н.С. Шатским, повсеместно имеет неполный, недоразвитый характер по сравнению с герцинским и является как бы начальным для него. Особенности каледонского этапа развития геосинклинальных областей соответствуют и особенностям его проявления на Русской платформе. Тем не менее самостоятельность этого этапа здесь достаточно отчетливо определяется теми крупными *поднятиями платформы, которые приводили к воздыманию всей ее площади* перед началом каледонского этапа и в конце последнего, перед началом герцинского.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Время высокого положения платформы в конце силура и начале девона нужно считать концом каледонского этапа. Началом герцинского этапа является последующее возобновление опусканий, образования прогибов и осадконакопления (рис. 20).

Для начала герцинского этапа характерно образование системы больших грабенообразных прогибов, заложившихся на участках сильного воздымания платформы.

Самым крупным из них является Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, расколовший наиболее поднятую часть Украинско-Воронежского щита и разделивший его на два обособленных массива – Украинский и Воронежский.

Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген возник вдоль системы крупных разломов, которые рассекли платформенный фундамент в диагональном направлении, *параллельно системе Пачелмского грабена. Разломы эти достаточно хорошо выявлены* на отдельных отрезках геофизическими работами и подсечены бурением. Авлакоген распадается на четыре участка, различные по строению и истории: складчатый Донецкий бассейн, Днепровский грабен, Черниговский выступ и Припятский грабен с Микашевичским выступом. Все эти участки ограничиваются с двух сторон единой системой разломов, несколько изгибающихся в районе Черниговского выступа, чем объясняется изменение общего простирания Припятского грабена до почти широтного.

Данные по изменению фаций и мощностей осадочных толщ среднего и верхнего девона в пределах всего авлакогена с несомненностью указывают, что его наибольшее прогибание по системе разломов шло одновременно с накоплением девонских и частично каменноугольных отложений. Многие обоснованно полагают, что авлакоген развивался последовательно с юго-востока на северо-запад. С этим связан несколько различный возраст соленосной толщи – франский и даже частично живетский в Днепровском грабене и фаменский в Припятском.

Черниговский выступ (вал) представляет собой поперечный приподнятый элемент в структуре авлакогена, ограниченный разломом или системой разломов, с которыми связаны мощные средне- и верхнедевонские эффузивы, чередующиеся с осадочными породами. Наоборот, Донецкий бассейн является наиболее глубоко прогибавшимся

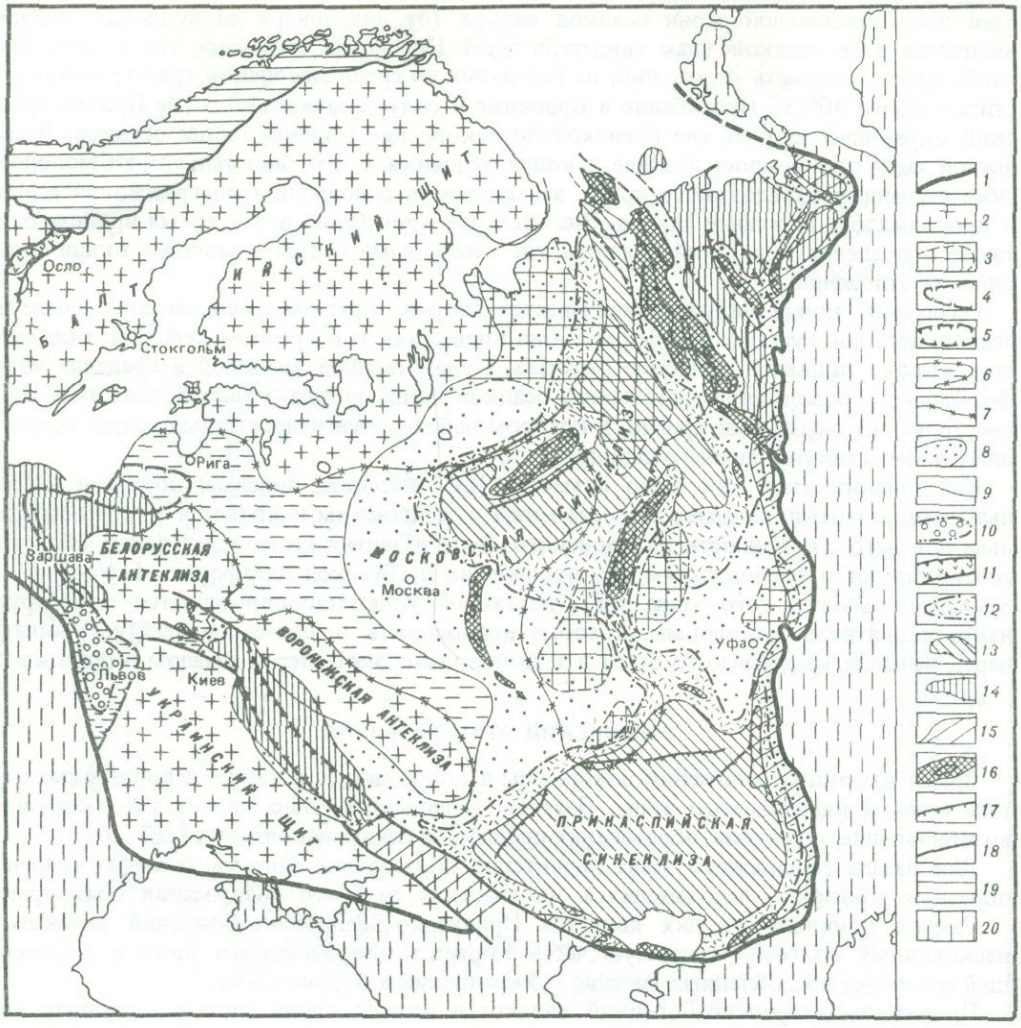


Рис. 20. Структурные элементы Русской платформы на герцинском этапе развития

1 – границы платформы; *2* – области поднятий в течение герцинского этапа (щиты и антеклизы); *3* – наиболее поднятые участки Волго-Уральской антеклизы и восточной оконечности Балтийского щита в среднем девоне; *4* – контуры окраинных прогибов в раннем девоне и раннем эйфеле; *5* – грабенообразные прогибы среднедевонской эпохи: Днепровско-Донецкий (1), Казанско-Сергиевский (2), Среднепечорский (4); *6* – синеклизы среднедевонской эпохи; *7* – контуры этих синеклиз под более молодыми структурами; *8* – синеклизы конца среднекаменноугольной эпохи; *9* – контуры этих синеклиз под более молодыми структурами; *10* – окраинная Львовско-Лодзинская впадина раннекаменноугольной эпохи; *11* – грабен Осло; *12* – прогибы конца татарского века в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз; *13* – прогибы раннетриасовой эпохи в пределах Московской и Прикаспийской синеклиз; *14* – синеклизы позднепермской и раннетриасовой эпох; *15* – герцинские краевые прогибы и прогиб Донецкого бассейна; *16* – верхнепалеозойские валы и плакантиклинали; *17* – флексуры; *18* – разломы; *19* – область каледонской складчатости; *20* – область герцинской складчатости

его участком, где интенсивное опускание происходило до конца или середины ранней перми и где в связи с этими опусканиями глыб формировались не только многочисленные разломы, но и складчатые структуры, являющиеся типичными складками глубокого грабена.

А.С. Новикова полагает, что Припятско-Днепровско-Донецкий девонско-каменноугольный авлакоген унаследовал положение более древнего грабена, возникшего еще в рифее. Однако данные о распространении рифейских толщ свидетельствуют скорее

против этого. В пределах большей части авлакогена и его бортов они неизвестны и распространены только в западной части Припятского грабена. При этом здесь они выполняют более древний Полесский коленообразно изогнутый прогиб и имеют соответственно близкое к меридиональному простирание. Широтный Припятский грабен занимает секущее положение по отношению к Полесскому и наложен на него. Это взаимоотношение прогибов различного возраста указывает на более молодой возраст Припятского грабена и служит подтверждением девонского возраста всего Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, который возник, по-видимому, на наиболее поднятой в начале девона части Украинско-Воронежского щита в результате разламывания и провала его свода.

Второй, Казанско-Сергиевский авлакоген возник в девоне также за счет разламывания крупного поднятия Волго-Уральского щита. Он наложился на свод последнего и разделил его на Токмовский (Ульяновский) и Татарский выступы. А.С. Новикова [1959] показала, что он сформировался по системе разломов, соединивших два древних грабенообразных прогиба, возникших еще в рифее и заполненных бавлинскими толщами (широтный Кинельский грабен на юге и Вожгальский на севере). Образование Казанско-Сергиевского прогиба, сопровождавшееся вулканическими излияниями по разломам, происходило в течение эйфельского и живетского веков и закончилось в конце живета.

Третьим является грабен Осло, в который опущены породы кембрия, ордовика и силура. Почти непрерывные серии морских отложений венчаются здесь красноцветными континентальными песчаниками мощностью до 1000 м, похожими на древние красные песчаники девона Англии. В их нижних горизонтах обнаружены панцирные рыбы и ракоскорпионы, которые норвежские геологи относят к даунтонскому ярусу. Верхние их горизонты относятся к нижнему девону. Мы полагаем, что эта песчаниковая толща по времени образования соответствует эпохе опускания грабена, иначе говоря, накопилась в той депрессии, которая образовалась на земной поверхности благодаря погружению между двумя разломами. Таким образом, возраст этой толщи (конец силура–начало девона) определяет время главной фазы образования грабена, близкое ко времени возникновения Днепровско-Донецкого грабена.

Заключительная эпоха образования грабена приходится на начало перми. Континентальные нижнепермские отложения с флорой и эффузивы (базальты) сопровождаются сильно дифференцированными интрузиями щелочных пород (эссекситы и др.). Пермские отложения невелики по мощности и залегают резко несогласно на более древнем комплексе, что указывает на наличие между ними значительного перерыва.

Грабен Осло возник в результате раскалывания свода Балтийского щита в эпоху крупных поднятий конца каледонского этапа и сформировался, видимо, в самом начале герцинского. Затем после перерыва в конце герцинского этапа произошло внедрение изверженных пород и накопление эффузивов и осадочных пород.

Анализ литолого-палеогеографических карт позволяет наметить четвертый – Среднепечорский грабенообразный прогиб, который расположен в центральной части Печорской синеклизы, простираясь в северо-западном направлении вдоль среднего течения р. Печоры. Судя по изменениям мощностей и фаций отложений, этот прогиб развивался в среднем и продолжал прогибаться в позднем девоне. Интересно, что на месте краевой зоны этого прогиба в позднем карбоне и перми стали проявляться локальные поднятия, которые привели к формированию верхнепалеозойского Среднепечорского вала, вытянутого параллельно структурам Тиманского вала. В данном случае, по всей вероятности, проявляется закономерная унаследованная связь относительно молодых структур (валов в платформенном чехле) с древними и длительно развивавшимися разломами в фундаменте платформы, которая охарактеризована Н.С. Шатским [1955б] на примере Окско-Цнинского вала и древнего Пачелмского прогиба. Эта же закономерность проявилась и в образовании Вятского вала (см. ниже), который возник над зоной древних разломов, ограничивавших в девоне Казанско-Сергиевский авлакоген.

Кроме описанных наиболее крупных авлакогенов, часть грабенов, осложняющих

строение Московской синеклизы, вероятно, также имеет раннедевонский возраст. На это может указывать несомненно предживетское горстовое поднятие, установленное А.В. Копелиовичем, И.Г. Лоджевским и С.В. Тихомировым [1961] в районе г. Щелково близ Москвы.

Как уже упоминалось, в эпоху крупных поднятий, разделивших каледонский и герцинский этапы, только один окраинный Приднестровский прогиб платформы был областью непрерывного осадконакопления. На протяжении всего девона и раннего карбона здесь продолжалось накопление осадков, частично угленосных (Львовско-Волынский бассейн). В других частях платформы с первой половины девона начали образовываться перечисленные грабенообразные впадины, а затем началось прогибание значительной центральной части платформы, где отлагались среднедевонские осадки. Необходимо отметить, что это прогибание целиком унаследовано от более древних прогибов. Среднедевонский прогиб возник на месте каледонского Балтийского прогиба, откуда распространился на восток, в пределы западной половины древней Московской синеклизы, и на юго-восток вдоль древнего Пачелмского грабена. Кроме того, он занимал, видимо, всю Прикаспийскую впадину, более ранняя история которой пока не выяснена. Однако протяжение Пачелмского прогиба, заполненного средне- и верхнерифейскими толщами, на юго-восток, в сторону Прикаспийской впадины, позволяет предположить продолжение под ней системы древних грабенов, подобных той, которую мы видим под Московской синеклизой. Это дает возможность считать ее сходной по истории развития с Московской синеклизой, с тем отличием, что она занимает окраинное положение и сильнее прогибалась на протяжении всей истории. Конечно, историю байкальского и каледонского этапов ее развития восстановить пока не удается, но в начале герцинского этапа она уже была отделена крупными разломами от соседних частей Воронежского массива и Волго-Уральской антеклизы и стала испытывать глубокое погружение. В среднем девоне в ее пределах накапливалась мощная толща осадков.

В конце девона—начале карбона области прогибания на востоке Русской платформы сильно расширились. В опускание были втянуты вся древняя Московская синеклиза, Прикаспийская впадина, область Пачелмского прогиба с его бортами и Припятско-Днепровско-Донецкая впадина с ее бортами. Кроме того, древний Волго-Уральский щит, разделявший до этого Московскую и Прикаспийскую впадины, с конца девона оказался захваченным опусканиями, был перекрыт осадками большой мощности и, по существу, стал очень слабо проявляться в ходе осадконакопления. В начале карбона об относительном поднятии Волго-Уральской антеклизы свидетельствует только глубокий эрозионный размыв, который выразился в образовании Камско-Кинельской впадины, являющейся эрозионной долиной с сетью притоков глубиной до 400 м. Ложбина заполнена морскими отложениями турне и визе. В боковых притоках этой ископаемой долины известны угленосные отложения визейского яруса.

С конца раннего и в среднем карбоне уже почти не имелось никаких следов поднятия Волго-Уральской антеклизы, которые можно было бы установить по характеру осадконакопления.

Таким образом, вся восточная часть Русской платформы в конце девона, в начале и середине карбона превратилась в огромную, меридионально вытянутую область опускания, впервые отмеченную А.П. Карпинским и названную А.Д. Архангельским [1923] Восточно-Русской впадиной. Генетически, как видно, эта впадина не является однородной, а представляет собой гетерогенное образование: северная ее часть унаследована от древней Московской синеклизы валдайского времени, а южная, прикаспийская, связана с особенностями развития юго-восточного угла платформы. С запада и севера Прикаспийская впадина была отделена от остальной части платформы разломами, которые выразились в осадочном чехле флексурами и резким изменением мощностей отдельных толщ. Верхнедевонский (франский) уступ, ограничивающий впадину с северо-востока, имеет в плане форму угла, вдающегося в сторону Пачелмского прогиба, и прослеживается вначале по меридиональной линии Арчеда—Жирновск, затем

по широтной линии к востоку от Жирновска и далее по южному краю Волго-Уральской антеклизы. Зоны этих разломов, выявляющиеся по резкому перепаду мощностей франских отложений, ограничивали наиболее прогибавшуюся часть впадины. Наконец, средняя часть Восточно-Русской впадины наложена на существовавший до этого и разбитый многочисленными разломами Волго-Уральский щит, который был втянут в глубокое опускание и временно подавлен как положительная структура.

В северо-восточной части Русской платформы в течение почти всего герцинского этапа существовала и развивалась система поднятий, объединяемых часто под названием Тиманского вала. Строго говоря, Тиманский вал состоит из нескольких простирающихся на северо-запад и кулисно расположенных поднятий, которые отделяли друг от друга две крупные и длительно развивавшиеся синеклизы платформы: Московскую и Печорскую [Оффман, 1961]. Само возникновение и дальнейшее развитие платформенных структур Тиманского вала в палеозое и мезозое генетически связано с процессами развития этих соседних синеклиз.

С конца карбона и в начале пермского периода наступает последняя стадия герцинского этапа, которая характеризуется новым общим поднятием платформы. В перми вновь начинают проявляться три различные части Восточно-Русской впадины. Благодаря относительному поднятию Волго-Уральской антеклизы к концу перми (татарский век) и в раннем триасе они обособляются достаточно четко.

Московская синеклиза продолжает прогибаться и заполняться мощной толщей лагунных осадков нижней перми, морских – казанского яруса и континентальных – татарского яруса верхней перми и нижнего триаса. Прикаспийская синеклиза испытывает глубокое погружение по системе окаймляющих ее разломов (флексур), смещенных ближе к центру впадины по сравнению с разломами девонского периода, и заполняется также мощной толщей морских, лагунных и континентальных (в частности, красноцветных и соленосных) отложений перми и нижнего триаса.

Волго-Уральская антеклиза в прогибании отстает от впадин и покрывается относительно небольшим чехлом пермских осадков. На фоне поднятия всей антеклизы в конце позднего палеозоя здесь, по всей вероятности, происходят достаточно резко дифференцированные тектонические движения, которые расчленяют ее на наиболее поднятые участки (своды) и разделяющие их прогибы. Формируются многочисленные мелкие формы, нарушающие строение антеклизы, в частности разломы, флексуры, валы и сопровождающие их прогибы. Возраст их для южного края Татарского свода Н.Н. Форш и другие исследователи определяют как пермский. В результате длительной геологической истории (в течение нескольких этапов развития платформы) Волго-Уральская антеклиза приобрела сложное тектоническое строение. Особенностью ее является наличие очень мощного осадочного чехла, перекрывающего кристаллический фундамент, разбитый разломами на серию блоков. Строение самого чехла тоже осложнено многочисленными и разнообразными структурами второго и третьего порядков. Эти особенности тектонического строения антеклизы обусловили то, что она является вместилищем многих нефтяных месторождений.

В конце позднего палеозоя начался рост крупных валов: Окско-Цнинского, Сухонского и Вятского. В основе их лежат асимметрично поднимавшиеся блоки фундамента. В интересной статье А.И. Мущенко [1961] было дано объяснение особенностей строения многих валов, связанное с неодновременным и неодинаковым наклоном слоев. Такое объяснение применимо, по-видимому, и к особенностям Вятского вала, в пределах которого антиклинальная структура не выражена в нижних горизонтах разреза. В конце перми и в мезозое обособилась Глазовская синеклиза. На западе ее ограничивало поднятие Вятского вала, который развивался одновременно с ней и отделял ее от Московской синеклизы.

В связи с общим поднятием платформы в перми в пределах Рязано-Саратовского прогиба, образовавшегося поверх Пачелмского грабена, осадконакопление прекратилось. В Припятско-Днепровско-Донецком прогибе в перми прогибание и осадконакопление продолжались на значительно более ограниченной площади, чем в карбоне. Здесь

накапливались лагунная соленосная толща и красноцветные породы. В окраинном прогибе запада платформы, хотя и на более узкой площади, чем в карбоне, продолжалось накопление пермских отложений. Во второй половине перми вдоль каледонского Балтийского прогиба произошло унаследованное опускание, вызвавшее трансгрессию цехштейнового моря вдоль его осевой части, а позднее – накопление континентальной толщи пурмальской свиты мергелей. С концом описываемого этапа совпало образование Предуральского краевого прогиба, возникшего в карбоне–перми, развивавшегося в течение всей перми, а на юге Урала – и в начале триаса.

Крупные поднятия платформы и окончание герцинского этапа ее развития совпали с заключительной стадией герцинского геосинклинального развития Уральской складчатой системы и образованием вдоль нее краевого прогиба.

К середине триаса поднятие платформы достигло своего максимума и она сделалась областью глубокого размыва. Этими крупными поднятиями заканчивается герцинский этап развития платформы.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Герцинский и альпийский этапы развития разделены длительной эпохой, в течение которой Русская платформа была высоко приподнята и поверхность ее подверглась глубокому выветриванию и эрозионному расчленению. Эпоха наибольшего поднятия продолжалась с начала среднего триаса до середины ранней юры. Со второй половины лейаса началась трансгрессия юрского моря, охватившая сначала окраины Донецкого бассейна и соседнюю часть Днепровского грабена, а затем постепенно распространившаяся вдоль Прикаспийской впадины на север платформы. Однако одновременно с развитием этой трансгрессии и даже, по-видимому, ранее, с первой половины лейаса, началось образование грабенообразных впадин вдоль южной окраины платформы.

Наиболее изученным из юрских грабенов является так называемый Придобруджинский, который, может быть, лучше именовать по географическому положению Придунайским. Он заполнен мощной толщей юрских отложений. Отложения лейаса–аалена слагают только относительно узкую часть прогиба [Сухаревич, 1956]. Отложения байосского, батского, келловей-оксфордского и кимериджского ярусов распространены на более широкой его площади [Иванчук, Эдельштейн, 1962]. Титонские отложения занимают ограниченную площадь на севере грабена, отражая его асимметричность, и имеют лагунный характер (есть прослои ангидритов и гипса). Это указывает на прогибание грабена до конца юры. Вышележащие меловые отложения в его заполнении не участвуют и перекрывают более значительную площадь.

На основе анализа геофизических данных, в частности сейсмического зондирования, М.В. Чирвинская и Б.Л. Гуревич [1959] установили восточнее Придунайского грабена систему грабенообразных прогибов, скрытых под дном Черного и Азовского морей, – Каркинитского, Сивашского, Бердянского и Северо-Азовского. Все они довольно точно следуют южной границе Русской платформы, вдоль ее контакта с герцинским фундаментом Скифской плиты. Частично они, видимо, наложены на этот контакт, но в основном располагаются в приконтактовой зоне, на докембрийском фундаменте платформы. Возраст отложений, заполняющих грабены, пока неизвестен. По аналогии с Придунайским грабеном можно полагать, что там также развиты юрские и, может быть, нижнемеловые отложения.

Украинский кристаллический массив в своей южной части в пределах современного Причерноморья был высоко приподнят в конце палеозоя. Здесь нет и, видимо, не было осадков девона, карбона и перми. Можно думать, что к началу мезозоя южный край платформы поднялся еще сильнее. Вероятно, в это же время была приподнята соседняя часть фундамента Скифской плиты. Таким образом, возникновение перечисленных грабенов вдоль этого поднятого края – явление вполне закономерное, связанное с разламыванием свода поднятия, в данном случае ослабленного линией контакта двух разновозрастных фундаментов.

Большое опускание платформы, с которого начинается альпийский этап ее развития, как уже упоминалось, началось в конце лейаса, продолжалось в средней юре и в мальме вплоть до конца оксфорда. На фоне общего опускания, вызвавшего трансгрессию юрского моря, происходило унаследованное прогибание ряда впадин, о котором свидетельствует распределение и увеличение мощности юрских осадков. Последние небольшим чехлом покрывают склоны Украинского щита, Воронежскую и Белорусскую антеклизы, склоны Волго-Уральской антеклизы, но имеют значительно большую мощность в разделяющих впадинах, которые явно наследуют положение древних палеозойских и даже байкальских авлакогенов и впадин. На западе в юрское время опускался окраинный прогиб платформы, от которого в виде залива к востоку вдоль оси Балтийского прогиба отходила впадина, заполненная юрскими отложениями. Она унаследована от каледонского и герцинского прогибов и приурочена к его осевой части, продолжавшей прогибаться в мезозое, хотя и относительно очень слабо.

В центре платформы глубокое опускание испытали Днепровско-Донецкий и Рязано-Саратовский прогибы. Оба они наследуют положение бывших авлакогенов, но занимают более широкие пространства, чем последние, распространяясь на их борта, которые оказались втянутыми в постепенные опускания.

Днепровско-Донецкая впадина на севере замыкалась, а на юге сообщалась со средне-верхнеюрским бассейном, покрывавшим Скифскую плиту и Прикаспийскую впадину. Существование этого соединения не вызывает сомнений, о нем свидетельствуют комплексы морской фауны верхнелейасовых, ааленских, байосских и верхнеюрских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Большинство исследователей проводят это соединение через Приазовский кристаллический массив, хотя более вероятно предполагать его через Манычский прогиб и далее через окраину Донецкого бассейна. Несомненно, что Манычский прогиб образовался в юрское время вдоль разлома, ограничивающего с северо-востока Приазовско-Ростовский выступ платформы. Вероятно, этот прогиб представлял собой узкую приразломную грабенообразную впадину. Другой возможный вариант соединения юрских бассейнов Скифской плиты и Днепровско-Донецкой впадины можно предполагать через Запорожский грабен (см. ниже), если последний существовал не с мела, как это принято считать, а с середины мезозоя.

Рязано-Саратовский прогиб, "наследник" Пачелмского грабена, соединялся на юго-востоке с Прикаспийской впадиной. Их структурное разделение Доно-Медведицким валом – явление вторичное, возникшее в результате образования системы поднятий этого вала в течение мезозоя–палеогена. Именно через этот глубокий прогиб в позднеюрское и меловое время бассейн, заполнявший Московскую синеклизу, сообщался с Прикаспийским. Доказательств этому очень много. Одно из них – исключительно широкое распространение рязанского горизонта нижнего валанжина в Рязано-Саратовском прогибе с распространением отсюда к району Москвы и в Прикаспийской впадине при отсутствии в других районах.

Прогибанием, хотя более слабым, были охвачены осевая часть Московской синеклизы и Глазовский прогиб. Со среднеюрской эпохи прогибание происходило также в Прикаспийской впадине, а на другом конце платформы – в Печорской.

В Прикаспийской впадине накапливалась огромнейшая толща среднеюрских отложений, а с поздней юры начался рост соляных куполов. Начиная со средней юры одновременно с Доно-Медведицким валом стал образовываться новый прогиб, который А.Д. Архангельский назвал Ульяновско-Саратовским. Так как Саратов не имеет отношения к территории прогиба, а южная часть его А.И. Мушенко именует Терсинской впадиной, мы будем его называть Ульяновско-Терсинским. Это очень любопытное новообразование возникло в своей южной части на склоне Воронежского массива, наложилось почти поперек на продолжение Пачелмского прогиба и распространилось севернее, в район Ульяновска, проявившись на склоне Токмовского свода. Прогиб, как отметил Н.С. Шатский, имеет плоское дно и крутое флексурное сочленение с Доно-Медведицким валом. Последний образовался как система поднятий, отделивших этот прогиб от более восточной глубокой части Прикаспийской впадины. По-видимому, об-

разование рассматриваемого прогиба и системы Доно-Медведицкого вала шло одновременно во взаимной генетической связи. Ульяновско-Терсинский прогиб интенсивно развивался и заполнялся осадками верхней юры, нижнего и верхнего мела и палеогена (особенно палеоцена – сызранский и саратовский горизонты), достигающими особенно большой мощности и распространения в его северной части.

Вторым интересным новообразованием, точный возраст которого пока неизвестен, является система Мелитопольско-Запорожского и Конкско-Ялинского грабенов, пересекающих Украинский кристаллический массив. Развитие здесь глубокой депрессии, в которой залегают не только палеогеновые, но и верхнемеловые породы, было известно давно. М.Ф. Носовским [1957] было указано на существование глубокого поперечного Приазовского разлома. В настоящее время в результате обработки материалов глубокого бурения выявилось наличие двух соединяющихся грабенообразных депрессий – Конкско-Ялинской на севере Приазовского массива и Запорожской на юго-западном его склоне. Последняя отделена системой разломов от Приазовского массива и сообщается с расширенной и углубленной частью Причерноморской впадины Мелитопольской депрессией.

В последние годы как в Мелитопольско-Запорожском, так и в Конкско-Ялинском грабенах, соединенных узкой перемычкой, обнаружены апт-альбские отложения с фауной фораминифер. Таким образом, система разломов и депрессий, отделившая Приазовский массив от собственно Украинского, имеет достаточно древний возраст. Не исключено, что эта система грабенов заложилась еще в юре и могла служить путем соединения юрских бассейнов, покрывших Днепровско-Донецкую впадину и южную окраину платформы.

Общая площадь накопления осадков на Русской платформе в раннем мелу сильно сократилась. По существу, прогибание продолжалось только в Прикаспийской впадине, Рязано-Саратовском прогибе и в осевых частях Московской и Глазовской синеклиз. Осадки преимущественно верхов нижнего мела накопились также в узкой полосе южной окраины платформы, в зоне грабенообразных юрских впадин. Остальные части платформы были сильно приподняты.

В позднем мелу опускания расширили площадь осадконакопления. Однако они охватили лишь южную половину платформы. Как было показано Д.П. Найдиным и В.С. Петренко, особенно сильное прогибание и мощное накопление толщи верхнемеловых осадков происходило только в узких окраинных прогибах Русской платформы: Датском, Львовско-Люблинском и в Причерноморской впадине, где мощности верхнемеловых отложений превышают 1000 м. Следует отметить, что Львовско-Люблинский прогиб, видимо, унаследован от древнего окраинного прогиба платформы. Верхнемеловая Причерноморская впадина представляет собой новообразование, возникшее поверх системы юрских грабенообразных прогибов. Кроме того, Д.П. Найдин и В.С. Петренко выделяют ряд обособленных участков прогибания позднемеловой эпохи с менее глубоким, но все же значительным прогибанием. Это центральная часть Днепровско-Донецкой впадины, Новоузенский и Южно-Эмбинский прогибы в пределах Прикаспийской впадины, Персияновский и Новочеркасский прогибы на продолжении Манычской приразломной впадины. Эти местные очаги относительно более интенсивного прогибания развивались на фоне общего опускания всей южной части платформы, которая была покрыта обширным позднемеловым морским бассейном. Как известно, толща верхнемеловых отложений платформы разделяется двумя перерывами на три комплекса: сеноман-турон-коньякский, сантон-кампан-маастрихтский и датский. Наиболее широко распространен первый, который известен от южных районов платформы до района Москвы (Клинско-Дмитровская гряда и др.). Второй сменяет его без перерыва в глубоких впадинах (Днепровско-Донецкой, Львовско-Люблинской, Прикаспийской и др.), но по краям их ложится с размывом и несогласием на нижний, переходя трансгрессивно иногда на более древние породы вплоть до палеозойских. Датский комплекс хотя и невелик по объему и ограничен по распространению (Новоузенский прогиб и др.), но является обособленным.

Увеличенная мощность и непрерывный разрез всех трех верхнемеловых комплексов в перечисленных глубоких впадинах свидетельствуют о прогибании последних в течение позднемеловой эпохи. Вместе с тем упомянутые комплексы указывают или на три коротких колебания всей платформы от опускания к поднятию, или же на ряд фаз резкого поднятия и падения уровня моря. Различить тектонические колебания от колебаний уровня моря мы пока можем далеко не во всех случаях, и на примере меловой трансгрессии, охватившей обширные пространства материков, есть много данных в пользу второго объяснения.

В палеогене прогибание и осадконакопление на платформе были еще более локализованы в отдельных опускавшихся впадинах. Палеогеновая морская трансгрессия покрыла почти всю южную часть платформы, кроме Украинского щита, где формировались угленосные осадки среднего эоцена. Однако на фоне этой трансгрессии накопление мощных осадков происходило только в Причерноморской, Днепровско-Донецкой, Прикаспийской и Ульяновско-Терсинской впадинах.

В Днепровско-Донецкой впадине, как на это обратил внимание еще Н.С. Шатский, палеогеновый прогиб несколько сместился к югу по сравнению с верхнемеловым. На северо-западе прогиб, наследуя положение палеозойской Припятской впадины, протянулся через Белоруссию и Польшу, где осадконакопление продолжалось в Львовско-Люблинской впадине.

В Прикаспийской впадине площадь глубокого погружения несколько расширилась по сравнению с Новоузенским меловым прогибом. Эта область осадконакопления Доно-Медведицким валом была разобщена с Ульяновско-Терсинским прогибом, в котором происходило накопление мощных осадков палеоцена.

К концу палеогена осадконакопление в этих депрессиях прекратилось и платформа была сильно приподнята, сделавшись снова областью денудации.

С неогеновым периодом совпадают заключительный этап геосинклинального развития Альпийской складчатой области и образование в ее пределах межгорных впадин. Перед фронтом альпийских сооружений возникают краевые прогибы – Предкарпатский, Индоло-Кубанский и др. Они образовались в основном на герцинском фундаменте, однако периферическое опускание захватило и прилегающие части Русской платформы. Опусканием в среднем и позднем миоцене были вновь захвачены окраинная Приднестровская и Причерноморская впадины. Интересно, что миоценовый прогиб унаследовал положение Запорожско-Мелитопольского и Конкско-Ялинского грабенов. Сарматская ингрессия проникала вдоль этого прогиба до района г. Днепропетровска.

В плиоцене в опускание были вовлечены только крайняя южная часть платформы и Прикаспийская впадины. Как и в конце герцинского этапа, платформа сделалась обширной приподнятой областью. Однако дальнейшая тектоническая жизнь ее отдельных структурных элементов отражается в создании определенных форм рельефа.

По плану древнего структурного заложения в четвертичном периоде продолжают развиваться и новейшие движения.

ОБЩАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВПАДИН РУССКОЙ ПЛИТЫ

Анализ геологической истории Русской платформы приводит к некоторым выводам как об общей направленности развития, так и о происхождении главнейших элементов ее современной тектонической структуры.

Следует отметить, что общий вывод о ведущей роли процесса образования синеклиз на Русской платформе и об остаточном характере антеклиз и щитов был в свое время сделан Н.С. Шатским на основе чисто структурного анализа при наличии значительно более ограниченного материала, чем тот, которым мы располагаем сейчас. Этот вывод может быть только подтвержден и детализирован. Действительно, в начале рифейской эры вся платформа вместе с Балтийским щитом представляла собой единый гигантский щит. Первые опускания середины рифея охватили восточный и западный края этого

щита и привели к образованию окраинных прогибов, или зон перикратонных опусканий Е.В. Павловского. В итоге своего развития от середины рифея доныне Русская плита оказалась покрытой мощным осадочным чехлом. При этом толщина последнего закономерно увеличивается с северо-запада, от Балтийского щита, к юго-восточному углу платформы. Таким образом, величина проседания поверхности плиты, измеряемая мощностью осадков, более или менее равномерно увеличивается к юго-востоку.

Процесс формирования и заполнения впадин осадками шел на фоне общих колебаний всей платформы в целом. Она испытала три крупных опускания – байкальское, герцинское и альпийское, одно опускание меньшего масштаба – каледонское – и четыре общих поднятия в конце байкальского, каледонского, герцинского и альпийского этапов. Эти колебания позволяют выделить соответствующие общие этапы развития платформы, а крупные поднятия дают возможность четко разграничить их между собой. В каждом этапе мы можем различить начало развития общих опусканий, максимум трансгрессий и затем поднятие. В связи с этим в каждом этапе, кроме каледонского, можно выделить начальную стадию, в которой значительная роль принадлежит разламыванию фундамента платформы с образованием грабенообразных впадин в наиболее приподнятых его участках, и последующую стадию, выражавшуюся в формировании и развитии больших плоских платформенных впадин – синеклиз. Развитие последних шло на фоне больших общих колебаний платформы, причем образование большинства из них было предопределено разломами фундамента.

Исходя из приведенных данных по истории развития впадин Русской платформы по генезису их можно разделить на несколько типов.

1. Длительно развивавшиеся окраинные прогибы. Восточный из них – Камско-Уфимский – существовал в рифее и палеозое и слабо проявлял себя опусканиями в мелу и неогене. Западный (частью которого является Приднестровский) испытывал еще более устойчивые опускания со среднего рифея в байкальском, каледонском, герцинском и альпийском этапах вплоть до конца миоцена.

2. Прогибы, развившиеся над грабенами, или авлакогенами. Для них характерно, как отметил Н.С. Шатский, то, что они перекрывают борта грабенов и охватывают слабым прогибанием более широкую область. К типу таких "эпиавлакогенных" относятся Припятско-Днепровско-Донецкая впадина и Рязано-Саратовский прогиб.

3. Синеклизы, перекрывшие сеть грабенов начальной стадии развития на большой площади, а затем унаследованно развивавшиеся длительное время как пологие, плоские и обширные впадины. Типичным примером является Московская синеклиза. Не исключено, что подобной впадиной является и Прикаспийская синеклиза, хотя пока генезис ее недостаточно выяснен.

4. Синеклизы, с самого начала развивавшиеся без видимых крупных разломов (как окраинные), но внедрившиеся в глубь платформы в виде заливов. К этому типу относится единственный внутриплатформенный каледонский Балтийский прогиб.

5. Сравнительно неглубокие новообразованные впадины, возникшие вдоль одного разлома или системы относительно небольших разломов и секущие более древние структурные элементы. Примерами их являются верхнепалеозойско-мезозойская Глазовская и мезозойско-палеогеновая Ульяновско-Терсинская впадины. Может быть, к этому типу надо отнести Мелитопольско-Запорожскую впадину, образовавшуюся поверх системы Запорожско-Конкско-Ялинского грабена.

Как видно, огромное большинство платформенных прогибов развилось над первоначально возникшими приразломными структурами. Только окраинные прогибы и единственная внутриплатформенная каледонская впадина, которая связана с Западным окраинным прогибом, образовались без явно выраженной стадии раскалывания подстилающего фундамента.

Для главнейших платформенных впадин и синеклиз, таких, как Припятско-Днепровско-Донецкая и Московская, четко выделяются две стадии формирования: 1) разламывания основания платформы и опускания грабенообразной впадины (Днепровско-Донецкого авлакогена) или системы грабенов (под Московской синеклизой); 2) общего

проседания более обширного прогиба, наложенного как на грабен или на систему грабенов, так и на их борта. Вторая стадия очень растянута во времени, и на примере Московской синеклизы мы видим ее унаследованное развитие в каледонском, герцинском и начале альпийского этапа, а на примере Днепровско-Донецкой впадины – вплоть до конца альпийского этапа (конца палеогена).

Таким образом, начиная с разламывания сводового поднятия и опускания узкой межразломной зоны поверхности щита процесс развития ведет к опусканиям широкой площади платформы, проседанию, погружению больших участков щитов с превращением их в погруженную плиту. В пределах последней поднятые участки – антеклизы – играют вполне подчиненную роль, являясь остатками когда-то существовавшего единого поднятия. Поэтому понятно, что в каждом этапе развития платформы мы видим, как вместе с крупными поднятиями происходит разламывание фундамента, соответствующее начальной стадии этапа. Причем масштаб этого явления от байкальского этапа к альпийскому сильно сокращается. Такое разламывание платформы, как было в начале байкальского этапа, потом уже не повторялось, а в начале альпийского оно имело совсем небольшие масштабы.

Охарактеризованные основные этапы развития платформы не являются какими-то повторяющимися и одинаковыми циклами. Они отражают общий ход поступательного развития земной коры. Совпадение этих этапов развития древней Восточно-Европейской платформы с этапами развития более молодых складчатых областей нельзя рассматривать как какое-то более или менее простое отражение этапов складчатости на платформе. И в складчатых областях, и на платформе мы видим проявление единого общего процесса развития земной коры, в котором байкальский, каледонский, герцинский, альпийский (а для Тихоокеанского побережья и киммерийский) этапы являются определенными стадиями развития, каждая из которых обладает своими особенностями. Очень интересно то, что как в большинстве складчатых областей, так и на платформах эти стадии (этапы) четко отделяются одна от другой огромными перерывами и поднятиями земной коры.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОЯС

УДК 551.24 (574.2)

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН)[1]

Комплекс тектонических структур, известный в литературе под наименованием Кокчетавского массива, играет важную и своеобразную роль в общем строении складчатых сооружений Казахстана. Он давно привлекал внимание широким развитием здесь широтных простираний слоев и в то же время явственно намечавшейся связью с крупнейшей меридиональной зоной поднятий, протягивающейся на юг к горам Улутау и Арганатинским [Архангельский, 1941].

В результате геологосъемочных работ, проводившихся в Северном Казахстане экспедицией Московского геологоразведочного института им. Серго Орджоникидзе по заданию Центрально-Казахстанского геологического управления, были получены новые сведения о геологии и тектонике Северного Казахстана. Авторами данной статьи, работавшими в составе этой экспедиции, была изучена северная окраина Кокчетавского нагорья, включающая значительную часть Кокчетавской области. В структурном отношении эта площадь охватывает северный и восточный склоны Кокчетавского массива, его наиболее поднятую зону и часть расположенного севернее прогиба.

[1] См.:Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1959. Т. 34, № 2. С. 19–43. (Совместно с Д.С. Кизевальтером.)

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

Первая попытка дать представление о тектоническом положении Кокчетавского района была сделана Н.Г. Кассиным [1934]. Кокчетавский район он отнес к числу "стабильных платформ", которые в среднем палеозое превратились в жесткие устойчивые плиты. Докембрийские толщи, развитые здесь, простираются, по его мнению, местами в широтном, а местами в северо-восточном направлении.

В более поздней работе, в которой Н.Г. Кассин [1937] дал расчленение Казахстана на геосинклинальные области, подвижные шельфы, платформы и континентальные глыбы, описываемый район он частью включил в Кокчетавскую глыбу нижнего палеозоя, частью отнес к среднепалеозойской платформе Селеты-Кокчетавского района.

Несколько ранее Е.Д. Шлыгин [1932] впервые отметил характерные черты тектонической структуры Кокчетавского района, подчеркнув крупную роль надвигов в его строении. Позже в весьма обстоятельной статье, посвященной тектонике Северо-Восточного Казахстана, в значительной степени не потерявшей своего значения до сих пор, Е.Д. Шлыгин [1935] установил, что Кокчетавский район представляет собой антиклинорий почти широтного простирания, который обнаруживает тенденцию к замыканию на востоке и западе и прорван в центральной части гранитной интрузией. Анализируя несогласия в осадочных и метаморфических толщах, Е.Д. Шлыгин доказал наличие в Кокчетавском районе проявлений нескольких эпох допалеозойской складчатости, а также каледонской и герцинской складчатости. Основные выводы Е.Д. Шлыгина, несмотря на крайнюю ограниченность имевшегося у него к тому времени материала, были сделаны правильно.

Позднее Е.Д. Шлыгин несколько развил и уточнил приведенные выводы о проявлении в Кокчетавском районе нескольких фаз допалеозойской, а также отчетливо выраженной каледонской складчатости. Никаких сведений о тектонической структуре района, кроме отрывочных данных о простирании отдельных толщ, не приводится.

В результате работ Центрально-Казахстанской экспедиции Академии наук СССР Н.С. Шатский [1938] дал свою известную схему тектоники Центрального Казахстана. В ней он рассматривает Кокчетавский массив как область виргации пучка каледонских складок, расходящихся с севера в южном направлении к Тенизской впадине. Последняя, согласно этой схеме, расположена в области виргации двух направленных навстречу друг другу пучков складок – южного, расходящегося веером с юго-запада от гор Аркалык, и северного, Кокчетавского. В этой схеме не была учтена роль складок широтного простирания, развитых в Кокчетавском массиве.

Наиболее подробные сведения о тектонике Кокчетавского массива были даны П.Н. Кропоткиным [1948, 1950]. При построении тектонической схемы им были использованы данные исследователей этого района вплоть до 1948 г. П.Н. Кропоткин рисует Кокчетавский массив как огромное поднятие широтного простирания, в пределах которого развита система складок с ядрами из докембрийских пород. К краям поднятия – к западу и востоку – складки отклоняются соответственно в юго-западном и юго-восточном направлениях. Поднятие докембрийских пород окружают складки, в строении которых главную роль играют древнепалеозойские образования. Эти складки с востока и запада от поднятия имеют приблизительно меридиональные простирания, а подходя к нему, меняют на широтные и облекают его с севера.

Исследования, проведенные авторами данной статьи, показали более сложное строение массива и выявили ряд интереснейших особенностей его структуры. Полученные нами данные по тектонике складчатого основания северной части Кокчетавского массива позволяют уточнить и развить далее основные выводы о тектонике этого района, сделанные первоначально Е.Д. Шлыгиным, а затем дополненные П.Н. Кропоткиным.

Результаты исследований Северо-Казахстанской экспедиции МГРИ были частично изложены в статье А.А. Богданова [1954], некоторые выводы которого, относящиеся к структуре Кокчетавского массива, требуют, по нашему мнению, дополнения и уточнения.

В строении рассматриваемого района участвует мощнейшая толща метаморфических и слабо метаморфизованных эффузивных и осадочных пород докембрия и нижнего палеозоя, прорванных крупным гранитным интрузивным телом среднепалеозойского возраста (поздний силур–ранний девон). Они образуют сложно построенное складчатое основание области. Кроме того, имеются останцы среднего палеозоя, залегающего на глубоко размытой поверхности древних структур, а также маломощный покров мезозойско-кайнозойских континентальных отложений.

В основании разреза докембрия вскрывается мощная серия разнообразных гнейсов, амфиболитов, эклогитов, слюдяных, гнейсовых и различных других кристаллических сланцев с подчиненными линзами карбонатных и силикатных мраморов [Трусова, 1954]. Мощность их оценивается в 3–3,5 км. На размытой поверхности пород несогласно лежит кварцитовая серия, содержащая пачки белых бластопсаммитовых кварцитов, перемежающихся со слюдяно-кварцитовыми, углистыми, реже эпидот-актинолитовыми сланцами. Мощность этой серии 1–1,2 км. С резким несогласием, обычно непосредственно не гнейсах залегает верхняя серия различных порфироидов и порфиритоидов, а также хлоритовых, серицитовых и других метаморфических сланцев, доломитов и кварцито-песчаников, имеющая мощность 1,1 км. Эти породы завершают разрез докембрия.

Выше с резким угловым несогласием залегает толща средних и основных эффузивов, их туфов и различных слабо метаморфизованных осадочных пород, получившая название уртынджальского комплекса. В основании ее лежат мощные толщи туфов, средних, основных и кислых лав, порфириты, альбитофиры, яшмы, выше сменяющиеся разнообразными тонкозернистыми туфами, аргиллитами, яшмами и туфогенными песчаниками кембрийского возраста. Мощность их достигает 5–6 км. Эти отложения прорваны раннекаледонскими основными и кислыми интрузиями, образующими несколько мелких массивов. Выше с несогласием лежит ордовикская флишеподобная толща с частым чередованием граувакковых песчаников и аргиллитов мощностью до 1,8 км, содержащая граптолитов лландейского яруса [Богданов, Трусова, 1949]. Ордовик завершается толщей глыбовых и крупногалечных конгломератов моласcового типа мощностью до 0,5 км. Породы докембрия и нижнего палеозоя прорваны крупным массивом гранитов и гранит-порфиров зерендинского позднекаледонского комплекса, образующих, кроме того, несколько более мелких интрузивных тел.

С резким несогласием на различных более древних слоях залегают среднепалеозойские породы, сохранившиеся лишь в отдельных небольших останцах. Они представлены альбитофирами, кварцевыми порфирами и конгломератами нижнего и среднего девона, а также кремнистыми известняками и песчаниками нижнего карбона мощностью в несколько сотен метров. Более молодые мезозойско-кайнозойские породы образуют лишь маломощный континентальный покров.

Таким образом, в общей структуре Кокчетавского массива могут быть выделены три основных структурных яруса. Первый из них образует сложно построенное древнее складчатое основание, имеющее додевонский возраст. Второй выполняет слабо дислоцированные впадины, залегая поверх складчатого основания. Этот структурный ярус представлен девонскими и каменноугольными породами. Третий, имеющий второстепенное значение, выражен тонким покровом мезозойско-кайнозойских рыхлых отложений, представленных платформенными формациями. В данной статье строение его не рассматривается.

Каждый из основных структурных ярусов может быть расчленен на ряд тектонических (структурных) комплексов, различных по условиям залегания пород, по степени их метаморфизма и разделенных несогласиями.

Общий план структуры

В пределах складчатого основания, т.е. в нижнем структурном ярусе, можно выделить пять тектонических комплексов.

Наиболее древним является комплекс докембрийских гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев, имеющих очень большую мощность и повсюду интенсивно смятых в складки. Для этого комплекса типичны сжатые, местами изоклинальные складки течения, усложненные мелкой и крупной плойчатостью. Характерно наложение повторной складчатости. Часто встречаются складки с крутыми, почти отвесными шарнирами. Преобладают углы падения 70–75°, что указывает на развитие стоячих складок. Этот комплекс выступает в ядрах наиболее приподнятых антиклинальных структур.

Вторым является комплекс кварцитов и кварц-слюдистых сланцев. Этому комплексу свойственна значительно более спокойная складчатость с углами падения на крыльях 50–65°. Реже встречаются углы до 80°. Слюдистые сланцы образуют более мелкие и сложные складки течения. В этом комплексе также наблюдались складки с крутопадающими шарнирами.

Третий комплекс образуют метаморфические сланцы и другие породы верхнего докембрия. Среди них встречаются и более пологие складки с широкими плоскими сводами. Углы падения здесь сильно колеблются – от 20 до 75°. Господствующим типом остаются складки течения с сильным увеличением мощности слоев в сводах.

Четвертый тектонический комплекс образуют кембрийские отложения, отделенные от предыдущих особенно резким несогласием и сильным уменьшением степени метаморфизма пород.

Пятый комплекс образован ордовикскими отложениями, лежащими на кембрийских также со следами несогласия.

Палеозойские слои залегают преимущественно с крутыми углами падения (55–70°) и, как это видно в более хорошо обнаженных участках, образуют многочисленные мелкие складки, усложняющие крылья более крупных структур.

Каждый из выделенных комплексов, кроме гнейсово-амфиболитовой серии, основание которой неизвестно, налегает на предыдущий с резкими следами несогласия и дислоцирован иначе, чем породы других комплексов. Вместе с тем все они образуют единую серию крупных складчатых структур каледонского (додевонского) возраста, подчиняясь общим направлениям простираний.

В пределах северо-восточной окраины Кокчетавского массива выделяются две системы складок. Первая из них имеет в общем широтное простирание, на востоке отклоняющееся в юго-восточном направлении, и составляет северную часть того крупного и сложно построенного антиклинория, который предшествующие исследователи [Шлыгин, 1935; Кропоткин, 1950] назвали Кокчетавским. Складки этой системы занимают бóльшую, западную часть описываемой области, прослеживаясь приблизительно до линии Александровка–Дороговка. Юго-восточнее этой линии располагается вторая система складок, имеющих северо-восточное простирание и смыкающихся с первой под резким углом. Эта система складок тянется далеко за пределы исследованной нами площади, видимо являясь частью зоны складок этого же простирания, выделяемой П.Н. Кропоткиным [1948] в районе г. Щучинска.

Широтная система складок северного крыла Кокчетавского антиклинория

Складки первой широтной системы образуют ясно выраженный дугообразный изгиб. На северо-западе, в Аиртауском районе, они имеют восток-северо-восточное простирание, затем приобретают широтное, а к востоку от Кокчетава – юго-восточное. В этой системе складок можно выделить крупные антиклинальные и синклинальные зоны, объединяющие по нескольку отдельных складок. Наиболее отчетливо выделяются четыре пары таких зон, южные из которых сложены почти исключительно докембрийскими породами и сильно проплавлены гранитными интрузиями. В строении северных складок участвуют и нижнепалеозойские породы. Таким образом, эта структура явственно обрисовывает северное крыло крупного широтного антиклинория.

Главная Кокчетавская антиклинальная зона является наиболее крупным приподнятым и самым южным из структурных элементов описываемой системы складок. Она сохранилась лишь фрагментарно, преимущественно в провесах кровли Зерендинского плутона. В своде антиклинальной зоны и по ее северному крылу (в районе оз. Имантау) выступают крутопадающие слои нижней серии докембрия. В строении южного крыла участвуют верхняя серия докембрия и сильно измененные в контактовой зоне гранитов кембрийские отложения. Это крыло осложнено крупным разрывом северо-восточного простирания, проходящим в районе оз. Якши-Янгизтау. В западном крыле разрыв срезает широтные складки в толще нижней серии. В восточном крыле вдоль разрыва, согласуясь с ним, тянутся складки верхней серии. Разрыв не затрагивает гранитной интрузии. Все эти признаки позволяют считать его очень древним, возможно, позднедокембрийским.

Севернее описанной антиклинальной зоны располагается Красномайская синклинальная зона, протягивающаяся в виде широкой дуги от района южнее с. Златогорка к с. Красный Май и оттуда поворачивающая к юго-востоку, в сторону оз. Караунгур. Поперечным поднятием, прослеживающимся к югу от Кокчетава, эта зона делится на две изолированные синклинальные структуры, сложенные главным образом кварцитовой серией докембрия. На поперечном поднятии зона прорвана гранитной интрузией, представляющей собой выступ Зерендинского плутона.

Восточная часть этой синклинальной зоны в направлении к оз. Караунгур заметно расширяется, раздваиваясь на две ветви – широтную и меридиональную. В осевой части широтной ветви близ с. Пухальского развиты кремнистые породы кембрия, образующие здесь сжатую синклиналь с почти отвесными крыльями, несколько срезающую простирания докембрийских слоев кварцитовой серии, также заворачивающую здесь к востоку. Вторая ветвь синклинальной зоны приобретает почти меридиональное простирание и подразделяется на две части продольной антиклиналью с породами гнейсовой серии в ядре. Обе ветви этой зоны упираются под более или менее острым углом в широкую антиклинальную зону, входящую в состав упомянутой выше северо-восточной системы складок. В особенности резко выражено это смыкание по широтной ветви в 2–4 км севернее оз. Караунгур, где угол смыкания складок обеих систем составляет 45–60°, местами даже 90°. Напротив, меридиональная ветвь, смыкающаяся с северо-восточной системой в 5–10 км юго-западнее того же озера, подходит к складкам этой системы значительно более плавно, так как последние сами приобретают в районе селений Тюлькулы и Адыкбай меридиональное простирание.

Западная часть Красномайской синклинальной зоны расширена и состоит из нескольких слабо выраженных складок, в ядрах которых обнажаются породы нижней и верхней серий докембрия. В районе оз. Имантау северное крыло этой зоны почти полностью уничтожено Аиртауским гранитным массивом и Златогорской интрузией ультраосновных и основных пород.

Севернее описанной зоны протягивается вторая по величине и очень ярко выраженная Берлыкская антиклинальная зона, названная так по с. Энбек-Берлык, распо-

ложенному в ее средней части. Наиболее приподнята она к югу от Кокчетава, где ее ширина достигает 10–12 км. Осевая часть зоны сложена нижней серией докембрия, к востоку и западу от поперечного перегиба погружающейся под докембрийские кварциты. В центральной части Берлыкская зона имеет широтное простирание, описывая широкую дугу параллельно Красномайской зоне. В восточной части она имеет юго-восточное простирание и необычайно резко упирается в складки северо-восточной системы. Берлыкская антиклинальная зона осложнена несколькими крупными синклинальными складками, в ядрах которых выступают кварциты. Ее западное продолжение в районе с. Лобаново уничтожено Аиртауской гранитной интрузией. Внутренняя структура гнейсовой серии в ядре Берлыкской антиклинали крайне сложна, но в общем простирания этих гнейсов приблизительно совпадают с простиранием всей зоны. Наиболее крупные осложняющие складки поперечного простирания находятся южнее оз. Желтау.

Следующей к северу является Еленовская синклинальная зона, имеющая ширину до 10–12 км и подразделенная серией антиклинальных поднятий на две продольные синклинали. Последние, в свою очередь, разделены местными антиклиналями (например, на пересечении с долиной р. Чаглинки). Наиболее крупными из антиклиналей этой зоны являются антиклиналь южнее Кокчетава (совпадающая с поперечным перегибом, отмеченным выше) и антиклиналь у с. Ленинского. Ядра этих структур сложены гнейсовой серией. В целом же осевая полоса Еленовской зоны состоит из кварцитовой серии, и лишь в ядре самой глубокой синклинали (в районе с. Челкар) выступает верхняя серия. Необходимо отметить, что в области поперечного поднятия этой зоны (к югу от Кокчетава) породы нижней серии обнаруживают чрезвычайно сложную структуру, приобретая почти меридиональное простирание с преобладающим очень крутым (75°) падением к востоку. На юго-востоке Еленовская синклинальная зона, имея общее для этого участка юго-восточное простирание, резко, почти под прямым углом, упирается в складки северо-восточной системы.

Приблизительно параллельно Еленовской синклинали, огибая ее с севера в виде большой дуги, проходит сложно построенная Северо-Кокчетавская антиклинальная зона. Она поднята менее расположенных южнее антиклинальных зон, однако и здесь почти на всем протяжении ее осевой части выступает древнейшая гнейсовая серия, представленная обычно самыми верхними, наименее метаморфизованными свитами. Погружение этой зоны отмечается северо-восточнее оз. Челкар и северо-западнее оз. Жамантуз, где в осевой части зоны появляется кварцитовая серия. Кроме того, во многих других местах осевая часть и особенно северное крыло всей зоны осложняются крупными антиклиналями второго порядка, в ядрах которых выступают породы кварцитовой и верхней серии, а иногда даже кембрийские отложения. Складки эти нередко располагаются кулисообразно. В особенности сложным становится строение этой зоны в области Кокчетавского поперечного поднятия. Здесь гнейсовое ядро Северо-Кокчетавской антиклинальной зоны сливается с гнейсовым полем Еленовской зоны и под косым углом пересекается двумя кулисными синклинальными складками. Северная из них между с. Северный Маяк и Кокчетавом осложнена системой мелких складок, в строении которых участвуют все три серии докембрия и кембрийские яшмы. Некоторые из этих складок сильно сжаты и осложнены продольными крутыми надвигами, наиболее крупные из которых ограничивают ядро северной антиклинали с нижней серией докембрия. В разрезах по р. Чаглинке вдоль этих разломов наблюдаются полосы милонитов и сильное тектоническое разлинзование пород.

Несколько восточнее, близ южной окраины г. Кокчетава, наблюдается еще одна система мелких складок, осложненных продольными разломами. Более южная синклиналь намечается полем кварцитов горы Галчевой, залегающих с резким несогласием на породах нижней серии, а юго-восточнее – выходами верхней серии и кембрия. Синклиналь имеет ярко выраженный наложенный характер по отношению к структуре нижней докембрийской серии.

К северу от описанной синклинальной полосы мелких складок расположена круп-

ная, широтно вытянутая Шонайская антиклиналь, представляющая собой значительное осложнение северного крыла всей зоны. Антиклиналь сложена породами нижней серии докембрия, круто (55–80°) падающими к югу. На западе они прорваны небольшим массивом позднекаледонских гранитов.

Северо-Кокчетавская антиклинальная зона на юго-востоке разветвляется, одновременно испытывая значительное погружение. Она распадается на широтную и юго-восточную ветви, сложенные кварцитами, в пределах которых восточнее появляются пять обособленных коротких антиклиналей с гнейсовой серией в ядре. Эти антиклинали разделяются синклиналями, в которых выступают породы кварцитовой и верхней серий, а также кембрийские отложения, образующие здесь довольно крупные площади, как, например, в синклинали вдоль железной дороги. Складки юго-восточного погружения этой антиклинальной зоны обнаруживают довольно сложные сочетания структур разного возраста. Образуя в общем единый параллельный пучок складок, более молодые синклинали, выполненные породами верхней докембрийской серии и кембрия, являются наложенными по отношению к древней структуре. В районе оз. Жамантуз описываемая антиклинальная зона упирается в складки северо-восточной системы, с которыми эта зона имеет, по-видимому, более плавное сочленение, чем предшествующие зоны.

С северо-востока Северо-Кокчетавская зона ограничена продольным разломом типа крутого надвига, по которому южное, докембрийское, крыло надвинуто на каменноугольные отложения близ оз. Копа. Разлом этот, названный нами Кокчетавским, принадлежит, по-видимому, к числу крупных, длительно развивающихся разрывов.

На юго-западе, в районе оз. Челкар, складки Северо-Кокчетавской антиклинальной зоны приобретают юго-западное простирание и проплавлены Аиртауским гранитным массивом.

Севернее здесь располагается сравнительно узкая Челкарская синклинальная зона. Ось ее отмечается полосой пород верхнедокембрийской серии, выступающих северо-восточнее оз. Челкар. Крылья складки сложены кварцитовой серией. На юго-западе близ этого озера синклиналь обрезана массивом основных пород.

С северо-запада эта синклинальная зона ограничена довольно широкой Антоновской антиклинальной зоной, вдоль осевой полосы которой выступают своеобразные кварцитовидные песчаники средней серии докембрия. Антоновская зона прорвана многочисленными интрузиями гранитов и основных пород ранне- и позднекаледонского возраста. Юго-восточное крыло этой зоны осложнено крупной антиклиналью с выходом пород нижней серии докембрия.

Севернее описанных выше антиклинальных и синклинальных зон, входящих в состав северного крыла Кокчетавского антиклинория, расположена очень широкая и крупная Володарская синклинальная зона, возникшая на месте нижнепалеозойского прогиба и, по существу, представляющая собой крупный самостоятельный синклинорий. Эта синклинальная зона дугообразно окаймляет структуры Кокчетавского массива, сложенные докембрийскими породами. В восточной части зоны выступают нижнепалеозойские породы, среди которых лишь в ядрах антиклиналей имеются выходы кварцитов средней серии докембрия. Западная часть этой зоны сложена верхней серией докембрия, и нижнепалеозойские породы сохраняются здесь лишь в ядрах синклиналей. В этой зоне имеются также небольшие массивы ранне- и позднекаледонских гранитов и основных пород. На значительном протяжении древние породы оказываются перекрытыми здесь трансгрессивно залегающими нижнекаменноугольными и третичными отложениями.

Древние толщи образуют в этой синклинальной зоне систему крупных и мелких складок простирающихся дугообразно, в общем согласно с простиранием всей зоны. Одна из антиклиналей сложена кварцитами докембрия в ядре. Синклинали сложены кембрийскими породами, погружающимися на юго-восток в районе оз. Балыктыкуль под ордовикские отложения. Последние образуют здесь сложно построенную наложен-

ную синклиналь, осложненную складчатостью второго порядка. Во внутренней части синклинали выступает наиболее молодая конгломератовая свита ордовика, залегающая с некоторым несогласием на подстилающих породах. Широтное простирание ордовикских слоев в полосе, переходной к зоне складок северо-восточного простирания, вероятно, связано с более плавным сочленением молодых складчатых структур обеих систем.

В строении восточной части Володарской синклинальной зоны привлекают внимание две особенности: ее асимметричность, выраженная в расположении наиболее опущенной части вдоль ее юго-западного края, и несомненная связь в расположении Кокчетавского разлома и ордовикской синклинали, ось которой находится точно на продолжении разлома.

Северо-восточная система складок

Как уже упоминалось, все складки описанной выше системы на юго-востоке примыкают к серии складок северо-восточного простирания. В северо-восточную систему складок входят большая, сложно построенная Брусиловская антиклинальная зона и две синклинальные – Александровская на севере и Дмитриевская на юге. Складки эти располагаются кулисообразно, отступая в северо-восточном направлении.

Брусиловская антиклинальная зона является сильно приподнятой, широкой структурой, подразделенной на две части продольной синклиналью. Эта синклиналь почти нацело уничтожена большой гранитной интрузией Алакульского массива, вытянутой по простиранию складок. В ядрах обеих антиклинальных частей выходят породы нижней серии докембрия, образующие складки более мелких порядков с северо-восточным простиранием. В останцах этой части синклинали выступает верхняя серия, разделяющая Брусиловскую зону на две ветви. Одна из них – Адыкбайская – отклоняется к югу и, приобретая южное простирание, в свою очередь, расщепляется у с. Адыкбай на две отдельные антиклинали. Шарниры этих складок круто погружаются к югу, и в районе с. Ново-Андреевка вся зона оказывается сложенной кварцитовой серией. В этом районе складки прорваны сателлитовыми куполами Зерендинской гранитной интрузии. Вторая ветвь Брусиловской зоны – Дороговская – простирается в почти широтном направлении, смыкаясь западнее оз. Караунгур со складками северного крыла Кокчетавского антиклинория. Северо-западное крыло Брусиловской антиклинальной зоны осложнено дополнительными складками второго порядка. Здесь, в районе северо-восточного погружения всей зоны, выделяются три антиклинали, разделенные двумя синклиналями, сложенными породами кварцитовой серии. Срединная синклиналь, расположенная в районе оз. Караунгур и, как упоминалось, выполненная породами верхней серии, имеет характер наложенной структуры, перекрывая края вышеописанных антиклиналей.

На юге Брусиловская зона упирается в восточную окраину Зерендинского массива, но достаточно хорошо прослеживается здесь по выходам нижней серии докембрия в провесах кровли и вдоль контактов массива.

К юго-востоку от Брусиловской антиклинальной зоны находится Дмитриевская синклинальная зона. В осевой части ее на севере выступают кембрийские породы, а на юге – кварцитовая серия докембрия. Зона круто погружается к северо-востоку и образует дугообразный изгиб, отклоняясь к югу параллельно Адыкбайской ветви Брусиловской зоны. Северное крыло синклинали прорвано согласно простирающимся гранитоидным массивом.

К северу от Брусиловской антиклинали расположена очень сложно построенная Александровская синклинальная зона, выполненная породами кембрия и ордовика. Особенность строения зоны – сложное сопряжение ее складок со складками описанной выше широтной системы. Юго-восточное крыло зоны образовано пучком складок северо-восточного простирания, кулисно подходящих к линии смыкания (рис. 21) Другое крыло Александровской синклинали непосредственно переходит на северо-

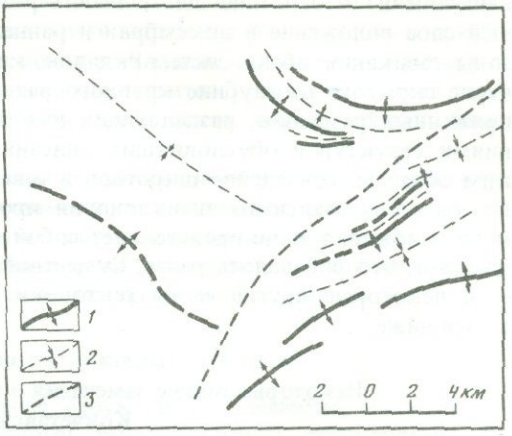


Рис. 21. Строение Александровской синклинальной зоны

Оси складок: 1 – антиклинальных, 2 – синклинальных; 3 – линия смыкания

западе в пучок из шести-семи складок, входящих в широтную систему и образующих Северо-Кокчетавскую антиклинальную зону.

По оси смыкания обеих систем складок располагается сжатая, но короткая синклиналь в ордовикских отложениях, тупо замыкающаяся на юге у с. Игылык. Вдоль ее северо-западного крыла ордовикские породы налегают на глубоко размытые ядра антиклиналей Северо-Кокчетавской зоны, чем особенно подчеркивается резко наложенный характер описываемой синклинали. Сравнительно хорошая обнаженность этого участка позволяет установить наличие сложных и сжатых складок в нижних горизонтах кембрия, нередко осложненных разломами в крыльях или замках.

Особенности сочленения складчатых систем широтного и северо-восточного простираний

Приведенный достаточно подробный анализ складчатых структур северо-востока Кокчетавского поднятия позволяет сделать более достоверные выводы о характере сочленения обеих складчатых систем, чем это было возможно раньше.

Рассматривая строение переходной зоны между складчатыми системами широтного и северо-восточного простирания, легко видеть, что даже на сравнительно небольшом отрезке (50 км) этой зоны, входящем в описываемый район, сочленение складок происходит различным образом. Складки северо-восточного простирания на севере (в пределах Александровской синклинальной зоны) подходят к оси смыкания под косым углом, располагаясь кулисообразно, и как бы срезаются зоной сочленения (это особенно заметно на Игылыкской синклинали). Складки широтной системы подходят к оси смыкания почти под прямым углом, однако на севере в зоне смыкания описывают короткую плавную дугу, отворачивая к северо-востоку и приближаясь к оси смыкания под острым углом. Южнее картина сильно меняется. Складки северо-восточной системы, входящие в Брусиловскую антиклинальную зону, подходя к зоне смыкания, делают плавную дугу, отворачивая в диаметрально противоположном, южном направлении и следуя на юг параллельно оси смыкания. На юге, в более приподнятой части структуры, единственная уцелевшая нижнепалеозойская синклиналь близ с. Пухальское обнаруживает тенденцию к заворачиванию на северо-восток и к более плавному смыканию с северо-восточной системой.

Эти особенности сочленения двух систем складок, неизвестные ранее, заставляют пересмотреть имеющиеся по этому вопросу представления. Прежде всего здесь нет плавного заворота складок широтной системы к юго-востоку и югу вокруг оконечности Зерендинского гранитного массива, как это отмечал П.Н. Кропоткин [1948]. (Такое "обтекание" было крайне непонятно, так как граниты моложе складок.) Нет здесь, по-видимому, и типичной виргации, как то предполагал А.А. Богданов [1954]. Обе системы складок смыкаются чрезвычайно резко, причем наиболее древние структуры подходят друг к другу очень круто, взаимно перпендикулярно, как это видно особенно ярко на примере сочленения Берлыкской и Брусиловской складок. Нижнепалеозойские, более поверхностные складки обнаруживают сравнительно плавное сочленение. Обращает на себя внимание также заметное усложнение складчатой структуры нижнего палеозоя в зоне смыкания (пучки мелких складок в Александровской

синклинали) и огромная длительность развития всей этой зоны, устойчиво сохранявшей свое положение в докембрии и раннем палеозое. Все эти особенности в строении зоны смыкания обеих систем складок, как нам представляется, отражают существование скрытого на глубине крупного разлома земной коры или, возможно, серии сопряженных разрывов, разделяющих два блока коры со столь различными простираниями структур и обусловивших описанную выше резкую границу между ними. Таким образом, сочленение широтной и северо-восточной складчатых систем на северо-востоке Кокчетавского антиклинория происходит по разрывной поверхности глубокого заложения и не представляет собой простого виргационного расхождения складок, как это рисовалось ранее. Существование скрытого на глубине разрыва объясняет и некоторые другие черты тектоники Кокчетавского массива, на чем мы остановимся ниже.

Некоторые общие замечания о строении складчатого основания Кокчетавского массива

Все описанные тектонические комплексы докембрия и нижнего палеозоя слагают в общем единую складчатую систему, образующую Кокчетавский широтный антиклинорий. Осевая, наиболее приподнятая часть его совпадает с площадью Зерендинского массива с широким развитием здесь фрагментов нижней серии докембрия в останцах кровли массива. Зеркало складчатости погружается в северном и южном направлениях с появлением там все более широких площадей палеозойских пород, скрывающих докембрийские образования. Система этих складок осложнена крупным поперечным поднятием, расположенным примерно на меридиане Кокчетава. Широкое развитие здесь пород нижней серии докембрия связано с общим воздыманием шарниров всех складок северного крыла антиклинория, довольно круто погружающихся к западу и к юго-востоку от поперечного поднятия.

Анализ соотношений складок в отдельных тектонических комплексах показывает, что при сохранении общего плана простирания структуры от нижней серии докембрия до ордовика складки более молодых комплексов оказываются нередко частично, а иногда и целиком наложенными. Синклинали, сложенные верхней серией докембрия, не всегда, а синклинали, сложенные нижнепалеозойскими комплексами, как правило, оказываются наложенными на крылья и даже на ядра антиклиналей средней докембрийской серии, наследуя лишь общее направление простираний слоев. Причины такого расположения складок обычно не удается установить, и только для ордовикских синклиналей можно достаточно обоснованно предполагать, что в своем расположении они наследуют глубинные разрывные швы. Одна из них располагается на продолжении Кокчетавского разлома, а вторая – точно на линии смыкания широтной и северо-восточной систем складок. Таким образом, роль разрывной тектоники в строении Кокчетавского антиклинория в свете новых данных оказывается другой, чем это представлялось ранее.

Помимо описанных складок, здесь имеется большое количество разрывных смещений, в числе которых есть и очень крупные. Однако они имеют совершенно иной характер по сравнению с тем, как это представлял Е.Д. Шлыгин [1932]. Наши исследования не подтвердили присутствия здесь крупных чешуйчатых надвигов, ни тем более шарьяжей. Крупные разрывные нарушения в структуре антиклинория делятся на четыре основные группы. Наиболее крупные относятся к крутым, длительно развивающимся разломам, некоторые из которых скрыты на глубине (Кокчетавский разлом, предполагаемый Александровско-Дороговский и др.). Другие являются крутыми надвигами, на большом протяжении осложняющими складки (разломы западнее Кокчетава). Третья группа представляет собой широко распространенные сбросовые и сдвиговые нарушения внутрислоевого характера. Четвертая группа нарушений относится к межпластовым разрывам (срывам). Наиболее крупный из них, имеющий региональное значение, представляет собой межформационный срыв на границе нижне-

палеозойских и докембрийских толщ, выраженный зоной сильного брекчирования, окварцевания и ожелезнения. В особенности ярко выражены эти явления в синклинальной складке, пересекаемой нижним течением р. Чаглинка, а также в складках севернее с. Александровка. Возникновение срыва объясняется резким несоответствием механических свойств докембрийских и нижнепалеозойских пород, проявившимся при каледонском складкообразовании.

Особое значение имеют крупные, длительно развивающиеся разломы первой группы, совершенно не отмечавшиеся предыдущими исследователями. Эти разломы принадлежат к важнейшим структурным элементам района, определяя положение и взаимоотношения складок. Разломы остальных типов сами возникают в процессе складкообразования и имеют, несмотря на крупные размеры, подчиненное значение.

Тектоническое положение интрузивных массивов

Гранитные интрузии, проплавляя различные структурные элементы, в своем расположении явственно связаны с важнейшими тектоническими структурами. Все гранитные массивы более или менее крупных размеров вытянуты по простиранию складок.

Самый крупный Зерендинский гранитный массив расположен в наиболее приподнятой части Кокчетавского антиклинория. Вдоль оси Кокчетавского поперечного перегиба массив образует выступы к северу и к югу, как бы следуя в этом отношении общей структуре района. По простиранию основных антиклинальных структур нижнего структурного яруса вытянуты и остальные гранитные массивы района. Расположенные северо-западнее Зерендинского массива гранитные тела вытянуты вдоль Челкарской и Антоновской антиклинальных структур. На востоке к Брусиловской антиклинали приурочен Алакульский массив.

Зерендинский массив в общем достаточно глубоко вскрыт эрозией. Однако наличие в его пределах многочисленных останцов кровли, сложенных породами докембрия и нижнего палеозоя, а также участков контаминированных пород (гранодиоритов и сиенито-диоритов), которые могут рассматриваться как периферические приконтактовые участки массива, свидетельствует о неровной, но в общем чрезвычайно пологой поверхности его кровли. Самые большие провесы кровли массива располагаются в районе с. Цуриковка и оз. Айдабуль и имеют северо-восточное простирание.

Аиртауский гранитный массив, несомненно, является продолжением Зерендинского. Разделяющая их узкая полоса метаморфических пород докембрия в районе оз. Имантау может рассматриваться как крупный провес кровли плутона, не имеющий значительной толщины.

Располагающиеся севернее мелкие массивы позднекаледонских гранитов, вероятно, также представляют собой сателлитовые купола Зерендинского плутона, свидетельствующие о весьма постепенном погружении кровли последнего в северном направлении.

Алакульский гранитный массив вместе с массивами в районе Борового лежит, по-видимому, на пологого погружающемся северо-восточном продолжении Зерендинского плутона.

Таким образом, расположение всей системы позднекаледонских гранитных массивов свидетельствует о пологом погружении кровли плутона к северо-западу и о его значительном продолжении на глубине к северо-востоку. Южный контакт Зерендинского гранитного массива, судя по отсутствию выходов гранитов и контактовых явлений к югу от него, предположительно должен быть более крутым. Эти выводы подтверждаются и изучением внутренней тектоники гранитных интрузий. Наблюдения над ориентировкой минеральных зерен, ксенолитов, отдельности и жильных тел рисуют нам в общем чрезвычайно пологую кровлю плутона с многочисленными крупными и мелкими куполообразными выступами на ее поверхности, относительно круто погружающейся лишь в юго-восточном направлении.

Представление о пологой в общем форме кровли Зерендинского плутона прекрасно объясняет наблюдающееся здесь соответствие отдельных частей складчатой структуры Кокчетавского антиклинория, разобщенных гранитными телами, как бы раздвигающими эту структуру без нарушения взаимосвязей частей. В действительности граниты при своем внедрении не раздвигали, а приподнимали всю складчатую систему в целом. Следовательно, наблюдаемое разобщение частей представляет следствие денудации, а отнюдь не магматического или тектонического раздвигания.

Расположение Зерендинского массива на стыке двух систем складок создает первоначально представление об обтекании массива складками древнего основания. Однако это предположение приходится отвергнуть, так как массив моложе складчатости. В действительности дело не в обтекании массива гранитов складками, а в несомненно закономерном его расположении на шве смыкания двух систем складок, выраженном, по нашим представлениям, глубинным разрывом. Параллельно ему вытянуты также Алакульский и Боровской массивы. Все это позволяет предполагать непосредственную связь главного подводящего канала гранитных интрузий с глубинным разрывным швом на стыке двух систем складок, проходящим под юго-восточной частью Зерендинского массива. Последний, по-видимому, приурочен к крупнейшей и весьма пологой трещине в земной коре, близкой к межформационной поверхности докембрия—нижнего палеозоя и связанной с глубинным разрывом.

Связь основных интрузий со структурами менее ясна. Челкарский массив косо сечет Челкарскую и Антоновскую структуры. Златогорский массив расположен на крыле Антоновской антиклинали. Крутое положение прототектонических элементов (углы падения 65—70°) позволяет предположить проникновение этих интрузий по крутым древним разломам.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ГЕРЦИНСКОГО ЭТАЖА НА СКЛАДЧАТОМ ОСНОВАНИИ КОКЧЕТАВСКОГО МАССИВА

На сильно размытой и снивелированной поверхности вышеописанного складчатого комплекса, прорванного гранитными и другими интрузиями, сохраняются немногочисленные останцы девонских и каменноугольных пород, занимающих по периферии Кокчетавского массива значительно более широкие площади. Таким образом, древнее складчатое основание в этом районе оказывается сильно приподнятым. Кроме палеозойских пород, оно прикрыто местами небольшим чехлом третичных отложений, а также широко развитым покровом четвертичных пород. Эти новейшие образования в своем залегании связаны с формами рельефа поверхности коренных пород, не образуя каких-либо тектонических структур, в связи с чем они в данной статье не рассматриваются.

Девонские и каменноугольные отложения образуют в пределах исследованного района различные, не связанные друг с другом наложенные структуры. Эффузивные и осадочные породы нижнего и среднего девона образуют остатки наложенных мульд в четырех местах — в районе оз. Якши-Янгизтау, близ оз. Челкар, с. Шибутинка и усадьбы колхоза "Казахстан".

К северу от оз. Якши-Янгизтау, в южной части описываемого района, сохранились два останца этих пород, полого залегающих поверх докембрийских пород южного крыла главной Кокчетавской антиклинали. В более восточном из них девонские породы наклонены к юго-востоку (130°) под углом 20°. Эти останцы вместе с выходами тех же пород южнее оз. Якши-Янгизтау представляют собой остатки некогда единой наложенной впадины девонского возраста. Возможно, что эта впадина была ограничена с одной или нескольких сторон разломами, по которым проникал вулканический материал излившихся пород. Таким образом, не исключена возможность, что она является грабеном.

Остатками второй впадины такого же рода являются два останца девонских эффузивов в районе оз. Челкар. Возможно, что и здесь мы также имеем дело с остатком

грабена, наложенного на Челкарскую антиклиналь. Выступающие в южной части этой впадины осадочные породы имеют очень крутые (до 80°) углы падения и, по-видимому, образуют несколько мелких сжатых складок, осложненных разломами.

Еще два останца девонских наложенных впадин расположены в районе с. Шибутинка и усадьбы колхоза "Казахстан". Девон залегает здесь резко несогласно поверх кембрийских отложений. В обоих останцах здесь развиты сходные отложения, и, возможно, что, несмотря на удаленность, оба они в прошлом соединялись в одной наложенной структуре. Девонские эффузивы залегают здесь довольно круто, однако детали структуры не ясны из-за плохой обнаженности.

Крупная, довольно сложно построенная Николаевская мульда на юго-востоке района, по данным И.Ф. Трусовой, выполнена отложениями среднего и верхнего девона. Верхнедевонские конгломераты залегают трансгрессивно на гранитах Зерендинского массива в северо-западной части мульды. Мульда слабо вытянута в северо-восточном направлении и находится на продолжении оси Дмитриевской синклинали складчатого основания, располагаясь косо к простиранию древних складок и пересекая крупную антиклинальную зону в нижнепалеозойской структуре. Мульда характеризуется углами падения на крыльях 20–30° и плоским днищем. Западное ее крыло осложнено мелким меридиональным разрывом сбросового типа.

Нижнекаменноугольные отложения образуют в пределах исследованной территории лишь две наложенные мульды. Одна из них, расчлененная эрозией на две части, находится к северу от Кокчетава, протягиваясь южнее усадьбы колхоза "Казахстан" в запад-северо-западном направлении. Кокчетавская мульда имеет очень пологое строение с углами падения крыльев не более 5–15°. Она наложена на кембрийские породы и граниты Ивановского массива. Южное крыло главной расширенной части мульды, по-видимому, обрезано Кокчетавским разломом. Вторая, Жебулдинская мульда расположена на юго-востоке. По данным И.Ф. Трусовой, она выполнена среднекаменноугольными отложениями, трансгрессивно залегающими с углами падения 8–10°.

В строении герцинского структурного этажа наиболее характерной чертой является заметное отсутствие унаследованности в развитии герцинских складок, являющихся типичными наложенными структурами. Однако интенсивность дислокаций, формы складок, так же как и пестрота фаций и обособленность развития отдельных структур, здесь не типичны для платформенных областей.

Складчатое основание Кокчетавского массива сформировалось, как мы видели, перед образованием нижне-среднедевонских эффузивов, т.е. в каледонскую эпоху складчатости. Сложившийся при этом Кокчетавский массив являлся частью обширной зоны, протянувшейся к югу, к Улутау, и через Чу-Илийские горы в северную Киргизию; эта зона в девоне и карбоне представляла собой приподнятый каледонский массив в обширной Урало-Тянь-Шаньской герцинской геосинклинальной области, которая в целом закончила геосинклинальное развитие в конце палеозоя.

Описанные девонские и каменноугольные наложенные мульды на Кокчетавском массиве сформировались на складчатом основании этого каледонского поднятия. Последнее не являлось, конечно, еще настоящей платформой, но образование его можно рассматривать как зарождение платформенного ядра в срединной части крупнейшей герцинской геосинклинальной области.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории геологического развития Кокчетавского массива можно наметить три крупных периода. Первый из них – это геосинклинальный период, длившийся с конца докембрия до ордовика. Поскольку возраст докембрийских серий района точно не установлен, неизвестно и когда начался этот период; по осадочным и метаморфическим толщам района мы можем судить только о последних его этапах. Второй период охватывает время с начала девона и до конца карбона, когда описываемый район входил в состав крупного, относительно устойчивого Кокчетавско-Улутауского под-

нятия, располагавшегося внутри девонско-каменноугольной геосинклинальной области Центрального Казахстана и Западной Сибири. Третий период – платформенное развитие района в течение мезозойской и кайнозойской эр.

Первый из перечисленных периодов можно разделить на ряд этапов, соответствующих эпохам формирования отдельных структурно-стратиграфических комплексов и разделяющим их перерывам.

Древнейший этап соответствует времени формирования пород нижней серии докембрия. Их грандиозная мощность свидетельствует о длительности этого этапа. Процесс формирования докембрийского комплекса начался с накопления мощных толщ аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов с глинистым цементом (слюдяные гнейсы). Несколько позже в северной части района получила широкое развитие вулканическая деятельность, о чем свидетельствует появление амфиболитов, образовавшихся в основном, вероятно, за счет лав среднего и основного состава, изливавшихся в подводных условиях. Одновременно на юге шло накопление морских осадочных толщ (слюдяные и гнейсовые сланцы) с линзами известняков (мраморы). Позже в северной части описываемого района имели место излияния лав уже кислого состава (гнейсовые сланцы).

Несогласное залегание вышележащей кварцитовой серии свидетельствует о том, что перед ее отложением породы нижней серии уже образовали сложные складки и были размыты. Наличие перерыва на границе нижней и средней серий подтверждает ряд геологических фактов: трансгрессивный контакт, появление горизонтов углисто-кварцитовых сланцев в нижней части средней серии, различная степень метаморфизма и отчасти также иной характер дислоцированности. Перерыву между нижней и средней сериями отвечает время внедрения гранитной и габброидной магмы, которое явилось заключительным этапом вулканической деятельности. В более глубоких частях земной коры в это же время, вероятно, имели место явления мигматизации и гранитизации нижней части осадочного комплекса (гнейсы).

Второй этап соответствует времени отложения пород кварцитовой серии, когда началось интенсивное накопление мощной толщи почти мономинеральных кварцевых песчаников, в нижней части с глинистым цементом (слюдисто-кварцитовые сланцы), а выше – с кремнистым цементом (чисто кварцитовые сланцы и кварциты). На время после формирования кварцитовой серии приходятся, по-видимому, второй перерыв и поднятия, с которыми как раз и связан основной этап динамотермального метаморфизма нижней и средней серий докембрийского комплекса. Резко несогласное трансгрессивное залегание верхней серии свидетельствует о том, что складки двух нижних комплексов частично уже образовались перед отложением верхней серии, хотя, конечно, окончательное их формирование произошло позже.

Формирование толщ докембрия закончилось излияниями андезитовой и липаритовой лавы, которые сопровождались мощными выбросами пирокластических продуктов (порфиритоиды, порфироиды, хлоритовые и серицитовые сланцы) и отложения маломощных линз карбонатных пород. После их накопления развивались процессы метаморфизма верхней серии, а также обратного метаморфизма, наложенные на две нижние серии. Обратный метаморфизм особенно интенсивно проявлен в пределах брекчированных зон и, следовательно, тесно связан с разрывными нарушениями. С формированием серии порфироидов и хлорит-серицитовых сланцев связано, вероятно, внедрение Челкарской интрузии основных пород.

Расположение докембрийских складчатых структур, образовавших два резко смыкающихся на северо-востоке района пучка складок, свидетельствует о существовании там в течение всего времени формирования докембрийского комплекса геотектонического шва (Александровско-Дороговского). Складчатые структуры, сформировавшиеся к концу докембрия по обе стороны шва, составили основной фон тектонической структуры района, определив простирание и основные черты строения нижнепалеозойской складчатости.

Перед накоплением кембрийских толщ вся система допалеозойских складок цент-

ральной части рассматриваемого района была приподнята. В начале палеозоя центральная часть Кокчетавского массива представляла собой крупное и сложное антиклинальное поднятие, окруженное прогибами, в которых накапливались кембрийские толщи, в меньшей степени распространявшиеся в область самого поднятия. Их залегание здесь на породах кварцитовой, а местами и нижней серии свидетельствует о глубине размыва, который охватил область Кокчетавского поднятия на рубеже раннего палеозоя и докембрия.

Раннепалеозойский осадочный цикл начался накоплением в прогибах, окружавших Кокчетавское поднятие, мощных вулканогенно-осадочных толщ уртынджальской серии. Первый этап накопления этой серии характеризовался обильными излияниями средних и реже основных лав, позднее сменившихся более кислыми лавами. Излияния сопровождались выбросами большого количества пеплового материала, давшего начало крупным залежам туфов. Вулканическая деятельность развивалась в обстановке морского режима. В промежутки времени между извержениями накапливались многочисленные и мощные прослои и линзы осадочных пород: туфогенных песчаников, аргиллитов, яшм, реже известняков. Позднее центры излияний переместились, и стало преобладать накопление тонких кремнистых туфов, различных кремнистых пород, а в самом конце – осадочных туфогенных песчаников и аргиллитов (верхи туфовой толщи). Частое чередование пород в разрезе, особенно в нижних толщах кембрийского комплекса, отражает неустойчивость физико-географической обстановки, частую смену условий осадконакопления.

Залегание яшмовой свиты на различных горизонтах кембрийских и докембрийских отложений свидетельствует об общем поднятии и о складкообразовании, охватившем Кокчетавский массив в конце периода накопления уртынджальской серии. Вслед за поднятием происходит новая трансгрессия с формированием красноцветных обломочных пачек, по-видимому, в мелководных лагунах, а позднее – яшмовой толщи в условиях более открытого моря.

Как показывает сильное уменьшение мощностей и сокращение разреза кембрия юго-западнее Кокчетавского разлома, в центральной части Кокчетавского поднятия, последняя оставалась приподнятой в течение всего периода кембрийского осадконакопления. В то же время отсутствие крупнообломочных толщ в кембрийском разрезе говорит о том, что четкого геоморфологического выражения Кокчетавское поднятие тогда не имело. Резкое различие разреза кембрия по обе стороны Кокчетавского разлома позволяет предполагать его чрезвычайно древнее заложение (с начала палеозоя) и длительное постепенное развитие.

Формирование уртынджальской серии завершилось новым складкообразованием, вызвавшим появление серии складок в эффузивной и яшмовой свитах, в общем наследующей простирания древней докембрийской складчатости. На дальнейшее усложнение структуры докембрийские толщи реагировали существенно иначе, чем нижнепалеозойские, о чем свидетельствует наличие сильных межформационных смещений по подошве вышележащих кембрийских отложений.

Как видно из несогласного залегания ордовика на различных горизонтах эффузивной свиты кембрия и даже на докембрийских отложениях, складкообразование в конце формирования уртынджальской серии сопровождалось поднятием. Доордовикское поднятие наиболее сильно проявилось в области центральной системы складок. В окружавших прогибах это поднятие, вероятно, было слабее.

В ордовике в морских условиях происходило накопление мощной толщи зеленосерых песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащей в основании линзы мелкогалечных конгломератов из обломков разнообразных докембрийских и реже палеозойских пород. В прогибе, находящемся севернее с. Александровка, вначале происходили излияния основных порфиритов, отлагались туфы, известняки, известковистые песчанистые глины. Различия в характере разрезов описанных нами прогибов, находящихся на небольшом расстоянии один от другого, свидетельствуют об обособленности прогибов еще во время осадконакопления. Однако, как показывает сопостав-

ление этих разрезов с отложениями Калмыккульского синклинория южнее Кокчетавского массива, условия осадкообразования в середине ордовика (лландейльский век) вокруг Кокчетавского поднятия были в общем очень однородны.

В конце ордовика свита зеленых песчаников и сланцев была смята в складки, поднята и размыта, после чего, по-видимому, в конце карадокского века произошло новое опускание в унаследованных прогибах, где отложилась мощная толща грубых, местами глыбовых конгломератов. Присутствие этих конгломератов свидетельствует о резком геоморфологическом выражении геоантиклинальных зон и о наличии, несомненно, горного рельефа на севере Кокчетавского массива в конце ордовика. При этом исключительно кварцитовый состав конгломератов указывает на явную унаследованность имевшихся поднятий, совершенно лишенных к этому времени палеозойского осадочного покрова (либо не покрывавшихся палеозойскими осадками вовсе).

В течение силура происходило окончательное оформление всех складчатых структур, сложенных докембрийскими толщами в центральной части Кокчетавского массива и нижнепалеозойскими – на периферии его, как бы увеличившими площадь Кокчетавского поднятия с обеих сторон. Вместе с тем за это время произошли общее сильное поднятие всего массива и глубокая его денудация. Эпоха поднятия и денудации на Кокчетавском массиве продолжалась очень долго, по-видимому, захватив весь силур и начало девона.

В течение раннего палеозоя была широко развита также интрузивная деятельность. По-видимому, с излияниями основных лав в начале кембрийского периода тесно связано внедрение основных и ультраосновных пород Златогорского массива. С поднятиями в конце ордовика мы связываем формирование и размещение гранитоидов ивановского комплекса (Антоновский и Ивановский массивы). Наконец, скорее всего, одновременно с эпохой крупного поднятия в течение силура–раннего девона произошло внедрение огромных масс лейкократовых гранитов зерендинского комплекса. Постепенное размещение этих магматических масс, носившее местами характер межформационных внедрений, сопровождалось сильным развитием процессов контаминации и ассимиляции вмещающих толщ с образованием гранодиоритов, диорит-сиенитов и других смешанных пород, несших с собой разнообразную минерализацию. Внедрение этих крупнейших магматических масс в корне изменило тектонические свойства Кокчетавского массива и его дальнейшее тектоническое развитие.

Размещением гранитных интрузий зерендинского комплекса и описанным крупным поднятием заканчивается первый, геосинклинальный период развития района. Заканчивается и формирование складчатых структур.

В течение второго периода, в середине и в конце палеозоя, когда развитие геосинклинальных структур продолжалось вокруг Кокчетавского массива (с запада, востока и, вероятно, с севера), в области самого массива проявлялись лишь слабо выраженные тектонические движения. В начале этого периода массив в целом был сильно приподнят и подвергся денудации. В первой половине девона массив, вероятно, был разбит системой разломов, вдоль которых образовались несимметричные наложенные впадины. Через разломы проник вулканический материал, заполнивший эти впадины. Происходило излияние кислых и средних лав, накопление туфов, вулканических брекчий, в меньшей степени осадочных пород – галечников, кремнистых глин.

В течение позднего девона и раннего карбона по периферии массива образовался ряд более крупных наложенных и частью унаследованных впадин. Отсутствие в современном разрезе этих впадин прибрежных фаций говорит о более широком распространении моря сравнительно с площадью уцелевших от размыва останцов, но также, по-видимому, указывает на низменный, равнинный характер прилегавшей суши. Впоследствии даже дифференцированные движения в области рассматриваемого массива прекратились.

В течение мезозойской и кайнозойской эр Кокчетавский массив испытывал лишь общие пологие поднятия, противопоставлявшиеся опусканиям в области Тургайской и Иртышской синеклиз. Имело место лишь слабое коробление поверхности внутри

массива, приводившее временами к перераспределению гидрографической сети и к образованию неглубоких бессточных впадин.

Приведенные данные полностью подтверждают имеющиеся представления о присутствии в составе Кокчетавского массива двух крупных структурных этажей – древнего додевонского с интенсивным развитием линейной сложной складчатости, с крупными гранитными интрузивами и молодого герцинского с широким развитием наложенных мульд.

Одной из важнейших особенностей Кокчетавского антиклинория в древнем структурном этаже является описанное нами сопряжение складок северо-западного и северо-восточного простираний. Характерные структурные черты зоны сопряжения показывают, что смыкание складок на северо-востоке Кокчетавского массива, несомненно, является результатом и ярким свидетельством присутствия скрытого на глубине очень крупного, длительно существовавшего разлома северо-восточного простирания, названного нами Александровско-Дороговским.

Значение этого скрытого разлома выходит далеко за пределы изученной нами северо-восточной окраины Кокчетавского массива. Эта крупнейшая структурная линия протягивается на огромное расстояние. На северо-востоке с ней связаны вытянутые вдоль нее гранитоидные массивы Алакуля и Борового. На юго-западе она пересекает юго-восточный угол Зерендинского плутона у с. Максимовки и далее проходит юго-восточнее Джаркаинагачской излучины р. Ишим. Здесь продолжение описанной нами зоны смыкания строго совпадает с очень важной структурной линией, представляющей собой северо-западное, относительно крутое ограничение Тенизской впадины, поразительно прямолинейное в своих общих чертах. Предположение о разрывном характере северо-западного ограничения Тенизской впадины было высказано еще Е.Д. Шлыгиным [1932], проводившим здесь "главный надвиг", в действительности отсутствующий, как это было показано А.Е. Михайловым [1956] и А.А. Богдановым [1954]. Указываемый нами длительно развивавшийся разлом, ничего общего по своему тектоническому характеру с "главным надвигом" Е.Д. Шлыгина не имеет. Однако некоторые признаки наличия здесь глубоких разрывов, описанные этим автором, получают теперь новое объяснение.

Важнейшей особенностью глубинного шва в зоне сопряжения складок является длительность его существования. Главные этапы развития шва относятся к эпохе формирования складчатости в нижней и средней сериях докембрия. Самостоятельность складкообразования в этих сериях доказывается фактами резких угловых несогласий между ними. В то же время смыкание складок в этих толщах в зоне шва оказывается наиболее резко выраженным. Своеобразное разворачивание складок обеих систем во взаимно противоположных направлениях вдоль зоны смыкания позволяет предполагать возможность горизонтальных встречных перемещений крыльев шва. В раннем палеозое отмечается постепенное ослабление перемещений вдоль поверхности смыкания, чем обусловлено более плавное сочленение молодых каледонских складок обеих систем.

Различия обоих структурных этажей – додевонского и герцинского, выявляемые при анализе структуры Кокчетавского массива, очень велики. Они свидетельствуют о коренном изменении хода геологического развития этой территории на рубеже каледонского и герцинского циклов, когда на основе ранее существовавшего раннекаледонского геоантиклинального поднятия сформировался Кокчетавский антиклинорий в его основных современных чертах. Прекращение интенсивного линейного складкообразования и формирования гранитных плутонов со среднего девона позволило многим исследователям [Кропоткин, 1950; Богданов, 1954] относить эту территорию к каледонидам и рассматривать ее начиная с герцинского цикла как платформу. Действительно, толщи герцинского структурного этажа в пределах Кокчетавского массива характеризуются сокращенными разрезами и образуют пологие складчатые формы, но это свидетельствует лишь о развитии его с середины палеозоя по гео-

антиклинальному пути. Однако тип распространенных здесь формаций среднего и верхнего палеозоя, а также характер их фациальной изменчивости не имеют ничего общего с тем, что мы видим в типичных платформенных областях.

Кокчетавский массив нужно отнести к числу древних, сформировавшихся к концу раннего палеозоя складчатых ядер, образовавших приподнятую зону – "мегагеоантиклиналь" – внутри герцинской Урало-Тянь-Шаньской геосинклинальной области. Прогибы герцинского возраста, развивавшиеся на снивелированной экзогенными процессами древней складчатой структуре, принадлежат к типу мелких впадин, захваченных складчатостью лишь в отдельных локальных зонах. Платформенные черты в герцинском развитии Кокчетавского массива несомненны. Однако это лишь проявления возникавшего новообразования. По-видимому, всю Кокчетавско-Улутаускую зону можно рассматривать как свидетельство того, что формирование эпигерцинской платформы Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня проходило через этап создания внутри самой геосинклинальной области огромного каледонского массива, развивавшегося длительно по геоантиклинальному пути и явившегося начальным ядром будущей платформы.

Вообще в геосинклинальных областях мы имеем, по-видимому, два типа древних массивов. Одни из них представляют собой как бы обломки области более древней складчатости, сохранившиеся после того, как бóльшая часть ее была вовлечена в более молодую складчатость; не охваченными ею оказались только сравнительно небольшие участки, которые и можно считать настоящими "срединными массивами" в обычном понимании этого термина. Их примерами являются Лидийско-Карийский и Киршехирский герцинские массивы Анатолии, Испанская Месета, Колымский массив Северо-Восточной Сибири и др. В Кокчетавско-Улутауском массиве мы имеем пример другого рода массивов, которые сложились внутри геосинклинальной области на начальном этапе развития последней. Они представляют собой не обломки древних структур, а, наоборот, как бы ядра консолидации, которые обрастают в дальнейшем более молодыми складками и служат зачатками будущих платформ. В отличие от срединных массивов их следовало бы именовать зачаточными платформенными массивами.

СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ ПОЯС

СКИФСКАЯ ПЛИТА

УДК 551.242(–924.85/.86)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ РАВНИННЫХ ОБЛАСТЕЙ, ОТДЕЛЯЮЩИХ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ ОТ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ КРЫМА И КАВКАЗА[1]

Целый ряд проблем большого народнохозяйственного и теоретического значения связан с изучением недр равнинного Северного Кавказа, Степного Крыма и восточного побережья Каспийского моря. Эти области заключают на глубине многочисленные водоносные горизонты и месторождения полезных ископаемых: нефти, горючих газов и др.

В пределах этих областей решается вопрос о южном ограничении докембрийского основания Русской платформы, до известной степени – вопрос о природе Донецкого бассейна, о тектоническом положении Мангышлака и Добруджи, о соотношении складчатых структур Альпийского геосинклинального пояса с платформой.

В настоящее время благодаря опубликованным данным, полученным в результа-

[1] См.: Сов. геология. 1955. № 48. С. 36–66.

те глубокого бурения, установлены факты, которые дают прочное обоснование важнейшим выводам о геологической структуре рассматриваемых областей и проливают свет на историю ее развития. Эти же данные влекут за собой и ряд более или менее обоснованных предположений и выводов, представляющих интерес для дальнейшего изучения и проверки.

Дальнейшие геологические исследования и новые данные бурения, без сомнения, значительно уточнят и дополнят ту схему, которую можно построить в настоящее время. Однако многие спорные вопросы, которые еще недавно решались предположительно и по-разному, получают теперь ясное освещение.

ЮЖНАЯ ГРАНИЦА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Развитие наших представлений о тектонике южной окраины Русской платформы и широкой полосы, отделяющей ее от геосинклинальных складчатых сооружений Крыма и Кавказа, связано с именами А.П. Карпинского, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского и многих других исследователей.

Для этой области основным является вопрос о возрасте ее складчатого основания и тесно связанный с ним вопрос о том, насколько далеко к югу распространяется докембрийский фундамент Русской платформы.

А.П. Карпинский в статье, опубликованной в 1887 г., установил, что кристаллические породы, выступающие на поверхности в пределах "южно-русской гранито-гнейсовой области" (т.е. Украинского щита), южнее погружаются, так как не вскрыты Айбарской буровой скважиной в Степном Крыму, имеющей глубину[1] около 800 м.

Несколько ранее, в статье 1883 г., А.П. Карпинский высказался о существовании "зачаточного кряжа", соединяющего Каневские дислокации и Донецкий бассейн с Мангышлаком и на большей части своего протяжения не выраженного орографически. Как известно, полоса нарушенных пород в месте соединения Мангышлака и Донецкого бассейна, распространяющаяся далее на запад, получила затем название "линии Карпинского". Однако потом выяснилось, что в ней объединены элементы совершенно различного генезиса.

А.Д. Архангельский [1923] первоначально ограничивал Русскую платформу на юге горными сооружениями Карпат, Крыма, Большого Кавказа и Копетдага. Он относил, таким образом, все равнинные пространства Предкарпатья, степного Крыма, Северного Кавказа, Прикаспийской низменности и все пространство между Каспийским и Аральским морями (Устюрт) целиком к Русской платформе. В частности, на месте Устюрта он предполагал наличие подземного выступа докембрийского основания, что обосновывал рядом соображений.

Позже А.Д. Архангельский [1926] посвятил специальную статью геологической структуре Ставропольского плато, обосновывая в ней предположение о существовании и здесь подземного выступа докембрийских кристаллических пород. Затем в 1928 г. он высказывался[2] о том, что подобный выступ имеется и в степном Крыму.

Вместе с тем в породах осадочного чехла, покрывающего древнее основание, А.Д. Архангельский еще в 1923 г. выделил Причерноморскую и Прикаспийскую впадины, считая, что они сливаются в области Ставрополья, а продолжением Причерноморской впадины в Азии является Туркменская впадина, намеченная И.В. Мушкетовым.

В первом издании курса "Геологическое строение СССР" А.Д. Архангельский [1932] ограничил распространение Причерноморской впадины Ставропольской "подземной глыбой" и выделил впервые впадину, охватывающую бассейн Терека и Кумы и среднюю часть Каспийского моря, под названием Терско-Карабогазской. На востоке он

---

[1] Эта скважина в то время была самой глубокой в России. Она была заложена по проекту Г. Романовского и пройдена ударным способом в 1869–1877 гг.

[2] В частности, на читаемых им в это время лекциях по курсу "Геология СССР" в Московском университете, которые я слушал.

ограничил ее поднятиями Туаркыра и Мангышлака, а поздние вместе с Донецким бассейном отнес к области киммерийских горных сооружений.

В известной совместной статье А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского [1933] Ставропольское поднятие было охарактеризовано как приподнятая перемычка между Причерноморской и Терско-Карабогазской впадинами. Вместе с тем было отмечено, что Ставропольское поднятие на глубине сложено породами каледонского периода складчатости, прикрытыми чехлом полого лежащих третичных и меловых отложений.

Следовательно, Северный Кавказ А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский уже, видимо, не относили к Русской платформе. Больше того, всю территорию между Каспийским и Аральским морями (Мангышлак, Туаркыр, Большой Балхан) они включили в область мезозойской складчатости. Последнюю протянули также в Донецкий бассейн и предположительно распространили на всю южную часть Прикаспийской впадины до Уральска. Таким образом, они отодвинули границу Русской докембрийской платформы далеко к северу.

В большой сводной работе, посвященной геологическому строению и геологической истории СССР, написанной А.Д. Архангельским [1941] вместе с коллективом сотрудников, области Степного Крыма и Северного Кавказа отнесены к предгорным впадинам. Вопрос об их складчатом основании здесь не затрагивается, за исключением Ставропольского плато, которое А.Д. Архангельский снова показал докембрийским массивом. Территорию к востоку от Каспия он, как и раньше, показал областью мезозойской складчатости, продолжив последнюю в виде полосы в Донецкий бассейн и далее в Днепровско-Донецкую впадину. Однако расположенные севернее мезозойской области участок южной части Прикаспийской впадины, п-ов Бузачи и Устюрт здесь показаны как область герцинской складчатости.

А.Д. Архангельский в своей сводке по геологии СССР [1941], сославшись на мою статью по тектонике Крыма, высказал мнение о наличии палеозойского складчатого основания Тарханкутского вала в Степном Крыму, отметив при этом, что не исключена возможность не герцинского, как предполагал я, а каледонского возраста этого основания.

В этой же работе А.Д. Архангельским была выделена Азово-Кубанская впадина между Ставропольским поднятием и Степным Крымом. К востоку от Каспийского моря он как и прежде, выделил участок мезозойской складчатости, включающий Мангышлак, Туаркыр и Большой Балхан, а севернее его, между Аральским морем и п-овом Бузачи, наметил область палеозойской складчатости. Однако в Донецкий бассейн он продолжил теперь не мезозойскую полосу, как на картах 1933 и 1937 гг., а область верхнепалеозойской (герцинской) складчатости.

Н.С. Шатский в ряде работ по тектонике Русской платформы специально останавливался на положении южной ее границы, особенно в связи с вопросом о происхождении Донецкого бассейна. В работе, посвященной именно последнему вопросу [Шатский, 1937], он высказал предположение о наличии погребенного герцинского основания в области, разделяющей Горный Крым и Украинский кристаллический массив. Донецкий бассейн он впервые тогда стал считать передовым прогибом или внешней предгорной впадиной ныне погруженной герцинской складчатой зоны. В этой работе Н.С. Шатский ничего не говорит о фундаменте более восточной области – равнинного Северного Кавказа. Однако в вышедшей позднее небольшой статье [Шатский, 1941] им показан верхнепалеозойский краевой прогиб, окаймляющий юго-восточную окраину Русской платформы и являющийся продолжением прогиба Донецкого бассейна с одной стороны и Предуральского краевого прогиба с другой. Южнее, т.е. в пределах степного Крыма, Северного Кавказа и Мангышлака, Н.С. Шатским показаны "герциниды".

Данная им в то время для этой территории схема в принципе очень близка к схеме, которую можно построить на основе современных данных. Затем Н.С. Шатский отошел от этой схемы и в работе 1946 г. отнес к Русской платформе всю северную часть степного Крыма до Тарханкутского поднятия и почти весь степной Северный Кавказ.

включая Ставропольское плато (за исключением Терской впадины и побережья Каспийского моря). В этой статье было высказано представление о резко выраженном внутреннем угле платформы в районе Астрахани. Оно было развито дальше в следующей статье [Шатский, 1946а], в которой с этим внутренним углом платформы было связано происхождение Донецкого бассейна: последний рассматривался как поперечный краевой прогиб.

Дальнейшие исследования не подтвердили наличия Астраханского внутреннего угла платформы, однако сделанные в этой работе теоретические выводы имеют очень большое значение и позволяют считать возможным образование поперечных структур различного рода близ края платформы.

Как видно, у основоположников наших представлений о строении Русской платформы взгляды на местоположение ее южной границы сильно менялись: полосу между Русской платформой, Крымом и Кавказом они относили то почти целиком к платформе, то частично к палеозойской и мезозойской областям складчатости.

По-разному рассматривали положение южной границы Русской платформы и другие исследователи.

В.В. Белоусов [1944] отнес Донецкий бассейн к периферической части герцинской геосинклинальной области, отмечая, что сама эта область (геосинклиналь) располагалась южнее. Таким образом, он уже тогда считал, что территория степей Северного Кавказа не относится к Русской платформе, а является областью верхнепалеозойской складчатости.

И.О. Брод [1945, 1946] высказал предположение, что мезозойские складки Добруджи и Мангышлака соединяются через Тарханкутское поднятие Степного Крыма, Ейский полуостров и Ставропольское поднятие. И.О. Брод считал, что мезозойские складки – киммериды, которые А.Д. Архангельский выделял только за Каспием и в Добрудже, – образуют непрерывную погребенную полосу. Севернее их И.О. Брод рисует полосу герцинид, а затем каледонид, окаймляющих последовательно юго-восточную окраину Русской платформы, южную границу которой он отнес к северу, намечая ее по линии Оренбург–Волгоград.

А.Л. Яншин в ряде своих работ затрагивал вопрос о положении юго-восточной границы Русской платформы. Им [Яншин, 1945] установлено, что в районе п-ова Бузачи и в пределах Устюрта протягивается полоса герцинид, погребенных под горизонтально залегающими мезозойско-кайнозойскими породами. Эта полоса у побережья Аральского моря сочленяется с верхнепалеозойскими сооружениями, идущими сюда с севера и образующими продолжение Урала. При этом А.Л. Яншин доказывал, что нет оснований выделять здесь область особой мезозойской складчатости, как это делал в последних сводках А.Д. Архангельский, и что вся эта область относится к палеозойской складчатости, а складки триасовых отложений Мангышлака образовались в межгорном герцинском прогибе в последние этапы его существования, уже в начале мезозоя.

Позднее А.Л. Яншин [1948] описал пологую впадину в пределах Северного Устюрта, предполагая, что она наследует положение краевого прогиба полосы погребенных герцинид. Таким образом, А.Л. Яншин [1948, 1951] наметил границу между Русской платформой и герцинскими сооружениями, окаймляющими ее с юга, протягивая ее от Астрахани к восточной оконечности ныне высохшего залива Комсомолец и далее к юго-западному берегу Аральского моря.

В.Г. Бондарчук [1946], давая характеристику тектоники Украины, отнес всю ее юго-западную часть до Добруджи к платформе. Позднее он справедливо отметил, что я [Муратов, 1946] объединил в Причерноморской впадине элементы, совершенно различные по своей структуре и истории развития. Вместе с тем В.Г. Бондарчук [1949] указал, что между Добруджей и Волынью протягивается полоса погребенных палеозойских складок. Следовательно, он в общем правильно наметил юго-западную границу Русской платформы. Правильно намечал ее и В.Н. Корценштейн [1951].

А.Д. Сергеев и Г.И. Молявко [1949] высказали предположение о том, что на юге

граница докембрийских кристаллических пород Азово-Подольского массива (т.е. Русской платформы) проходит по оси западной части оз. Сиваш, вдоль огромного сброса (о котором ранее предполагал В.С. Завистовский). Южнее же, по их мнению, "под осадочными толщами погребены доальпийские складки".

В ряде своих работ я высказывал предположение, что южная граница Русской платформы выявляется по линии флексурообразного перегиба слоев, который тянется от низовьев Днепра к Николаеву и затем проходит к Кишиневу [Муратов, 1946, 1949 и др.]. Ее так же проводили Е.Т. Малеванный [1949] и некоторые другие исследователи.

В настоящее время выяснилось, что упомянутый флексурообразный изгиб слоев не связан с границей платформы, и последнюю надо проводить намного южнее, примерно так, как намечали Н.С. Шатский [1946а], В.Г. Бондарчук [1949] и др. По данным опубликованных результатов бурения, южную границу Русской платформы теперь можно считать достаточно хорошо обоснованной.

На западе наличие докембрийского основания можно считать установленным в районе Одессы и близ низовьев Днестра вплоть до устья Дуная. В окрестностях Одессы под верхним мелом вскрыты горизонтально залегающие известняки верхнего силура, аргиллиты нижнего силура и аркозовые песчаники низов нижнего силура или кембрия [Корценштейн, 1953]. Такие породы, по данным В.Н. Корценштейна [1952], обнаружены юго-западнее, в низовьях Днестра, и прослеживаются, постепенно погружаясь, далее к югу до линии Яссы–устье Днестра. Южнее этой линии докембрийское основание и покрывающие его древнепалеозойские породы погружаются более резко – от 1200–1600 до 2000–3000 м. Причем здесь эти породы и докембрийское основание, по мнению ряда исследователей [Корценштейн, 1951; Аванесян, 1954], разбиты сбросами. Близ устья Дуная докембрийское основание Русской платформы соприкасается с более молодым сооружением Добруджи. Докембрийское основание вскрыто скважинами в районе Бердянска, Таганрога, Ростова-на-Дону и южнее.

Таким образом, южную границу докембрийской Русской платформы на западе можно проводить от устья Дуная через Перекопский перешеек, вдоль северного берега Азовского моря к району несколько южнее устья Дона.

Причерноморская впадина, выделенная А.Д. Архангельским [1923], должна рассматриваться как одна из структур, расположенных целиком в пределах Русской платформы, между краем последней, южной окраиной Украинского щита и Мелитопольским выступом докембрия. Хорошо намечен контур наибольшего прогиба Причерноморской впадины по области наибольших мощностей верхнемеловых отложений, показанный В.Н. Корценштейном [1951]. Отнесение Причерноморской впадины к краевым предгорным прогибам, как это было сделано мной [1946], в свете новых данных неправильно: краевой прогиб должен быть обособлен.

Для обоснованного проведения южной границы платформы восточнее Ростова-на-Дону появились новые данные. Среди них решающую роль играют данные, опубликованные в статье Н.А. Калинина [1954] о результатах глубокого бурения в Тугаракчане. Здесь примерно в 180 км от восточного берега Каспийского моря, близ северного чинка Устюрта, на глубине 2100 м под толщей среднеюрских отложений вскрыты известняки и другие породы верхнего и среднего карбона (мячковского и подольского горизонтов). Эти породы залегают почти горизонтально. Они участвуют в строении пологого платформенного поднятия, которое Н.А. Калинин рисует в виде овала. Наряду с Тугаракчанским Н.А. Калинин выделяет два других поднятия – Диярское и Саргамысское. Вместе они образуют полосу поднятий северо-восточного простирания, тянущуюся приблизительно параллельно низовьям р. Эмбы, несколько южнее ее.

Приведенные данные не вызывают сомнения, что область этих Южноэмбинских поднятий должна быть отнесена к Русской платформе. Несомненно, таким образом, что и вся Прикаспийская впадина, включая Урало-Эмбинский соляно-купольный район, относится к платформе. Граница последней, однако, пока еще может быть намечена только приблизительно и проведена значительно южнее Тугаракчанского поднятия. Ее мож-

но сейчас наметить по линии, идущей от района южнее Ростова-на-Дону к южному краю дельты Волги и далее через Каспийское море к северному берегу п-ова Бузачи и к оконечности залива Комсомолец. Такое проведение южной границы платформы на востоке будет обосновано ниже.

СТРОЕНИЕ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ ОБЛАСТИ МЕЖДУ КРАЕМ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ГОРНЫМИ СООРУЖЕНИЯМИ КАРПАТ, КРЫМА, КАВКАЗА И КОПЕТДАГА

Область, отделяющая Русскую платформу от горных сооружений Восточных Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага, сама имеет типично платформенное строение. Она сложена спокойно залегающими четвертичными, неогеновыми, палеогеновыми, меловыми, а на востоке — и юрскими отложениями. Ниже залегает складчатое основание, которое сформировалось в геосинклинальную стадию развития этой области.

Складчатое основание выступает на поверхность в трех районах: на Добрудже, в Мангышлакском Каратау и Туаркыре. Кроме того, в последние годы в ряде мест складчатое основание вскрыто буровыми скважинами на Северном Кавказе.

На Добрудже в строении основания участвуют метаморфические породы неизвестного возраста, а также палеозойские и триасовые отложения, образующие складки северо-западного простирания. По-видимому, самыми древними породами здесь является толща так называемых зеленых метаморфических сланцев; ими сложена значительная центральная часть Добруджинской возвышенности. Одни исследователи относили их к девону, другие — к силуру, наконец третьи — к докембрию. Среди них преобладают филлиты, есть сланцы, образовавшиеся за счет диабазов и основных вулканических туфов, прослои кварцитов и конгломератов. Сравнивая рассматриваемые породы с силурийскими отложениями Польского среднегорья, Балкан и побережья Босфора, В. Пекельман (Paeckelman, 1935) приходит к справедливому выводу, что они по фациям не сходны с силуром этих мест и являются более древними. Он относит их к протерозою.

На них трансгрессивно и несогласно залегают девонские отложения, которые начинаются известковистыми граувакковыми сланцами и песчаниками с богатой фауной брахиопод верхов кобленцского яруса рейнского типа. Выше залегает толща черных глинистых сланцев, а затем кристаллические известняки, условно отнесенные к среднему девону. Еще выше лежит толща филлитов с прослоями кварцитов и доломитовых известняков, которую условно считают верхнедевонской. Мощность всех девонских отложений около 2000 м. На них залегают амфиболовые и слюдяные сланцы, которые В. Пекельман относит также (хотя и с вопросом) к девону и которые, вероятно, в действительности являются более древними (докембрий?) и приведены в соприкосновение с девонскими отложениями по разлому.

На складчатые структуры, сложенные этими отложениями, несогласно, с большим перерывом налегает толща верхнепалеозойских темных аргиллитов с прослоями серых и розовато-серых аркозовых и кварцевых песчаников. Они образуют синклиналь, осложненную складками. В этих породах найден отпечаток каламита, который, по мнению В. Пекельмана [Paeckelman, 1935], позволяет отнести их к вестфальскому ярусу. В верхних горизонтах разреза встречаются прослои конгломератов, которые многими исследователями выделялись в особую пермскую толщу (веррукано). Однако для такого отделения конгломератов оснований нет; вся толща, достигая нескольких сот метров мощности, представляет собой единый горизонт, скорее всего, средне- и позднекаменноугольного возраста.

Все эти отложения прорваны многочисленными интрузиями биотитовых и амфиболовых гранитов, сопровождаемых жильной серией. Граниты прорывают верхнепалеозойские породы; некоторые исследователи особо выделяют также более древние массивы гранитов, которые прорывают только девон.

На севере Добруджи палеозойские породы перекрыты триасовыми отложениями, образующими систему крутых складок, осложненных надвигами. Триас начинается песчаниками, вверх быстро сменяющимися мощной толщей известняков, включаю-

щей покровы кварцевых порфиров. Известняки содержат фауну анизийского яруса и сменяются вверх известняками, глинистыми сланцами и песчаниками верхнего триаса. Мощность триасовых пород более 1500 м.

Все эти отложения, слагающие сильно приподнятое здесь к поверхности складчатое основание, перекрыты на юге почти горизонтально залегающими слоями верхней юры и нижнего мела, а на севере Добруджи – трансгрессивно залегающими породами верхнего мела, эоцена (нуммулитовые известняки) и сармата.

На Мангышлаке породы складчатого основания, относящиеся к перми и триасу и разделенные на ряд свит, выступают в нескольких резко выделяющихся поднятиях, вытянутых частью вдоль разломов. Три наиболее крупных из них, как известно, расположены в пределах хребта Каратау и в его западной оконечности – Каратаучике. Три более мелких выступа триасовых пород приурочены к восточной части более южной антиклинали Мангышлака, в ядре Тумагачинского и Кугусем-Карамаинского поднятий. Пермские отложения представлены дымчато-голубоватыми аргиллитами с прослоями песчаников, затем крепкими песчаниками, которые выше сменяются зеленовато-серыми и вишнево-красными песчаниками и глинистыми сланцами общей мощностью до 2500 м [Алексейчик, 1941; Мокринский, 1952]. Триасовые отложения начинаются серыми аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков, известными под названием цератитовой свиты, содержащей характерную фауну аммонитов нижнего триаса. Их сменяют, согласно данным В.В. Мокринского [1952], зеленовато-серые песчаники, выше чередующиеся с конгломератами. Эти слои нижнего триаса перекрыты отложениями среднего и верхнего триаса, которые начинаются крепкими, темными известняками антраконитовой свиты, сменяющимися вверх темно-серыми аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность триасовых пород более 4500 м.

На Туаркыре также установлено присутствие пермских и триасовых отложений, описанных Л.Д. Кипарисовой и В.С. Курбатовым [1952]. Здесь под юрскими породами, слагающими ядро пологого антиклинального поднятия, вскрыты красно-бурые глины, аркозы и конгломераты со стволом Araucarioxylon. Упомянутый остаток ствола и другие данные позволяют отнести эти породы к перми. На них без признаков несогласия залегают песчаники и песчанистые аргиллиты, вверху с прослоями известняка с богатой нижнетриасовой фауной. Видимая мощность триасовых отложений около 300 м. Слагая синклинальную складку, все эти породы участвуют, как и на Мангышлаке, в строении складчатого основания, резко несогласно перекрытого юрскими отложениями.

На Северном Кавказе скважины в Новоминской, Выселках, Песчанокопском и Ипатове вскрыли под меловыми отложениями сильно метаморфизованные аргиллиты, кварциты и черные глинистые сланцы. В частности, в Новоминской были пройдены углисто-карбонатные хлоритовые сланцы с прослоями аркозовых песчаников. В этих породах найдена микрофауна нижнего карбона–турне. Породы круто залегают и, несомненно, участвуют в складчатости, образуя фундамент осадочной толщи. В южной части Ставропольского плато вскрыты более древние, по определению В.Н. Робинсона, скорее всего, девонские породы, о которых сообщает В.Е. Хаин [1953]. В той же статье В.Е. Хаин упоминает севернее долины р. Кумы о складчатых более молодых породах – пермского или триасового возраста. Хотя пункты, в которых складчатое основание вскрыто скважинами или выступает на поверхность, отстоят друг от друга далеко, тем не менее они дают достаточно отчетливое представление о том, что в его строении участвуют породы девона, карбона и перми, а также триаса (Мангышлак, Добруджа, левобережье Кумы?).

Таким образом, возраст рассматриваемого основания преимущественно палеозойский, местами раннемезозойский.

Кроме перечисленных данных, непосредственно указывающих на характер складчатого основания рассматриваемой области, существуют многочисленные дополняющие их косвенные данные. Гальки кварцевых песчаников, хлорит-серицитовых сланцев и известняков с фауной карбона и перми встречаются в триасовых и среднеюрских отложениях в районе Симферополя, а серицитовые сланцы и кварциты – также в верхах

юрских и нижнемеловых отложений северной части Крымских гор Материал этих конгломератовых толщ сносился, несомненно, с севера, из области современного степного Крыма. По составу галек можно судить о строении его складчатого основания, которое, безусловно, было поднято и обнажено в начале мезозоя. Точно так же материал гранитной дресвы в титонских отложениях окрестностей Кисловодска свидетельствует о наличии погребенных гранитных массивов в районе севернее Кавказских Минеральных Вод [Муратов, 1948].

В пермских отложениях Туаркыра в чагыльской свите, состоящей из песчаников и конгломератов, А.Б. Вистелиус, А.Д. Миклухо-Маклай и В.Н. Рябинин [1953] указывают на известняковую гальку со средне- и верхнедевонской фауной, принесенную, видимо, с северо-востока. О разнообразной палеозойской гальке, обнаруженной в пермских отложениях в районе Астрахани, сообщает А.В. Копелиович [1954].

В пермских и триасовых отложениях Мангышлака многочисленная галька конгломератовых толщ принесена в основном с севера и северо-востока, где в районе п-ова Бузачи с конца палеозоя, по данным А.Л. Яншина [1945], образовалось устойчивое поднятие.

Сопоставляя все имеющиеся материалы о строении складчатого основания рассматриваемой полосы, можно прийти к выводу, что в ее пределах можно наметить участки, в которых преимущественно развиты палеозойские породы, и участки, где наряду с ними имеются и нижнемезозойские. Первые нужно рассматривать как ранее сформировавшиеся, более древние участки, образующие в общем антиклинальные структуры в пределах складчатого основания, вторые – как закончившие свое развитие позднее мезозоя и образующие синклинальные структуры, замкнувшиеся позже первых.

Областью древнего поднятия является, видимо, Ставропольский массив с нижнепалеозойскими или докембрийскими (скважина Нагутская) и нижнекаменноугольными породами (скважина Ипатово). Восточнее, на левобережье р. Кумы, можно предполагать наличие в породах основания крупного синклинория с пермо-триасовыми (?) породами в осевой части. Еще севернее, непосредственно южнее дельты Волги, намечается древнее антиклинальное поднятие, о котором свидетельствуют данные скважины в Астрахани (см. ниже). Западнее, в районе Ергеней, можно предполагать продолжение этого поднятия, вытянутого вдоль Астраханского краевого прогиба.

Следующее поднятие в фундаменте, по данным А.Л. Яншина [1945], выявляется *на п-ове Бузачи, а другое – к северо-востоку от Туаркыра. Вероятно, в конце палеозоя* оба поднятия были слиты и образовали единый поднятый массив, простиравшийся до современного Аральского моря и далее. Наоборот, в области Мангышлака и Туаркыра, судя по мощности развитых здесь пермских и триасовых отложений (на Мангышлаке более 7000 м), участвующих в складчатости, до середины или даже до конца триаса располагался глубокий геосинклинальный прогиб, формирование которого закончилось в конце триаса.

Крупный приподнятый массив располагался на месте Добруджи и продолжался, вероятно, в пределы современного Тарханкутского вала. О поднятии Добруджи в начале юры свидетельствует образование Придобруджинского краевого прогиба (см. ниже), выполненного юрскими осадками. В триасе осевая часть Добруджи также, вероятно, была приподнята по разломам, так как триасовые отложения, достигающие большой мощности, развиты только по окраине сооружения. В центральных частях Добруджи на палеозой налегают келловейские отложения. Добруджинское поднятие продолжалось, вероятно, не только на восток, но и на северо-запад, где опущено и скрыто под Молдавской впадиной низовьев р. Прут и частично под Прикарпатским краевым прогибом.

К югу от Добруджинско-Тарханкутского поднятия, на месте предгорных гряд Западного Крыма и Варненской впадины, видимо, располагался прогиб, заполненный отложениями таврической свиты и средней юры большой мощности.

Предполагаемое расположение поднятий и прогибов в начале мезозоя показано на рис. 22.

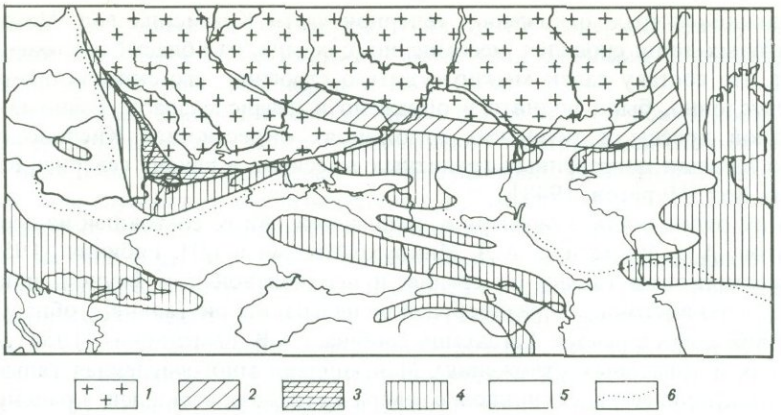


Рис. 22. Схема предполагаемого расположения поднятий и прогибов Крымско-Кавказской геосинклинальной области в начале мезозоя

1 – Русская платформа; 2 – верхнепалеозойский краевой прогиб; 3 – юрский Придобруджинский краевой прогиб; 4 – поднятия в геосинклинальной области, сложившиеся в результате герцинской складчатости, продолжавшие подниматься в начале мезозоя; 5 – прогибы в геосинклинальной области, заполнявшиеся осадками в триасе и частично в ранней и средней юре; 6 – граница Альпийской геосинклинальной области

Перечисленные поднятия, число которых, контуры и размеры, несомненно, в дальнейшем будут уточнены, являются в целом образованиями собственно герцинскими, что же касается синклинальных участков, заполненных триасовыми и, вероятно, местами нижнеюрскими отложениями, то их развитие закончилось уже в начале мезозоя.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЙ С ЮГА РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ

Севернее области верхнепалеозойских и мезозойских складчатых сооружений, по границе ее с Русской платформой, в конце палеозоя образовался узкий краевой прогиб. *О существовании его свидетельствуют данные ряда скважин.*

Скважины в Цимлянске, Котельникове и в других местах вскрыли, как известно, каменноугольные отложения донецкого типа, в частности верхов нижнего и низов среднего карбона. Они указывают на то, что карбон донецкого типа протягивается под покровом более молодых пород до линии железной дороги Волгоград–Сальск, пересекая ее между Котельниковым и Орловской. Скважина в районе Астрахани, данные по которой сообщены А.В. Копелиовичем [1954], вскрыла под среднеюрскими отложениями породы артинского и кунгурского ярусов, залегающие с крутым наклоном. Артинские отложения представлены аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и полимиктовых песчаников с галькой. В верхах разреза артинского яруса в них появляются слои водорослевых известняков. Из ископаемых обнаружены верхнеартинские Marginifera stukenbergina Krot. и остатки кораллов. В гальке грубообломочных прослоев встречены вулканические туфы, аргиллиты, кремнистые породы и обломки известняков с фауной намюра и среднего карбона в нижних горизонтах артинского яруса и с фауной верхнего карбона – в верхних. Отложения кунгурского яруса представлены в нижней части ангидритами с прослоями аргиллитов и мергелей, а вверху – глинами с прослоями алевролитов и глинисто-карбонатных пород с растительными обуглившимися остатками.

А.В. Копелиович [1954] считает, что нижнепермские отложения накопились здесь в условиях передового прогиба вдоль горного складчатого сооружения, обрамлявшего Русскую платформу к югу от Астрахани. Возраст этого горного сооружения А.В. Копелиович, основываясь на данных изучения обломков известняков в песчаниках и гравелитах, датирует как герцинский. Характер распространения обломков известняков

(среднекаменноугольные внизу, верхнекаменноугольные вверху) свидетельствует, по его мнению, о миграции передового прогиба в сторону платформы в раннепермское время. Приведенные выводы А.В. Копелиовича являются весьма убедительными и подтверждаются результатами сравнения описанных им отложений с нижнепермскими породами краевого прогиба Южного Урала.

Я считаю, что на запад Астраханский краевой прогиб продолжается в район Котельников – Орловская и далее, ограничивая с юга Русскую платформу, до района нижнего течения р. Сал, близ слияния ее с Доном. Западнее он отходит от края платформы, вдаваясь внутрь нее и образуя Донецкий бассейн. Восточное же продолжение его расположено под дном Каспийского моря и может быть протянуто пока лишь сугубо предположительно через северную часть Каспийского моря в направлении к сору Мертвый Култук на его восточном побережье.

Как уже упомянуто выше, А.Л. Яншин считает вполне обоснованно, что пологий прогиб в сарматских и других слоях Северо-Устюртской синклинали является лишь унаследованным по отношению к расположенному здесь верхнепалеозойскому прогибу, скрытому на глубине. Именно в этом прогибе происходит слияние Астраханского краевого прогиба, обрамляющего Русскую платформу с юга, и Предуральского, ограничивающего ее с востока.

Как известно, краевые прогибы возникают на границе платформы и геосинклинальной области в конечные этапы развития последней, когда вдоль ее края вырастают крупные антиклинальные поднятия. Образование краевой впадины тесно связано по времени с ростом соседнего поднятия. Заполнение краевого прогиба типичным для него комплексом осадков, образующих характерные формации краевых прогибов, начинается со времени его интенсивного прогибания и формирования соседнего поднятия.

Эти закономерности развития краевых впадин, сейчас хорошо известные благодаря работам В.В. Белоусова, А.А. Богданова, А.Е. Михайлова, Н.С. Шатского и других исследователей, могут быть хорошо прослежены и проверены на примере неогеновых краевых прогибов Карпат, верхнепалеозойского Предуральского краевого прогиба, мезозойского Ленского краевого прогиба и др.

Данные скважин в районе Котельникова, Семичной, Астрахани, вскрывших среднекаменноугольные и пермские отложения Астраханского краевого прогиба, позволяют сделать вывод, что этот прогиб начал заполняться мощными осадками со среднего или с конца раннего карбона и заполнялся ими до конца ранней перми, а возможно, и дольше.

Накопление мощной и своеобразной толщи угленосных осадков, которую можно считать характерной для краевых впадин, в Донецком бассейне также происходило с конца раннего карбона и до поздней перми. Очевидно, с этим промежутком времени связаны формирование Астраханского краевого прогиба вдоль юго-восточной окраины Русской платформы и рост окаймлявших его с юга позднепалеозойских поднятий – Ергенинского и Бузачинского. Первое из них продолжалось на восток от Ергеней в район к югу от дельты Волги, и развитие его вызвало упомянутое оттеснение Астраханского прогиба к северу.

Краевые прогибы образуются перед поднимающимися складчатыми антиклинальными сооружениями геосинклинальной области. При этом они возникают на платформенном основании, близ края платформы. Исходя из этого вся охарактеризованная полоса, занятая краевым прогибом, должна быть отнесена к окраине Русской платформы, и, следовательно, южная граница последней может быть проведена по южному краю прогиба.

Астраханский краевой прогиб в районе нижнего течения р. Маныч отходит от края платформы, углубляясь в ее пределы и превращаясь здесь в структуру, отнесенную Н.С. Шатским [1946 б] к категории "краевых поперечных систем".

Далее к западу, вдоль границы Русской платформы, позднепалеозойский краевой

прогиб, видимо, не прослеживается. Возникают вопросы: с чем связано исчезновение краевого прогиба на западе южного края платформы и почему он заходит внутрь платформы? *Это старые вопросы, тесно связанные с вопросом о происхождении Донецкого* бассейна. В свете имеющихся сейчас данных они могут получить новое объяснение.

Н.С. Шатский [1946б, с. 88] в своей последней работе, посвященной Большому Донбассу и сравнению его с системой Уачита, был совершенно прав, отнеся Донецкий бассейн к своеобразным внутриплатформенным образованиям, к поперечным краевым структурам. Все приведенные им в пользу этого доводы являются вполне убедительными. Однако сейчас не подтвердилось наличие большого выступа Русской платформы к юго-востоку от Азовского моря, протягивающегося до Ставропольского плато, о котором предполагал Н.С. Шатский [1946б]. Нет поэтому оснований говорить и о "внутреннем угле" платформы в районе Астрахани. Наоборот, платформенный выступ в районе Ростова-на-Дону довольно острым и узким клином отделяет Донецкий бассейн от верхнепалеозойской геосинклинальной складчатой области. Поэтому искать объяснения причин образования поперечной краевой структуры Донецкого бассейна надо не во "внутреннем угле", а, как мне кажется, в особенностях строения и развития южного края самой Русской платформы в конце палеозоя.

Целый ряд данных указывает на то, что восточная часть южного края платформы в конце палеозоя была сильно погружена, входя в состав Прикаспийской впадины. Об этом свидетельствуют увеличение мощностей девонских и каменноугольных отложений от Воронежской антеклизы в сторону Поволжья, наличие мощной соленосной толщи нижней перми в Прикаспийской впадине и, наконец, упомянутые выше данные бурения в Тугаракчане [Калинин, 1954], где вскрыта мощная толща среднего и верхнего карбона.

Наоборот, в противоположность этому западная часть южного края Русской платформы, между низовьями Прута и Ростовом-на-Дону, была в это время приподнята, составляя единый массив с современным Украинским щитом. Здесь, насколько это известно, нет ни пермских, ни каменноугольных, ни девонских осадков, и прямо на силурийские породы или на докембрий налегают мезозойские или третичные осадки.

В этом различии восточной и западной окраин юга Русской платформы, мне представляется, и лежит причина возникновения верхнепалеозойского краевого прогиба вдоль первой и отсутствие его вдоль второй в полном соответствии с той общей закономерностью, которая так блестяще была намечена Н.С. Шатским [1947]. Как известно, последний обосновал эту закономерность, которая может быть названа "правилом Шатского", в статье, посвященной структурным связям платформ со складчатыми геосинклинальными областями, и сформулировал ее следующим образом:

1. При высоком положении складчатого основания древних платформ, т.е. около *щитов: а) отсутствуют краевые прогибы; б) развитие приплатформенных геосинклинальных* складчатых систем заканчивается обычно раньше, чем развитие внутренних их частей (миграция складкообразования от платформы).

2. При низком положении складчатого основания древних платформ, т.е. на плитах: а) всегда развиваются краевые прогибы; б) замыкание приплатформенных частей происходит иногда позже замыкания внутренних геосинклиналей (миграция складкообразования к платформе).

Правило Шатского, таким образом, дает ясное объяснение тому обстоятельству, что Астраханский краевой прогиб не протягивается на запад далее района Ростова-на-Дону. Вместе с тем сочленение в районе Ростовского клина приподнятой и опущенной частей окраины платформы позволяет объяснить и причину захода краевого прогиба внутрь платформы.

В начале среднего или в конце раннего девона произошло образование Днепровско-Донецкой синеклизы (Украинской мульды, по Н.С. Шатскому). Еще А.Д. Архангельский [1941] предполагал, что возникновение ее в девонское время связано с опусканием части первоначально единого докембрийского массива, объединявшего Украинский и Воронежский выступы докембрия. Сейчас это предположение полностью остается в

силе, и его можно дополнить тем, что возникновение Днепровско-Донецкой впадины связано с разломами этого единого массива и опусканием впадины наподобие огромного грабена. По краям впадины вдоль разломов в среднем и в начале позднего девона происходили вулканические излияния. Эта впадина, видимо, косо подходила к краю платформы и была отделена от него на юге поднятым Ростовским клином. В конце девона и начале карбона впадина заполнялась платформенными осадками.

В середине карбона, как мы видели, у южного ограничения платформы на востоке начал формироваться краевой прогиб. Западнее района Ростова-на-Дону, где край платформы был приподнят, он развиваться не мог. Однако севернее узкого Ростовского клина краевой прогиб непосредственно слился с оконечностью возникшей ранее платформенной Днепровско-Донецкой синеклизы. Последняя в какой-то части оказалась захваченной интенсивными прогибаниями краевого прогиба и стала заполняться здесь же осадками.

Краевой прогиб, окаймляя восточную, опущенную часть платформы, как бы воспользовался продолжением этой опущенной части, заходящей внутрь платформы. Вместо того чтобы выклиниться вдоль приподнятого ее края, он внедрился в пределы платформы, образовав поперечную краевую структуру Донецкого бассейна.

ЮРСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ, ОГРАНИЧИВАЮЩИЙ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ НА ЮГО-ЗАПАДЕ, И ПОДНЯТИЕ ДОБРУДЖИ

Верхнепалеозойский краевой прогиб отсутствует в западной части южного края Русской платформы, но зато здесь на некотором отрезке хорошо выражен мезозойский, точнее, юрский прогиб.

Существование его обнаружилось, по данным глубокого бурения, близ Измаила. Здесь к северу от Добруджи и устья Дуная под покровом четвертичных, неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых пород располагается узкая Придобруджинская депрессия, заполненная мощной толщей глинисто-песчаных и карбонатных отложений. По данным И.Д. Гофштейна [1952] и Г.М. Аванесяна [1954], эти породы относятся к юрским и достигают общей мощности более 2500 м (рис. 23).

В основании указанной толщи залегают черные аргиллиты с обуглившимися растительными остатками, достигающие 500 м мощности. Вверх они сменяются известковистыми аргиллитами мощностью около 200 м с отпечатками ископаемых раковин. Эти слои условно отнесены к лейасу. Нижний из них, по моему мнению, аналогичен аргиллитам и песчаникам, которые выходят на о-ве Змеином и отнесены одними румынскими геологами к верхнему триасу, а другими – к лейасу.

Выше залегают мощные кварцевые песчаники с прослоем конгломерата в основании и песчанистые известняки, а также серые песчанистые и слюдистые аргиллиты байоса, которые сменяются такими же аргиллитами батского яруса. Их покрывают верхнеюрские карбонатные породы мощностью до 600 м – серые известняки, мергели, глины. Эти слои содержат ископаемые (аммониты) келловея, оксфорда и кимериджа. Титон представлен толщей (около 500 м) гипсов, красноцветных глин и песчаников. Все слои резко уменьшаются в мощности к северному борту депрессии. Среднеюрские глинистые породы замещаются толщей прибрежных песков. Титонские породы на севере депрессии трансгрессивно переходят на силур. Вся впадина имеет, таким образом, резко несимметричный характер с признаками смещения ее от Добруджи к северу, в сторону платформы. Эти признаки показывают, что рассматриваемая впадина является типичным краевым прогибом, отделяющим сооружение Добруджи от Русской платформы, что было уже отмечено М.Я. Рудкевичем, И.Д. Гофштейном и Г.М. Аванесяном.

Нижнемеловые отложения, упоминаемые Г.М. Аванесяном и другими исследователями, обнаружены лишь местами и представлены песчано-глинистыми породами небольшой мощности с растительными остатками. Они, так же как и верхнемеловые отложения, не участвуют в строении рассматриваемой впадины, перекрывая юрские породы различного возраста и залегая очень полого.

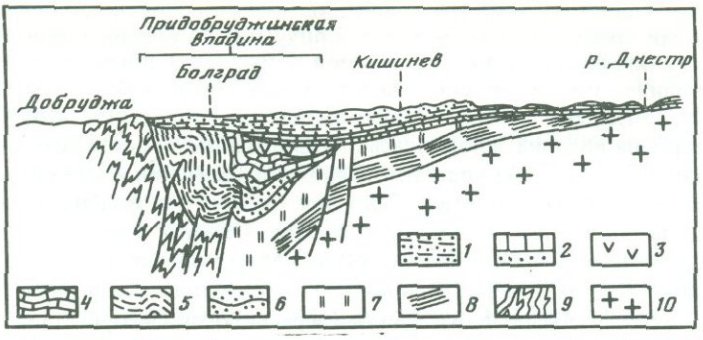


Рис. 23. Схема строения Придобруджинского юрского краевого прогиба (по Г.М. Аванесяну, с изменениями)

1 – неоген и палеоген; *2* – верхний мел; *3* – титон; *4* – кимеридж, оксфорд, келловей; *5* – аргиллиты средней, нижней юры и частично триаса; *6* – песчаные фации средней и нижней юры; *7* – верхний силур; *8* – нижний силур; *9* – складчатый палеозой Добруджи; *10* – кристаллическое основание Русской платформы

Формирование Придобруджинского прогиба началось в лейасе или в конце триаса (если окажется, что нижняя толща черных аргиллитов, относимая условно к нижней юре, в действительности относится к верхнему триасу), окончилось перед ранним мелом. Образование узкого асимметричного краевого прогиба перед Добруджей, согласно общим закономерностям развития краевых впадин, указывает на то, что геоантиклиналь Добруджи испытывала поднятие не только в конце палеозоя и триаса, но энергично поднималась в течение всего юрского периода. На это, впрочем, указывают и другие факты, и это было мной уже отмечено [Муратов, 1949, с. 39]. Вместе с тем, согласно правилу Шатского, можно предполагать, что юго-западный край Русской платформы был в юрское время опущен, раз здесь возник краевой прогиб.

Юрский Придобруджинский прогиб установлен лишь на очень коротком отрезке между берегом Черного моря и долиной р. Прут. Продолжение его на запад и восток можно только предполагать. Надо думать, что в западном направлении он отклоняется к северо-западу, следуя вдоль края платформы и относительно быстро выклиниваясь. К востоку прогиб, вероятно, также тянется вдоль края платформы под дном Черного моря и Каркинитского залива. Последний образовался, несомненно, на месте неоген-четвертичной впадины, которая, вероятно, является унаследованной по отношению к более древнему юрскому прогибу. Поэтому предположительно юрский прогиб можно продолжить под Каркинитской впадиной до Перекопского перешейка.

Возможно, что о-в Змеиный расположен на южном крыле юрского прогиба. К югу от восточного продолжения Придобруджинского прогиба находится поднятие Тарханкутского вала в Степном Крыму, которое я рассматриваю как окончание Добруджи. В свете новых данных бурения на Тарханкуте становится очевидным, что Тарханкутский вал был глубоко погружен в позднемеловую и палеогеновую эпохи, но с конца олигоцена или начала миоцена он был сильно приподнят, причем поднятие его, вероятно, было унаследованным по отношению к древней, позднепалеозойско-раннемезозойской Добруджинско-Тарханкутской геоантиклинали, вдоль которой и образовался описанный юрский краевой прогиб [Муратов, Шуцкая, 1955].

Южнее Добруджинско-Тарханкутской геоантиклинали располагался триасовый нижне-среднеюрский геосинклинальный прогиб, прослеживающийся по распространению мощных толщ соответствующих отложений южнее Добруджи и в области современных предгорных гряд Западного Крыма – в Бахчисарайской геосинклинали [Муратов, 1949].

Как видно, все Добруджинско-Тарханкутское поднятие целиком является раннемезозойским сооружением, окаймленным с обеих сторон прогибами, заполненными нижне- и среднеюрскими породами. Окончательное формирование поднятия закончилось в

конце юры. В общем прав был Э. Зюсс, который еще в конце прошлого века отнес Добруджу к складчатым сооружениям предпозднеюрского возраста. Однако в последнем томе известной сводки "Лик земли", вышедшем в 1911 г., он объединил Добруджу с Горным Крымом в единую складчатую систему предмелового возраста, которую назвал по предложению Л. Мразека киммерийской цепью. Такое представление широко распространилось и было принято многими советскими геологами (А.Д. Архангельским, А.С. Моисеевым и др.), хотя, как я уже писал об этом, Добруджа и Горный Крым являются сооружениями, имеющими совершенно различную историю и структуру.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ПОЛОСЕ МЕЖДУ РУССКОЙ ПЛАТФОРМОЙ, КАРПАТАМИ, ГОРНЫМ КРЫМОМ, КАВКАЗОМ И КОПЕТДАГОМ

Складчатое геосинклинальное основание палеозойского и отчасти раннемезозойского возраста в полосе, отделяющей Русскую платформу от горных сооружений Карпат, Крыма, Кавказа, Большого Балхана и Копетдага, прикрыто чехлом осадочных пород, которые образуют ряд отчетливо выраженных платформенных структур.

В строении платформенного чехла главную роль играют верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Более древние породы раннемелового и юрского возраста участвуют в строении только отдельных частей этой полосы.

Так, нижне- и среднеюрские породы широко развиты на востоке, в пределах Мангышлака, Туаркыра и соседних районов Туркмении, где этими отложениями начинается осадочная серия платформенного чехла. Среднеюрские отложения развиты на юго-востоке степного Северного Кавказа, а верхнеюрские (титонские) – в южной части Ставропольского поднятия. Большую площадь занимают апт-альбские отложения, известные не только за Каспием (Мангышлак, Туаркыр), но и достаточно далеко к северу, в пределах Северного Кавказа и Степного Крыма. Наиболее широко распространены верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые породы, перекрывающие почти всю рассматриваемую полосу. Верхнемеловые слои на севере ее и в Добрудже трансгрессивно ложатся на породы складчатого основания.

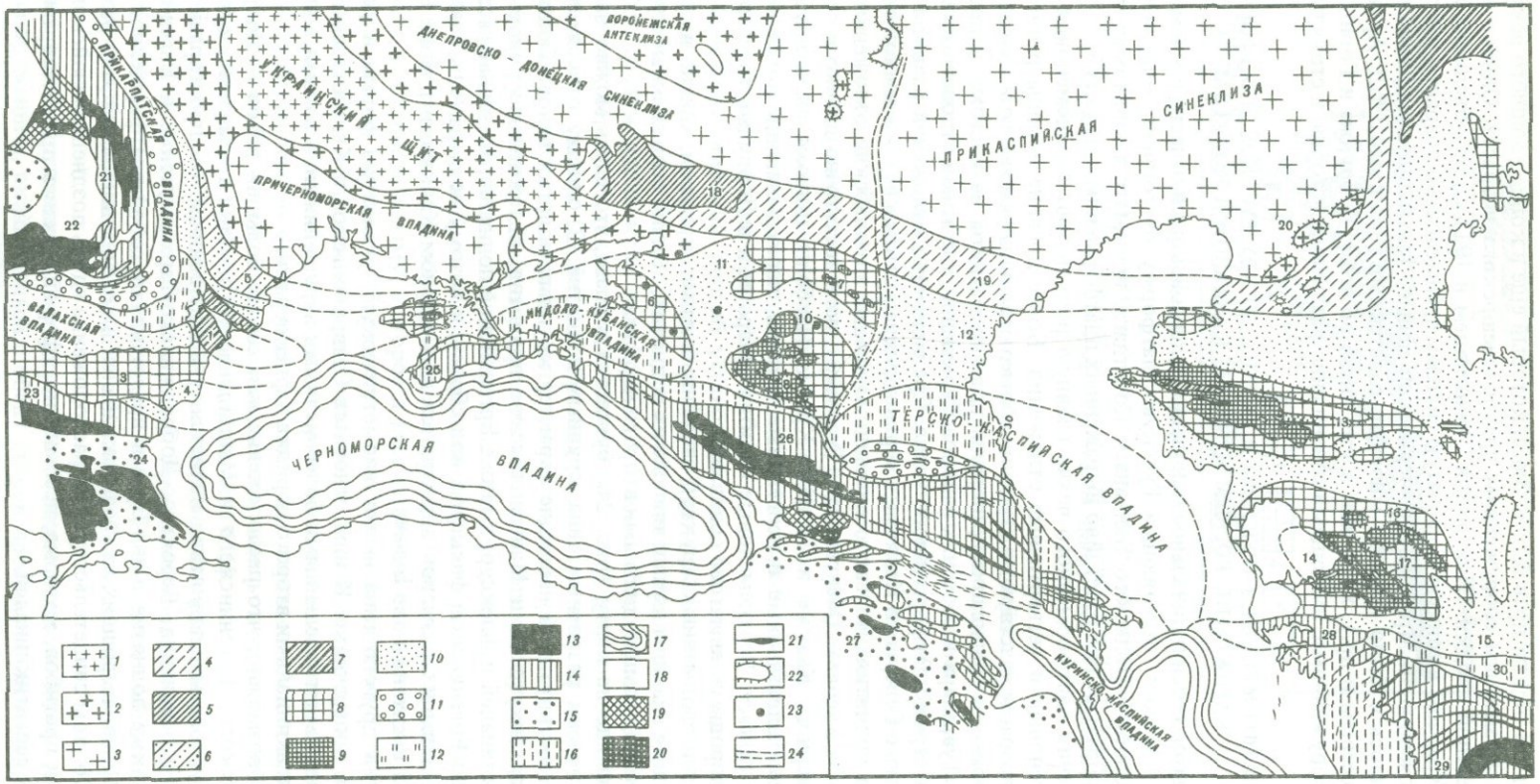
Среди платформенных структур, сложенных этими породами, можно выделить пологие обширные впадины и разделяющие их поднятия, обычно осложненные куполовидными и валообразными поднятиями второго порядка.

При взгляде на карту (рис. 24) бросается в глаза, что здесь можно выделить два морфологически различных типа крупных поднятий. К одному относятся поднятия, отчетливо вытянутые и имеющие характер крупных пологих валов. Таковы Добруджинско-Тарханкутское и Мангышлакское поднятия, осложненные рядом вторичных плакантиклиналей и флексур, а также Ергенинское поднятие, восточная часть которого опущена по Ергенинской флексуре, или сбросу, и потому не выражена. Такого же рода поднятия меньших размеров выделяются на Северном Кавказе в районе Каневская–Выселки, а также на п-ове Бузачи.

Поднятия другого типа имеют изометрическую, угловатую форму и значительные размеры в поперечнике. К ним относится Ставропольское и Карабогазское поднятия, осложненные многочисленными более мелкими нарушениями – валами, куполовидными плакантиклиналями второго порядка и флексурами.

Вполне возможно, что расположение как самых больших валов – Добруджинско-Тарханкутского, Ергенинского и Мангышлакского, так и мелких, осложняющих большие угловатые поднятия, является унаследованным от простирания структур складчатого основания. Вероятно, Добруджинско-Тарханкутское и Ергенинское поднятия, а также поднятие п-ова Бузачи представляют собой платформенное выражение антиклинориев, выросших из геоантиклиналей в геосинклинальный этап развития этой области. Об этом свидетельствует их расположение вдоль позднепалеозойского и юрского краевых прогибов, которые, несомненно, сформировались при одновременном поднятии этих геоантиклиналей.

Впадины, разделяющие охарактеризованные поднятия, весьма различны по размерам


ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ СИНЕКЛИЗА
УКРАИНСКИЙ ЩИТ
ПРИКАРПАТСКАЯ ВПАДИНА
ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА
ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА
ВАЛАХСКАЯ ВПАДИНА
МИДОЛО-КУБАНСКАЯ ВПАДИНА
ТЕРСКО-КАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА
ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА
КУРИНСКО-КАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

и форме. Среди них есть и узкие прогибы (Манычский), и обширные плоские депрессии (на востоке Северного Кавказа), и впадины неправильной формы с рядом ответвлений в разные стороны.

Наряду с такими пологими платформенного типа впадинами в пределах рассматриваемой области расположены четыре хорошо выраженных краевых прогиба неогенового возраста. Эти прогибы окаймляют геосинклинальные складчатые сооружения Карпат, Крыма, Кавказа и Копетдага и вытянуты вдоль их подножий.

Сочетание пологих прогибов и поднятий образует в общем довольно сложную картину строения рассматриваемой области, в то же время отражает ее структуру, типичную для платформы с молодым складчатым основанием. Строение слагающих ее структурных элементов удобнее всего рассматривать в направлении с запада на восток.

Добруджинско-Тарханкутское поднятие — широтно вытянутый вал значительной ширины. К западу от меридионального отрезка нижнего течения Дуная он резко погружается или обрывается сбросом, как об этом свидетельствуют данные бурения скважин на левом берегу Дуная, углубленных в мощную толщу верхнего мела, о которых сообщал еще Э. Зюсс. На востоке вал погружается под уровень Черного моря между Сулиной и Констанцей, а затем снова поднимается на Тарханкутском полуострове. Здесь вал отражается в высоком залегании кровли верхнего мела, глубоко погруженного южнее и севернее его в соседние впадины.

Строение вала осложнено системой пологих широтно вытянутых складок, в которых участвуют среднемиоценовые и сарматские отложения, а в некоторых — трансгрессивно залегающие мэотические и понтические слои. Одна из складок резко приподнимается в восточной части вала, в районе Сарыбашского гребня, а затем весь вал погружается в восточном направлении, причем от него отходят, постепенно погружаясь к востоку, два или три узких антиклинальных гребневидных поднятия. Как было упомянуто, вал был поднят в основном перед средним миоценом. В позднем мелу он весь был глубоко погружен, о чем свидетельствует и большая мощность верхнемеловых отложений на Тар-

Рис. 24. Схема тектонической структуры Крымско-Кавказской геосинклинальной области и южной окраины Русской платформы

Русская платформа с докембрийским основанием: *1* — поднятия с выходами кристаллического основания на поверхность; *2* — склоны поднятий и валы; *3* — платформенные впадины (синеклизы); *4* — верхнепалеозойский краевой прогиб под мезозойско-кайнозойским покровом; *5* — то же, без покрова мезозоя; *6* — юрский краевой прогиб под покровом меловых-кайнозойских отложений.

Область с палеозойским и мезозойским складчатым основанием к югу от Русской платформы: *7* — поднятия с выходами палеозойских и триасовых пород на поверхность; *8* — то же, под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений: *9* — наиболее приподнятые участки в их пределах, местами с выходами мезозойских или палеогеновых пород; *10* — прогибы и склоны поднятий; *11* — относительно приподнятые и складчатые участки альпийских краевых прогибов; *12* — наиболее прогнутые части альпийских краевых прогибов.

Альпийская геосинклинальная область: *13* — ядра антиклинальных поднятий с выходами докембрийских и палеозойских пород; *14* — ядра и крылья антиклинальных поднятий с выходами мезозойских и палеогеновых пород; *15* — синклинории и крылья поднятий в области мегантиклинория Малого Кавказа и Балканского полуострова; *16* — крылья и погружения антиклинальных поднятий; *17* — Черноморская и Куринско-Каспийская геосинклинальные впадины; *18* — Рионская, Куринская, Алазанская, Трансильванская и Венгерская впадины; *19* — Дзирульский массив и другие поднятия между внутренними впадинами; *20* — выходы палеозойского основания на поднятии Дзирульского массива.

Прочие обозначения: *21* — шарниры антиклиналей и антиклинориев; *22* — поднятия платформенного типа; *23* — глубокие буровые скважины; *24* — Ергенинско-Прикумский тектонический уступ (флексура).

Цифры на схеме: 1 — поднятие Добруджи; 2 — Тарханкутский вал; 3 — Северо-Болгарское поднятие; 4 — Варненская впадина; 5 — Придобруджинский прогиб; 6 — поднятие в районе Каневская—Выселки (Челбасское); 7 — Южно-Ергенинское поднятие; 8 — Южно-Ставропольский вал; 9 — Северо-Ставропольское поднятие; 10 — Ипатовское поднятие; 11 — Ейская впадина; 12 — Ногайская впадина; 13 — Мангышлакское поднятие; 14 — Карабогазское поднятие; 15 — Каракумская впадина; 16 — Кумсебшенская и другие плакантиклинали; 17 — плакантиклинали Кемальская и Туаркыр; 18 — Донецкий бассейн; 19 — верхнепалеозойский краевой прогиб, окаймляющий с юга Русскую платформу; 20 — платформенные поднятия Тугаракчан и др.; 21 — Восточные Карпаты; 22 — Южные Карпаты; 23 — антиклинальная структура Балканского хребта; 24 — Странджа; 25 — Горный Крым; 26 — Большой Кавказ; 27 — Малый Кавказ; 28 — Большой Балхан; 29 — Туркмено-Хорасанские горы и Копетдаг; 30 — Предкопетдагский прогиб

ханкутском полуострове, и значительная мощность этих же отложений, сохранившихся в синклинали Бабадаг на Добрудже. В палеогене Добруджа уже была несколько приподнята; на юге ее сохранились мелководные нуммулитовые известняки среднего эоцена, а восточная, тарханкутская часть вала была еще погружена.

Западнее Добруджинско-Тарханкутского поднятия расположена глубокая Валахская (Гетская) впадина, представляющая платформенный прогиб, расположенный на палеозойско-нижнемезозойском складчатом основании.

С юга впадину ограничивает Северо-Болгарское поднятие. Оно отделяет ее от складчатых альпийских сооружений Балканского хребта и сливается узким перешейком с Добруджей. С севера и северо-запада Валахская впадина ограничена поднятием Южных Карпат.

К северо-западу от Добруджи расположена узкая, вытянутая Молдавская впадина, которая в значительной части захвачена Предкарпатским краевым прогибом. В Молдавскую впадину или отчасти в краевой прогиб уходит погруженное северо-западное продолжение Добруджинско-Тарханкутского вала. Однако в позднем мелу, палеогене и раннем миоцене это поднятие было приподнято, так как на запад от него сносился своеобразный обломочный материал, состоящий из галек зеленых метаморфических сланцев, подобных тем, которые слагают среднюю часть Добруджи. Эти гальки встречаются в прослоях песчаников среди верхнемеловых и палеогеновых пород Карпат и образуют толщи конгломератов в отложениях нижнего миоцена Предкарпатья. Происхождение их было выяснено в свое время Л. Мразеком [Mrazec, 1911]. В среднем миоцене гряда на продолжении Добруджи, с которой сносились эти гальки, была перекрыта осадками и погребена.

Предкарпатский краевой прогиб – узкая асимметричная депрессия, развитие которой началось в раннем миоцене. Прогиб смещался в миоцене в сторону платформы, перекрывая выступавшую ранее упомянутую гряду палеозойских пород, с которой сносился обломочный материал во впадину.

Северная часть Карпатского краевого прогиба закончила свое развитие, была приподнята и замкнулась в конце миоцена, в послесарматское время. Строение и развитие этой части прогиба описано в ряде работ А.А. Богданова [1949], О.С. Вялова [1953], А.Е. Михайлова [1951] и моей [Муратов, 1949]. Южная часть прогиба в Румынии продолжала развиваться и далее. Здесь в ней накапливались мощнейшие толщи осадков плиоцена.

В пределах Предкарпатского прогиба, в районе междуречья Дамбовицы и Бузэу, мощность понтических отложений более 600 м, местами 1450 м, а среднего и верхнего плиоцена (дакийского и левантинского ярусов) – более 1000 м, местами 3500 м. Вместе с накоплением этих мощных толщ продолжали формироваться антиклинальные складки, в строении которых участвуют верхнеплиоценовые породы; развитие этих складок, по мнению И. Маковея [Macovei, Atanasiu, 1934] и других геологов, продолжается и до настоящего времени.

К молодой южной части Предкарпатского краевого прогиба с юго-востока примыкает современная депрессия, представленная геоморфологически низменностью у слияния рек Бузэу и Серета с Дунаем. Образование этой депрессии связано, по-моему, здесь с миграцией в юго-восточном направлении краевого прогиба и захватом им части платформенной Валахской впадины в новейшее время.

К югу от Добруджи располагается пологая Варненская впадина, сходная по строению с Альминской, расположенной южнее Тарханкутского вала. Учитывая сходство в расположении и строении этих двух впадин, замыкающихся в противоположных направлениях, я считаю их отрезками единой депрессии, средняя часть которой погружена под воды Черного моря на участке между Крымом и побережьем Балканского полуострова. При этом я их отнес к краевой впадине перед западной частью Горного Крыма и восточной оконечностью Балканской мегантиклинали [Муратов, 1949].

В свете новых данных нет особых оснований отказываться от такого предположения, однако следует отметить, что по строению и характеру заполняющих их осадков оба

отрезка этой впадины не носят ярко выраженных черт краевого прогиба. В них отсутствует асимметрия – типичная черта последних.

Восточнее Тарханкутского вала расположена обширная депрессия, занятая большей частью Азовского моря и Прикубанской низменностью. Она известна под наименованием А з о в о-К у б а н с к о й впадины. В настоящее время приходится признать, что такой единой впадины не существует, и она должна быть расчленена на несколько частей.

Северная часть ее, охватывающая север акватории Азовского моря и крайнюю северо-западную часть Предкавказья, представляет собой самостоятельный довольно пологий прогиб. Южная зона обособляется в виде глубокого асимметричного прогиба, прилегающего с севера к восточной оконечности Крымских гор и к Керченскому полуострову, а также к западному окончанию Кавказа.

Эти две депрессии разделены пологим валообразным поднятием, которое намечается в районе Новоминской и протягивается в юго-восточном направлении, от нижнего течения р. Челбас к Каневской и Выселкам. Вероятно, на западе это поднятие включает район Ейского полуострова и затем уходит в Азовское море.

В пределах этого поднятия, вероятно, присутствуют частные резко выраженные плакантиклинали и депрессии. Е.А. Щерик [1954], впервые отметившая наличие поднятия в западной части Кубанской депрессии, считает, что оно распространяется к востоку и соединяется со Ставропольским поднятием. Для такого соединения, однако, нет особых оснований. Наоборот, целый ряд данных позволяет считать, что Челбасское и Ставропольское поднятия разделены пологим плоским прогибом и являются обособленными. Разделяющий их Ейский прогиб имеет, по-видимому, неправильно-треугольную в плане форму, сужаясь к югу. На востоке он сливается с Манычской впадиной, а на западе – с северной частью впадины Азовского моря. На севере впадина ограничена склоном Украинского щита, протягивающегося в восточном направлении до района Ростова-на-Дону.

Южный прогиб, примыкающий к Крыму и Кавказу, ограничен с севера Челбасским поднятием и представляет собой вполне обособленную впадину. Западное окончание ее расположено в бассейне р. Индол, в предгорьях Крыма, где описано мной под названием Индольской впадины, а восточное, проходя вдоль низовьев Кубани, замыкается к востоку от Краснодара. Средняя часть впадины расположена в пределах Азовского моря. Индоло-Кубанская впадина заполнена очень мощной толщей неогеновых и палеогеновых пород и имеет черты строения, типичные для краевых прогибов. Ее следует считать краевой впадиной, не завершившей свое развитие и прогибающейся доныне.

Центральную часть Северного Кавказа занимают Ставропольское и Ергенинское поднятия. Они разделены узким, но, видимо, глубоким и древним прогибом – Манычской впадиной.

Е р г е н и н с к о е поднятие представляет валообразную структуру, вытянутую в восток-юго-восточном направлении. Вал осложнен по своду двумя рядами вторичных небольших плакантиклиналей и флексур, описанных Ф.П. Пантелеевым [1947], который дал и общую четкую характеристику вала, отметив асимметричное его строение из-за более крутого южного крыла. В своде вала, достигающего 60 км в поперечнике, по Ф.П. Пантелееву, выходят майкопские и среднеэоценовые отложения. К востоку вал резко ограничивается Ергенинской флексурой; возможно, что восточная часть вала опущена по сбросу.

Многие исследователи Ергенинское поднятие рассматривают как поверхностное отражение складок на продолжении Донецкого бассейна. Такое представление, как было показано выше, неправильно. В действительности Ергенинский вал можно считать унаследованным от верхнепалеозойской геоантиклинали, расположенной в зоне южнее восточного продолжения Донецкого бассейна. Она, вероятно, протягивалась далее на восток, южнее Астрахани.

С т а в р о п о л ь с к о е поднятие представляет приподнятый массив угловатой формы с осложняющей его системой куполовидных и удлиненных плакантикли-

налей. Они образуют два-три ряда складок, вытянутых в кавказском направлении. Поднятие на западе и севере ограничено пологими крыльями, а с востока окаймлено резким флексурообразным изгибом, который позволяет предполагать существование на глубине разлома, обрезающего восточное крыло поднятия.

Первый (южный) ряд складок состоит из наиболее приподнятых плакантиклиналей, в которых палеогеновые отложения выступают на поверхность и для которых характерны крутые крылья и резкие флексурообразные перегибы слоев. В него входят Надзорненская, Сенгилеевская, Суркульско-Кумская, Нагутская и Янкульская плакантиклинали, образующие единую сложно построенную валообразную структуру, вытянутую вдоль южного края Ставропольского поднятия.

Второй ряд образуют более пологие куполовидные плакантиклинали (Северо-Ставропольская и др.). К третьему ряду относится еще более плоская и широкая Ипатовская плакантиклиналь близ северного края Ставропольского поднятия.

К востоку от Ергенинского и Ставропольского поднятий располагается обширная депрессия, отделенная от них резкой Ергенинской и Прикумской флексурообразными ступенями. Эта депрессия может быть подразделена на две части: северную, плоскую, которую можно назвать Ногайской, и южную, глубоко прогнутую Терско-Каспийскую впадину, вытянутую вдоль Восточного Кавказа. Обе части незаметно сливаются, так что границу между ними можно провести только условно. Северная из них представляет собой депрессию платформенного типа, сливающуюся в низовьях Волги с Прикаспийской синеклизой. На северо-западе она ограничена Ергенинским поднятием, а на северо-востоке и востоке – поднятиями Мангышлака и Туаркыра.

Южная депрессия – Терско-Каспийская – имеет черты краевой впадины. Мощность миоценовых отложений в ее пределах на юге достигает огромных размеров (более 3000 м в районах Грозного и Махачкалы) и уменьшается к северу. Южное крыло впадины на побережье Каспия (между Кубой и Махачкалой) осложнено мелкой складчатостью, а западнее нарушено системой Терского и Сунженского антиклинориев. Северное крыло пологое и постепенно сливается с платформенной впадиной. Последняя включает средний прогиб Каспийского моря и замыкается на юго-востоке перед Апшеронским порогом.

К востоку от описанной впадины располагается система из двух поднятий, во многом подобная системе Ергенинского и Ставропольского поднятий. Здесь, также на севере, расположено вытянутое валообразное Мангышлакское поднятие, отделенное узкой депрессией от расположенного южнее широкого угловатого Карабогазского, во многом напоминающего Ставропольское поднятие.

М а н г ы ш л а к с к о е поднятие по неогеновым отложениям представляет собой вал, вытянутый на 600 км с лишним в длину – от оконечности п-ова Мангышлак до восточного края Устюрта. В пределах Устюрта вал выражен сводообразным изгибом сарматских слоев, который Н.П. Луппов назвал Центрально-Устюртской антиклиналью. На востоке последняя постепенно погружается и заканчивается около колодцев Урру. На продолжении вала расположены две плакантиклинали, выраженные поднятием сарматских слоев, описанные А.Л. Яншиным [1948], из которых одна продолжает направление вала, другая отклоняется к юго-востоку.

В осевой части вала подошва сармата поднята, по данным А.Л. Яншина, до отметок 300 м и постепенно снижается к восточному его окончанию. При этом сарматские отложения залегают прямо на меловых, палеогеновые породы отсутствуют. На северном крыле сарматские слои круто погружаются, резко очерчивая контур поднятия. На южном крыле небольшое понижение кровли сарматских слоев сменяется вторым, более пологим и коротким валообразным поднятием, тесно слитым с основной частью вала. Благодаря этому южному поднятию весь вал в средней части очень широк (до 120–140 км). Южное его крыло, более пологое, чем северное, постепенно погружается и переходит в синклиналь, отделяющую описанный вал от Карабогазского поднятия и названную А.Л. Яншиным синклиналью бессточных впадин.

К западу от обрыва Устюрта, на непосредственном продолжении вала, из-под сармат-

ского "панциря", образующего описанный свод, выступают системы более крутых мангышлакских складок, сложенных юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями, которые образуют более глубокую часть вала, вскрытую здесь эрозией. Местами в ядрах поднятий выступают сложно дислоцированные триасовые и пермские породы, участвующие в строении складчатого основания Мангышлакского вала. От главного свода сарматского вала Устюрта к западу протягивается Главная (Каратауская) антиклиналь, точнее, ее несколько отступающее кулисообразно к северу восточное продолжение – Тузбаирская антиклиналь [Алексейчик, 1941], и сопровождающие ее с юга пологие складки. Из-под южного поднятия сармата, называемого А.Л. Яншиным [1951] Музбельским, выступает Кугусем-Карамаинская и Тумгачинская антиклинали.

Таким образом, оба валообразных поднятия сармата на Устюрте – Главное и Музбельское – находят свое продолжение в складках мезозойских пород и, очевидно, расположены на продолжении последних под Устюртом, т.е. являются унаследованными от них. Это и было установлено в свое время А.Л. Яншиным [1948].

Западнее, на продолжении Тузбаирской антиклинали, расположена Главная Мангышлакская мегантиклиналь, впервые охарактеризованная Н.И. Андрусовым [1911], а на продолжении Кугусем-Карамаинской и Тумгачинской антиклиналей – Большая Беке-Башкудукская. Большие антиклинали разделены пологой Чакырганской синклиналью.

Эти складки, согласно описанию Н.И. Андрусова [1915], С.Н. Алексейчика [1941], В.В. Мокринского [1952] и других исследователей Мангышлака, являются в общем очень пологими. Только в осевых частях антиклиналей, там, где из-за ундуляции шарнира из-под юрских пород выступают породы складчатого основания (пермские и триасовые), наблюдаются резкие нарушения. В Каратауской антиклинали наблюдаются три выступа пород основания: в Каратаучике, Западном и Восточном Каратау. Между ними расположены седловины, выполненные юрскими и меловыми слоями, описанные еще Н.И. Андрусовым. Вокруг ядер этого древнего основания юрские и меловые породы местами круто вздыблены и разбиты сбросами, иногда образуют флексуры. При удалении от них слои быстро выполаживаются и местами осложнены, особенно на северном крыле Каратауской антиклинали, мелкими, но тоже пологими складками, описанными С.Н. Алексейчиком [1941].

В осевых частях Тумгачинской и Кугусем-Карамаинской антиклиналей триасовые породы вздернуты и контактируют с альбскими по сбросам, у которых опущены северо-восточные и подняты юго-западные крылья. Близ сбросов юрские слои, а местами также нижнемеловые залегают относительно круто (углы падения до 20–30° и даже 40°), на крыльях же складки падают полого (менее 10°). Еще положе залегают отложения мела и палеогена, образующие крылья больших складок и заполняющие Чакырганский прогиб между ними.

На западе обе большие антиклинали погружаются и слагающие их оконечности меловые и палеогеновые отложения уходят под плато, сложенное средним миоценом и сарматом. Как отмечено Н.И. Андрусовым [1915], на п-ове Тюбкараган подошва неогена образует выпуклую, сводовую поверхность. В одном месте сармат на своде промыт глубокой балкой, и здесь в его ядре под сарматом вскрыты альбские и верхнемеловые отложения. Свод Тюбкарагана расположен на западном окончании Мангышлакского неогенового вала.

Характер мангышлакских складок, резкая приподнятость слоев юры и мела близ контакта с выходами древнего основания и близ сбросов – все это позволяет сделать вывод, что складчатая система теснейшим образом связана с разломами складчатого основания, часть из которых выступает на поверхность (Тумгачинская, Кугусем-Карамаинская антиклинали и др.), а часть скрыта под отложениями мела и юры и проявляется в сглаженной форме. Это типичные складки облекания, представляющие собой отражение в осадочном чехле разломов, которые секут складчатое основание и вызывают поднятие или опускание отдельных глыб. В целом эти разломы фундамента привели к образованию большого валообразного поднятия, которое лучше всего отражено залеганием сарматских слоев в виде описанного вала.

Развитие всей этой структуры происходило в течение длительного времени, начиная с ранней юры. Данные, приведенные В.В. Мокринским [1952], показывают, что на Мангышлаке накопление осадков сопровождалось поднятием то Западного, то Восточного Каратау. Вероятно, дальнейший анализ фаций и мощностей мезозойских толщ позволит выяснить конкретную историю развития отдельных частей этой структуры и установить время поднятия или опускания отдельных блоков и движений вдоль разломов. Окончательное оформление всего вала произошло в неогене.

Такое же сложное строение имеет и К а р а б о г а з с к о е поднятие, отделенное от Мангышлакского синклиналью. В пределах северного крыла поднятия наблюдается пологий подъем сарматских слоев от синклинали бессточных впадин и котловины Асаке-Аудан в южном направлении к берегам Кара-Богаз-Гола и обрыву Капланкыр, который тянется от залива в юго-восточном направлении. Поверхность сарматских слоев поднимается при этом от высоты в несколько десятков метров до 300 м и более. Южнее сарматские слои обрезаны берегом залива или упомянутым обрывом. Они слагают северное погружающееся крыло обширного куполовидного поднятия, образуя как бы сегмент этого свода.

К югу от обрыва Капланкыр из-под сармата выступает система плакантиклиналей, сложенных более древними породами. Наиболее крупной из них является плоское Прикарабогазское поднятие. Оно состоит из двух плакантиклиналей, описанных Н.П. Лупповым [1932]: Туаркырской и Кемальской, разделенных очень пологой Аккырской синклиналью.

Туаркырская плакантиклиналь вытянута в северо-западном направлении. Она является самой большой в системе Карабогазского поднятия. В ее ядре на поверхность выходят нижне- и среднеюрские породы, залегающие в виде пологого свода, и на небольшом участке на юго-западе складки, вдоль сброса, из-под них выступают породы складчатого основания, включающие нижнетриасовые, пермские и более древние образования (см. выше). Крылья плакантиклинали, сложенные верхнеюрскими и меловыми отложениями, очень пологие, с углами падения 5–10°, хотя местами осложнены флексурообразными перегибами слоев и более крутыми участками.

Южнее под углом к Туаркырской плакантиклинали с простиранием ближе к широтному вытянута Кемальская. Она косо подходит к южному берегу Кара-Богаз-Гола, где в ее ядре выходят верхнемеловые слои. Юго-восточнее шарнир ее постепенно поднимается, и к югу от восточного края Кара-Богаз-Гола в ядре появляются альбские отложения, которые протягиваются до Узбоя, где антиклиналь погружается. Складка имеет характер широкого свода с очень пологими крыльями, с углами падения 1–2°, и лишь местами в ее пределах Н.П. Луппов [1932] указывает на короткие флексурообразные перегибы слоев (с наклоном до 14°). На небольшом участке, расположенном ближе к северному крылу структуры, находится короткое поднятие Бейнеу, имеющее резко асимметричное строение с падением нижнемеловых отложений в северном крыле под углом 3–5°, а в южном – до 30° [Луппов, 1932]. В ядре его выходят верхне- и среднеюрские породы. Синклиналь, разделяющая Туаркырскую и Кемальскую плакантиклинали, выполнена почти горизонтально залегающими слоями верхнего мела и останцами палеогена. Она расширяется в направлении к Кара-Богаз-Голу, погружаясь под воды залива. На юго-востоке, не доходя до поднятия Бейнеу, в горах Аккыр синклиналь замыкается. Эта неглубокая синклиналь делит две описанные антиклинали, участвуя вместе с ними в строении единого широкого Прикарабогазского поднятия. Выходы верхнемеловых и палеогеновых пород по восточному берегу Кара-Богаз-Гола указывают на то, что это поднятие продолжается под водами залива.

Второе поднятие, значительно меньших размеров и куполовидной формы, расположено северо-восточнее описанного и носит название Кумсебшенского. В его ядре выходят верхнемеловые и апт-альбские породы.

Третье поднятие протягивается в юго-восточном направлении параллельно Туаркырскому, вдоль обрыва Капланкыр. Здесь также ядро сложено апт-альбскими отложениями, а крылья – верхнемеловыми, палеогеновыми и неогеновыми. Последние обра-

зуют отчетливое юго-восточное замыкание структуры, хотя, постепенно погружаясь, антиклинальное поднятие протягивается далеко на юг, пересекая долину Узбоя [Петрушевский и др., 1954].

Как видно, система Туаркырской и Кемальской плакантиклиналей образует центральное ядро Карабогазского поднятия. Что же касается двух других, то они, по существу, осложняют строение его северо-восточного склона. А.Л. Яншин [1948] высказал предположение, что положение поднятий унаследовано от структуры их складчатого основания. Вполне вероятно, что это предположение правильно. Он же указал на наличие к востоку от Карабогазского поднятия еще одной пологой плакантиклинали – Дарвазинской, имеющей почти меридиональное простирание.

К югу от Карабогазского поднятия располагается плоская и пологая синклиналь, отделяющая его от мегантиклинали Большого Балхана. Последнюю я отношу, как и многие геологи, к системе мегантиклиналей, входящих в Альпийскую геосинклинальную область юга Советского Союза. Положению Большого Балхана посвящена специальная статья, поэтому я не буду здесь касаться этого дискуссионного вопроса. Упомяну только, что многие геологи, среди которых можно назвать Н.С. Шатского, А.Л. Яншина, В.Ф. Соловьева, Б.А. Петрушевского, И.А. Резанова, В.А. Растворову и Н.Н. Леонова, причисляют сооружение Большого Балхана к платформенным структурам, причем этот взгляд наиболее подробно обоснован в статьях Б.А. Петрушевского, И.А. Резанова, В.А. Растворовой и Н.Н. Леонова [1954].

Прогиб, отделяющий Большой Балхан от Туаркырского поднятия и вытянутый вдоль Красноводского полуострова, имеет, несомненно, платформенный характер и не носит черт краевого прогиба. По-видимому, антиклинальная структура Большого Балхана резко примыкает к краю платформы. Прогиб перед Большим Балханом разделяется пологой перемычкой на две впадины, расходящиеся в разные стороны. Такой же платформенный характер имеет и бóльшая часть расположенной восточнее Каракумской низменности, которой соответствует обширная плоская впадина, окаймляющая Карабогазское поднятие и распространяющаяся к северу от Амударьи и Султануиздага. Вероятно, в деталях эта Каракумская, или Туркменская, впадина имеет достаточно сложное, но еще плохо известное строение.

С юга эту впадину окаймляет, отделяя ее от складчатого сооружения Копетдага, узкий прогиб, вытянутый вдоль подножия последнего. Этот прогиб, получивший наименование Предкопетдагского, охарактеризован рядом исследователей – Д.В. Наливкиным [1951], Л.Н. Леонтьевым [1953], Б.А. Петрушевским, И.А. Резановым, В.А. Растворовой и Н.Н. Леоновым [1954; Петрушевский, Резанов, Растворова, 1954]. Он, видимо, заполнен мощнейшей толщей палеогеновых и неогеновых осадков и имеет асимметричное строение. Структура и история развития его пока изучены плохо, но местоположение и строение этого прогиба позволяют считать его типичным неогеновым (альпийским) краевым прогибом Туркмено-Хорасанского горного сооружения, в состав которого входит Копетдаг.

Как сообщают Б.А. Петрушевский, И.А. Резанов, В.А. Растворова [1954], по данным Ю.М. Година и И.П. Косминской, наиболее глубокая часть Предкопетдагского прогиба имеет форму несимметричного желоба шириной не более 10 км. На участке севернее Кизыл-Арват – Искандер прогиб наиболее сильно сужен и расширяется отсюда к западу и востоку. На западе, у края Большого и Малого Балхана, прогиб замыкается.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТИ, ОТДЕЛЯЮЩЕЙ РУССКУЮ ПЛАТФОРМУ ОТ АЛЬПИЙСКОГО ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПОЯСА

Эта сложно построенная область включает территории, неоднородные в географическом отношении. В нее входят Предкарпатье, Валахская низменность, Добруджа, Степной Крым, Северный Кавказ, Мангышлак, побережье Кара-Богаз-Гола и низменность Каракумов, а также значительные площади дна Черного, Азовского и Каспийского морей. Поэтому для наименования всей этой области в целом трудно предложить

удачное географическое название. Чтобы избежать длинной описательной характеристики, приходится прибегнуть к условному названию, которое могло бы дать краткое определение. В качестве такого названия я предлагаю всю описанную тектоническую область именовать Скифской платформой, или Скифским тектоническим поясом, по названию древних племен скифов, населявших почти всю эту область в первые века нашей эры.

Скифская платформа включает область с палеозойским и отчасти мезозойским складчатым основанием и мезозойско-кайнозойским осадочным покровом, расположенную между краем Русской платформы и передовыми альпийскими сооружениями Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и Копетдага.

На западе Скифская платформа ограничена дугой Карпат и Балкан. Лишь узкой полоской, вытянутой вдоль подножия Восточных Карпат и их краевого прогиба, она соединяется с близкой по возрасту палеозойской платформой Западной Европы.

На востоке Скифская платформа не имеет четкого ограничения. К востоку от Каспийского моря она сливается с Урало-Алтайской (или Урало-Тянь-Шаньской) платформой, обладающей палеозойским складчатым основанием. Последняя, как известно, представляет собой огромной ширины складчатый пояс, пересекающий почти весь материк Азии. Скифская платформа, по существу, составляет лишь ветвь Урало-Алтайской платформы, отходящую в западном направлении и огибающую край докембрийской Русской платформы. Граница между Скифской и собственно Урало-Алтайской платформами проведена условно вдоль Амударьи. В дальнейшем, вероятно, она уточнится.

В истории развития Скифской платформы, как мы видели, отчетливо выделяются два этапа: геосинклинальный и платформенный.

В течение геосинклинального этапа в пределах рассматриваемой области к югу от Русской платформы формировались крупные поднятия – геоантиклинали, разделенные прогибами – геосинклиналями. К концу палеозоя геоантиклинали, которые сложились в ее пределах, – Добруджинско-Тарханкутская, Ергенинская, Бузачинская и Ставропольская – сильно разрослись и отчасти слились. В пределах Северного Кавказа в результате слияния и разрастания Ергенинской и Ставропольской геоантиклиналей образовался крупный массив, в значительной степени поднятый после раннего карбона и сложенный дислоцированными нижнекаменноугольными породами. В то же время перед этими геоантиклиналями, вдоль восточной окраины Русской платформы, возник Астраханский краевой прогиб, зашедший внутрь платформы, в пределы существовавшей уже тогда Днепровско-Донецкой впадины в виде прогиба на месте Донецкого бассейна.

У нас нет признаков дальнейшего поднятия в начале мезозоя этого слившегося массива на Северном Кавказе. Однако не исключена возможность, что он и не был едным в это время. Мне кажется, что узкую неогеновую Манычскую впадину можно рассматривать как унаследованную по отношению к древнему прогибу, выполненному на глубине верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, разделяющими Ергенинское и Ставропольское палеозойские поднятия. Бузачинская и Добруджинско-Тарханкутская геосинклинали поднимались в триасе, а последняя – даже до конца юры. Перед этим поднятием вдоль края Русской платформы в юре возник Придобруджинский краевой прогиб.

В то же время в начале мезозоя продолжали прогибаться и заполняться триасовыми и отчасти нижне- и среднеюрскими отложениями и другие прогибы, разделявшие поднятия, а именно: геосинклиналь к югу от Добруджинско-Тарханкутского поднятия, а также прогибы на востоке Северного Кавказа и на месте Мангышлака и Туаркыра.

Замыкание этих прогибов и окончание складчатости слагающих их осадков произошло в различное время. В геосинклинальном прогибе Мангышлака и Туаркыра, а вместе с ним, вероятно, и в предполагаемом прогибе на востоке Северного Кавказа геосинклинальный режим закончился на рубеже триаса и лейаса, так как последний на Мангышлаке и за Кара-Богаз-Голом представлен уже платформенными осадками.

Замыкание прогиба к югу от Добруджи и Тарханкутского поднятия произошло после средней юры.

Таким образом, в восточной части Скифской области, на Мангышлаке и Туаркыре, платформенный режим начался с позднего лейаса, а в западной, в пределах Добруджинско-Тарханкутского поднятия и его окружения – с раннего мела, в средней части, на Северном Кавказе, на Ергенинском и Ставропольском поднятиях – с начала мезозоя.

Следовательно, структурные элементы, входящие в состав складчатого основания Скифской платформы, закончили свое геосинклинальное развитие в различное время – от конца палеозоя до конца юры. Платформенный режим постепенно захватывал все большую площадь платформы. Повсеместно прекратились геосинклинальные условия и установился платформенный режим только с начала мелового периода.

Совершенно очевидно, что для этой области нельзя говорить о самостоятельном мезозойском этапе ее формирования. По тесной связи с Урало-Алтайской платформой и на основе имеющихся данных по истории развития рассматриваемой области ее надо скорее относить к "герцинидам с запоздалым развитием", чем к "мезозоидам".

В начале мезозоя рассматриваемая область превратилась в Скифскую платформу. Окаймляя Русскую платформу, она естественно нарастила ее и сократила площадь Альпийской геосинклинальной области. Последняя после образования Скифской платформы значительно сузилась, оказалась отделенной от древнего платформенного массива сравнительно широким поясом молодой Скифской платформы.

В течение мела–четвертичного времени шло формирование платформенных структур Скифского пояса. Оно, вероятно, связано в основном с разломами складчатого фундамента, а также с поднятием и опусканием его отдельных блоков. При этом многие платформенные поднятия (Ергенинское, Добруджинско-Тарханкутское, Южно-Ставропольское и Бузачинское) унаследовали местоположение антиклинальных структур в древнем складчатом основании, а впадины частью расположились на месте древних прогибов.

Особенно интенсивно шло воздымание платформенных структур в начале миоцена, на что указывает трансгрессивное залегание среднемиоценовых и сарматских отложений на мезозойских и палеогеновых породах большинства поднятий (Добруджинско-Тарханкутское, Ставропольское, Мангышлакское, Бузачинское, Карабогазское). Продолжали подниматься они и после сармата, о чем свидетельствуют изгибы сарматских слоев и несогласное залегание на них плиоценовых отложений.

С начала миоцена или с конца палеогена полосы южной окраины Скифской платформы вдоль больших альпийских геоантиклиналей были втянуты в прогибание, и здесь возникли глубокие неогеновые краевые впадины.

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

УДК 551.243.8 (234.421.1)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ[1]

Имеющиеся в литературе опубликованные данные по тектонике и стратиграфии Восточных Карпат [Богданов, 1949; Богданов, Пущаровский, 1950; Муратов, 1947; Муратов, 1949; Муратов, Маслакова, 1951; Мятлюк, 1951] позволяют в настоящее время заново обрисовать основные этапы тектонического развития этой сложной складчатой области. Новые данные несколько дополняют и конкретизируют схему развития Карпат, намеченную ранее М.В. Муратовым.

Как известно, в современной тектонической структуре Восточных Карпат и облас-

[1] См.: Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 17, вып. 3. С. 3–26. (Совместно с Н.И. Маслаковой.)

Таблица 2. Схема стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат

Возрастные подразделения		Внутренняя антиклинальная зона		Центральная синклинальная зона	Внешняя антиклинальная зона
		Юго-западное крыло	Северо-восточное крыло		
1		2	3	4	5
Палеоген	Верхний олигоцен	Рунская свита. Грубозернистые песчаники		Верхнекросненская свита. Глинисто-*песчаный флиш*	Космачская свита. Чередование песчаников, аргиллитов, глин и мергелей
	Средний олигоцен	Перерыв		Нижнекросненская свита. Разнозернистые песчаники	Верхнеменилитовая свита. Черные аргиллиты
	Нижний олигоцен	Нижнеменилитовая свита. Черные аргиллиты, кремнистые известняки и мергели			Нижнеменилитовая свита. Черные аргиллиты, сменяющиеся вверх песчаниками, мергелями и аргиллитами
	Эоцен	Песчано-глинистый и песчанистый флиш; на южном *склоне Мармарошского* массива линзы известняков и конгломератов		Песчано-глинистый флиш с глыбовыми *конгломератами* и горизонтами грубых песчаников	Попельская свита. Песчано-глинистый *флиш, включающий* в средней части известняки, песчаники и конгломераты. Вверху – мергелистый флиш с глыбами экзотических пород
	Палеоцен	Льютская свита. Песчаники с пачками песчано-глинистого флиша			Ямненская свита. Песчаники
Верхний мел	Даний	Перерыв		Иноцерамовая свита. Песчанистый и песчано-глинистый *флиш*	Иноцерамовая свита. Песчано-глинистый флиш
	Маастрихт	Пуховская свита. Серые и красные мергели	Свидовецкая свита. Пестрые аргиллиты и песчаники. Зеленые и пестрые аргиллиты и песчаники		Иноцерамовая свита. Песчано-глинистый флиш
	Кампан			Неизвестно	Самборская свита. Известняки и мергели с прослоями аргиллитов и песчаников
	Сантон				
	Коньяк	Перерыв	Черемошская свита. Черные аргиллиты, переходящие вверх в кварцитовидные песчаники		Отсутствуют. Возможно, перерыв
	Турон				
	Сеноман и верхний альб	Тисальская свита. Мергели, известняки и аргиллиты	Буркутская свита. Песчаники и зеленые аргиллиты		Свита кремнистых мергелей. Кремнистые мергели и аргиллиты

Таблица 2. Окончание

	1	2	3	4	5
Нижний мел	Нижний и средний альб	Перерыв			
	Апт	Песчаники и конгломераты			Перерыв
	Баррем	Перерыв	Раховская свита		
	Готерив	Известняки и мергели	Раховская свита. Песчано-глинистый флиш		Спасская свита. Черные сланцы
	Валанжин		Перерыв		
Верхняя юра	Титон	Известняки и эффузивные породы			Известняки

тей, непосредственно прилегающих к ним, выделяются пять тектонических зон [Богданов, 1949; Муратов, 1947, 1949].

Три из них (Внутренняя антиклинальная зона, Центральная синклинальная зона и Внешняя антиклинальная зона) составляют собственно горную область Карпат. Внутренняя антиклинальная зона включает кристаллическое ядро Карпат и две полосы юрских известняков: юго-западную Драгово-Новоселицкую и северо-восточную Рахово-Довгинскую. Внешняя антиклинальная зона характеризуется сложным строением многочисленных складок, осложненных надвигами, переходящими в покровы с амплитудой перемещения до 12 км. На отдельных участках надвиги разбивают эту область на систему крупных чешуй, надвинутых одна на другую. Разделяющая две антиклинальные зоны Центральная синклинальная зона представляет собой обширный синклинорий, осложненный рядом гребневидных антиклиналей, разделенных широкими синклиналями.

Все эти складчатые структуры, помимо упомянутых юрских известняков и кристаллических пород, залегающих в их основании, сложены мощнейшим комплексом меловых и палеогеновых, преимущественно флишевых образований. В этот комплекс, который можно в целом объединить под общим наименованием Карпатского флиша, входят, кроме типичных флишевых, близкие к ним флишеподобные свиты, а также мощные пачки или свиты, состоящие главным образом из песчаников. Карпатский флиш может быть расчленен на ряд серий, которые, в свою очередь, разделены несогласиями, если и не общими для всех Восточных Карпат, то, во всяком случае, проявляющимися в пределах антиклинальных зон. Эти серии разбиваются на свиты, охватывающие весь интервал от нижнего мела до верхнего олигоцена включительно. Схема стратиграфии флишевых отложений приведена в табл. 2, их соотношения показаны на рис. 25.

Другие две тектонические зоны обрамляют складчатую область Карпат с северо-востока и юго-запада. На северо-востоке протягивается Предкарпатская миоценовая краевая впадина. На юго-западе Карпаты ограничены также двумя крупными миоценовыми впадинами: Чоп-Мукачевской и Верхнетиссенской.

В настоящей статье мы ставим себе целью наметить историю развития собственно складчатых Карпат, лишь попутно коснувшись возникновения и истории развития окаймляющих их впадин. История развития Предкарпатской впадины была недавно охарактеризована А.Е. Михайловым [1951].

Можно наметить четыре основных периода в истории геологического развития современных Восточных Карпат. Первым из них является докембрийско-палеозойский, когда происходило формирование мощных осадочных толщ и образование из них кристаллических сланцев и метаморфических пород внутреннего ядра Карпат. В конце этого периода Карпаты, по-видимому, были подняты, так как следов девонских, каменноугольных и пермских отложений в Восточных Карпатах не обнаружено. Второй период соответствует времени формирования триасовых и юрских отложений. Третий охватывает меловое и палеогеновое время. В пределах Восточных

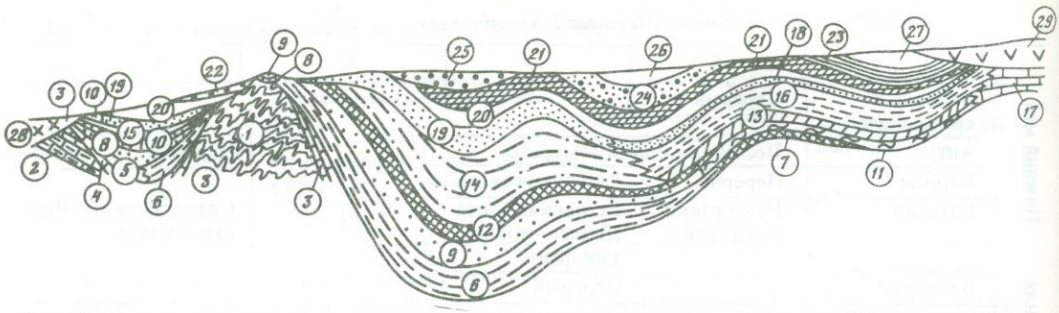


Рис. 25. Схема соотношений различных свит меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат

1 – кристаллические сланцы докембрия и нижнего палеозоя; *2* – триас; *3* – нижняя юра; *4* – верхняя юра; *5* – нижний мел; *6* – нижнемеловой флиш, раховская свита; *7* – нижний мел, спасская свита; *8* – апт; *9–11* – верхний альб–сеноман: *9* – буркутская свита, *10* – тисальская свита, *11* – свита кремнистых мергелей; *12* – турон–коньяк, черемошская свита; *13* – нижний сенон, самборская свита; *14, 15* – сенон: *14* – свидовецкая свита, *15* – пуховская свита; *16* – верхний сенон–даний, иноцерамовая свита; *17* – верхний мел в платформенной фации; *18, 19* – палеоцен: *18* – ямненская свита, *19* – льютская свита; *20* – эоцен; *21* –нижний олигоцен, нижнеменилитовая свита; *22* – нижний олигоцен; *23, 24* – средний олигоцен: *23* – верхнеменилитовая свита, *24* – нижнекросненская свита; *25* – верхний олигоцен, рунская свита; *26, 27* – верхний олигоцен–нижний миоцен: *26* – верхнекросненская свита, *27* – космачская свита; *28* – миоцен закарпатских впадин; *29* – миоцен Предкарпатского прогиба

Карпат ему соответствует формирование мощных флишевых толщ. Последний, четвертый период соответствует неогеновому и четвертичному времени. Это период окончательного формирования Карпат как горной страны и заложения Предкарпатского краевого прогиба и Закарпатских предгорных впадин. Смене этих периодов отвечают крупные изменения в развитии структурных элементов Карпат вплоть до полного изменения структурного плана. Меловой, палеогеновый и неогеновый периоды можно разбить на ряд более дробных этапов, которые устанавливаются по несогласному залеганию отдельных осадочных толщ. Для других периодов такие этапы пока выделить не удается.

ДОКЕМБРИЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

В докембрии в области Восточных Карпат происходили накопление осадочных толщ, их складчатость и метаморфизм.

Кристаллические породы, вскрытые в пределах Мармарошского массива, могут дать представление о небольшом отрезке длительной докембрийской истории развития Карпат. Но, сопоставляя материал по докембрийским образованиям более южной, румынской, части Мармарошского массива, Южных Карпат и гор Апусени, можно прийти к выводу, что во всей полосе Карпат в докембрии шло формирование мощных геосинклинальных осадочных толщ, подвергшихся метаморфизму и образовавших сложную систему складок.

Заведомо нижнепалеозойские осадки неизвестны в пределах Мармарошского массива. Однако верхние горизонты метаморфических пород предположительно можно отнести к нижнему палеозою. Нижнепалеозойские метаморфические сланцы известны на севере, в Келецко-Сандомирском кряже, и на юге, в Добрудже. По-видимому, они присутствуют также под толщей мезозойско-кайнозойских отложений и в пределах складчатых Карпат и Предкарпатской впадины, протягиваясь полосой, соединяющей Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Именно эти сланцы служат, видимо, исходным материалом, из которого образовались гальки различных метаморфических пород, встречающиеся в большом количестве в меловых и палеогеновых отложениях Внешних Карпат и особенно в нижнем миоцене (конгломераты Слободы Рунгурской в Предкарпатском прогибе).

Характер нижнепалеозойских пород Добруджи и Келецко-Сандомирского кряжа,

а также, очевидно, Карпат позволяет, без сомнения, причислить их к геосинклинальным образованиям. Наоборот, нижнепалеозойские породы, почти горизонтально залегающие в приднестровской части Украинского кристаллического массива, имеют ясно выраженный платформенный характер.

Таким образом, в течение раннего палеозоя, как и в докембрии, складчатая полоса Восточных Карпат продолжала входить в геосинклинальную область. Кристаллическое основание платформы было погружено и с начала раннего силура покрыто эпиконтинентальным морским бассейном. Граница между платформенной и геосинклинальной областями проходила приблизительно вдоль современных долин Прута и верхнего течения Днестра, направляясь севернее, к востоку от современного Келецко-Сандомирского кряжа.

В девонское, каменноугольное и пермское время территория Восточных Карпат, как уже упомянуто, была приподнята. Во всяком случае, заведомые отложения этого возраста пока здесь неизвестны. Поднятия произошли, очевидно, в конце раннего силура или в начале девона и привели к образованию древнепалеозойской складчатой области, имевшей северо-западное простирание. Эта складчатая область протягивалась от Добруджи до Келецко-Сандомирского кряжа. С северо-востока она резко ограничивалась Русской платформой. Отдельные структурные элементы в ее пределах выделить пока не представляется возможным.

ТРИАС-ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Триасовые отложения в Восточных Карпатах распространены крайне ограниченно, и стратиграфия их пока изучена недостаточно.

Полоса Внутренней антиклинальной зоны начиная с раннего триаса была покрыта неглубоким морем, в котором отлагались карбонатные и кремнистые осадки. Оно существовало, по-видимому, до начала позднего триаса. Таким образом, в триасе палеозойская складчатая область Восточных Карпат была погружена и вошла в состав обширной территории, занятой триасовым морем (Южные Карпаты, Восточные Карпаты, Банатские горы). В конце триаса осевая полоса Восточных Карпат была поднята, так как юрские отложения ложатся со следами размыва. Юрские отложения изучены лучше благодаря работам В.И. Славина [1950 и др.].

В ранней юре морем была покрыта, по-видимому, лишь юго-западная часть современной Внутренней антиклинальной зоны. Вся область к северу от осевой полосы до Предкарпатской впадины была, скорее всего, приподнята. Располагавшаяся южнее область накопления осадков в лейасе являлась краем геосинклинали, называемой М.В. Муратовым [1949] Пеннинской. В среднеюрское время и эта область была приподнята и, вероятно, вся исследованная территория северной части Восточных Карпат превратилась в зону размыва.

Поднятия предпозднеюрского времени проявились не только в Карпатах, но и в Крыму, на Кавказе и в других областях Альпийской зоны.

С келловея вновь начинаются опускание осевой полосы Восточных Карпат и трансгрессия позднеюрского моря. Вдоль юго-западной, Драгово-Новоселицкой полосы выходов юрских пород распространены келловейские отложения, которые отсутствуют в более восточной, Рахово-Довгинской полосе и Черногорской антиклинали. В пределах последней разрез верхней юры начинается с титона. Это указывает на развитие позднеюрской трансгрессии в направлении с запада на восток. В титонское время ею была захвачена не только Внутренняя антиклинальная зона, включающая упомянутые выше полосы, но и вся область Внешних Карпат. Об этом свидетельствуют выходы титонских известняков в бассейне р. Серет.

Формирование верхнеюрских осадков, главным образом карбонатных, сопровождалось подводной вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют диабазовые покровы и туфы, развитые в различных горизонтах верхнеюрских отложений.

В самом конце юрского или в начале раннемелового времени большая часть рассматриваемой территории Восточных Карпат была вновь приподнята и подверглась размыву. О поднятиях Внутренней антиклинальной зоны свидетельствует трансгрессивное и несогласное налегание основания нижнемелового флиша на кристаллические сланцы Мармарошского массива в районе Рахова, в Чивчинских горах, на реках Уголька и Боршава. Этими поднятиями не была захвачена юго-западная часть современной Внутренней антиклинальной зоны, на что указывает непрерывный переход юрских отложений в нижнемеловые известняки в Драгово-Новоселицкой полосе. Там в течение всего раннего мела происходило накопление карбонатных осадков небольшой мощности. Поднятия конца поздней юры или начала раннего мела в северо-восточной части современной Внутренней антиклинальной зоны сменились резкими опусканиями, которые привели к накоплению мощной флишевой толщи.

Таким образом, заложение геосинклинального флишевого прогиба Восточных Карпат приходится на начало раннемелового времени. Этот прогиб образовался между осевой полосой поднятий Внутренней антиклинальной зоны и платформой и заполнялся флишевыми осадками в течение всего мела и палеогена. Только в отдельные, сравнительно короткие эпохи воздымания их накопление прерывалось во всем прогибе или в некоторых его частях.

Вся история флишевого прогиба может быть разбита на ряд последовательных этапов, соответствующих накоплению определенных осадочных комплексов. Первый этап отвечает времени формирования неокомских (раховской и спасской свит) и аптских отложений. Второй связан с эпохой образования отложений верхнего альба и низов верхнего мела (буркутская и черемошская свиты). Третий соответствует времени формирования сенонских и датских отложений. Четвертый этап охватывает палеоцен, эоцен и ранний и средний олигоцен. Наконец, пятый этап соответствует позднему олигоцену и самому началу миоцена.

Неоком-аптский этап

В течение неокома в пределах прогиба на месте северо-восточного крыла современной Внутренней антиклинальной зоны происходило формирование мощной флишевой песчано-глинистой толщи раховской свиты. Ближе к платформе отлагались более глинистые осадки спасской свиты. К сожалению, данные о мощности раховской свиты имеются только для района, прилегающего к Мармарошскому массиву. Мощность спасской свиты неизвестна. Поэтому мы не располагаем детальными материалами для обоснования выводов о характере осадконакопления в эту эпоху, можно восстановить лишь некоторые черты раннемелового бассейна.

В юго-западной части Внутренней антиклинальной зоны в течение всего раннего мела происходило накопление карбонатных осадков небольшой мощности.

Таким образом прогиб, в котором формировались раховская и спасская свиты, с юго-запада ограничивался Пеннинской областью накопления маломощных карбонатных осадков нижнего мела, отделяясь от нее, вероятно, рядом местных поднятий. С северо-востока флишевый прогиб резко ограничивался полосой приподнятых палеозойских складчатых сооружений, окаймлявших Русскую платформу и располагавшихся на месте современной Предкарпатской впадины и прилегающей к ней полосы. Осевая зона прогиба в рассматриваемую эпоху располагалась, очевидно, в области северо-восточного крыла современной Внутренней антиклинальной зоны. Снос материала в этот прогиб происходил, по-видимому, главным образом из оставшихся приподнятыми участков Мармарошского массива и из полосы, отделявшей флишевый прогиб от Пеннинской зоны.

После отложения раховской свиты осевая полоса Внутренней антиклинальной зоны вновь была приподнята и размыта. Об этом свидетельствуют состав аптских отложений,

представленных грубыми песчаниками и конгломератами, и их несогласное залегание. В апте осадконакоплением в пределах Внутренней антиклинальной зоны, по-видимому, были захвачены небольшие участки местных впадин, так как аптские отложения распространены лишь на ограниченных участках Драгово-Новоселицкой полосы и Мармарошского массива, где они залегают прямо на юрских породах, раховской свите и кристаллических сланцах.

Историю флишевого прогиба в эту эпоху невозможно пока точно установить главным образом из-за неясности стратиграфического положения буркутской свиты (см. табл. 2) и отсутствия аптских ископаемых во флишевых толщах. Наиболее вероятно, что буркутская свита должна быть отнесена к верхнему альбу и сеноману. Это, однако, не исключает возможности наличия аптских отложений в осевой части флишевого прогиба под осадками буркутской свиты при условии трансгрессивного перекрытия их последней. Указанием на подобную возможность служит присутствие мощной толщи конгломератов и песчаников аптского возраста в пределах флишевой полосы румынских Карпат, а также небольшие следы размыва в основании буркутской свиты. При указанных соотношениях свит можно предполагать, что осадконакопление во флишевом прогибе продолжалось в течение неокома и в начале апта, а в аптское время происходило поднятие прогиба. При этом перерыв в осадконакоплении во флишевом прогибе должен соответствовать концу апта, раннему и среднему альбу.

Менее вероятным нам представляется возможность согласного налегания буркутской свиты на раховскую. В этом случае неокомские отложения во флишевом прогибе сменяют аптские, а аптские сменяют альбские без следов перерыва. Однако перерыв в отложении осадков между средним аптом и верхним альбом на обширной территории Восточных и Южных Карпат свидетельствует о большей вероятности наличия перерыва и в исследованной части флишевого прогиба.

Поднятиями, обусловившими перерыв конца апта—начала альба, заканчивается первый, раннемеловой этап развития флишевого прогиба.

Верхнеальбский—сеноман-коньякский этап

В конце альба область Восточных Карпат испытала общее крупное опускание, с которым было связано развитие верхнеальбской трансгрессии.

В пределах юго-западного крыла современной Внутренней антиклинальной зоны (в Пеннинском геосинклинальном прогибе) началось образование мергельно-известняковой толщи тисальской свиты. Во флишевом прогибе также возобновилось осадконакопление, связанное с формированием песчаников буркутской свиты и песчаников и кремнистых аргиллитов района Добромиля, Старого Самбора и Красной Путны.

Верхнеальбской трангрессией была захвачена также осевая полоса Внутренней антиклинальной зоны (Мармарошский массив), где происходило накопление альб-сеноманских песчаников. Последние здесь залегают во многих местах непосредственно на апте или на более древних породах. Такое залегание их позволяет прийти к выводу, что поднятия предпозднеальбского времени сильнее всего были выражены в пределах Мармарошского массива и привели к его глубокому размыву.

В то же время во флишевом прогибе, где буркутская свита залегает с видимым согласием на раховской свите, эти поднятия были значительно слабее. Также не очень сильно они проявились и во Внешней антиклинальной зоне.

Таким образом, уже в предпозднеальбскую эпоху возникло различие между осевой полосой Внутренней антиклинальной зоны и флишевым прогибом. Первая испытала более сильное поднятие. Кроме того, эти поднятия, видимо, сопровождались вулканической деятельностью. О ней свидетельствует ультраосновная интрузия в районе р. Угольки, предпозднеальбский возраст которой доказывается налеганием песчаников верхнего альба на выявленные здесь Н.П. Ермаковым гипербазиты, которыми прорваны верхнеюрские известняки.

В последующую эпоху, в начале позднего мела, осадконакопление происходило,

19. Зак. 794

по-видимому, только в осевой части флишевого прогиба, где сохранились осадки черемошской свиты. Во Внешней антиклинальной зоне отложения, соответствующие черемошской свите, неизвестны. Возможно, они были размыты перед отложением сенонских осадков или совсем не отлагались. Впрочем, не исключено, что там не выявлены пока их аналоги, развитые в иной фации. Отсутствуют они и в осевой части Внутренней антиклинальной зоны.

Начиная с конца альба морской трансгрессией была захвачена также область прилегающей к Карпатам части платформы. Морской бассейн, в котором отлагались платформенные осадки в конце альба и в сеномане, вероятно, сообщался с бассейном, занимавшим флишевый прогиб, хотя, может быть, и был отделен от него рядом островных поднятий. Но в последующую эпоху конца первой половины позднемелового времени платформенный и флишевый бассейны были разделены широкой полосой поднятий Внешней антиклинальной зоны.

Сенон-датский этап

Сенонские отложения свидовецкой свиты без всяких следов перерыва сменяют отложения черемошской свиты. Это указывает на то, что в пределах осевой части флишевого прогиба осадконакопление в середине позднего мела не прерывалось.

Во Внешней антиклинальной зоне самборская свита (сантон–кампан), возможно, несогласно залегает на неокомских отложениях (см. табл. 2). Таким образом, в этой зоне можно предполагать наличие перерыва между нижними горизонтами верхнего мела и сеноном, вызванного поднятиями. Отложения турона и коньяка здесь нигде до сих пор неизвестны. То же самое наблюдается и в осевой части современной Внутренней антиклинальной зоны, где пуховская свита сенона резко несогласно залегает на различных подстилающих ее породах.

Приведенные данные позволяют прийти к выводу, что движения земной коры проявились таким образом, что обе современные антиклинальные зоны, Внешняя и Внутренняя, испытали в предсенонское время поднятие и размыв отложившихся перед тем осадков. В то же время разделявший их прогиб продолжал погружаться.

В эпоху отложения сенонских осадков (пуховской, свидовецкой и иноцерамовой свит) (рис. 26) снос материала во флишевый прогиб происходил с двух сторон. Из области Предкарпатья поступали обломки мелкогалечниковых конгломератов, состоящие из метаморфических сланцев и известняков, а также песчаный материал песчаников иноцерамовой свиты. Материал сносился с отдельных поднятий, которые располагались вдоль края флишевого прогиба, отделяя его от верхнемелового платформенного бассейна. Из Внутренней антиклинальной зоны также поступал материал кристаллических пород в виде галек конгломератов пуховской свиты, а также песчаный материал и чешуйки слюды из кристаллических сланцев. Полоса поднятий во Внутренней антиклинальной зоне отделяла флиш свидовецкой свиты от фаций пуховской, располагавшейся на ее юго-западном крыле. Возможно, что песчаный материал распределялся также течением вдоль флишевого прогиба, на что указывает некоторое увеличение песчанистости иноцерамовой свиты от края Карпат в юго-западном направлении.

В датское время в осевой полосе флишевого прогиба и во Внешней антиклинальной зоне осадконакопление продолжалось без перерыва. Во Внутренней антиклинальной зоне в конце мела вновь начались поднятия, поэтому в области развития свидовецкой и пуховской свит датские отложения неизвестны.

Палеоцен-среднеолигоценовый этап

В палеогене продолжалось формирование мощных толщ в Восточно-Карпатском флишевом прогибе. Однако общий план распределения фаций и областей поднятий и прогибания несколько изменился по сравнению с меловым временем.

В области современной Внутренней антиклинальной зоны в конце позднего мела,

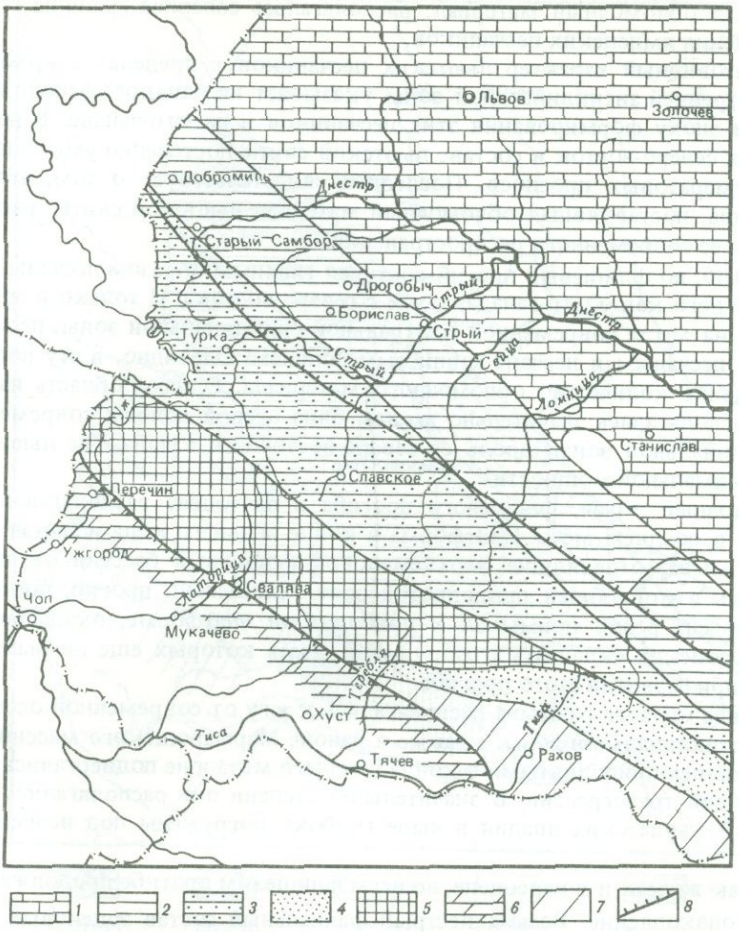


Рис. 26. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов сенонских отложений
1 – известняки (отложения платформы); *2* – песчано-глинистый флиш иноцерамовой свиты; *3* – песчанистый флиш иноцерамовой свиты; *4* – песчаники свидовецкой свиты; *5* – песчаники и аргиллиты свидовецкой свиты; *6* – красные и серые мергели пуховской свиты; *7* – предполагаемые области отсутствия сенонских отложений в районе Станислава и Рахова; *8* – граница области трансгрессивного залегания сенонских отложений

как было уже сказано, имел место перерыв в накоплении осадков, вызванный поднятиями. Отложения датского века здесь отсутствуют. После перерыва началась палеоценовая трансгрессия, связанная с общими опусканиями этой области. Трансгрессией была захвачена вся осевая полоса современной Внутренней антиклинальной зоны, где льютская свита с размывом и несогласно налегает на нижнемеловые и юрские отложения, а также на кристаллические сланцы Мармарошского массива. Во Внешней антиклинальной зоне и, по-видимому, в пределах современной Центральной синклинальной зоны осадконакопление в конце позднего мела и в палеогене не прерывалось.

Таким образом, вся область Восточных Карпат в палеоцене была покрыта морем, где отлагался песчаный материал ямненской и льютской свит.

Наличие в ямненской свите линзовидных прослоев конгломератов иногда с плохо окатанной галькой свидетельствует о формировании ее в краевой северо-восточной части флишевого бассейна. Замещение ямненских песчаников в юго-западном направлении песчаным и песчано-глинистым флишем верхней части иноцерамовой свиты (в северо-западной части Внешних Карпат) указывает на то, что область размыва,

откуда поступал обломочный материал, располагалась севернее границы современного распространения ямненских песчаников.

Конгломератовидный характер льютских песчаников в пределах современной осевой части Внутренней антиклинальной зоны указывает на близкое расположение береговой линии в эпоху формирования этих песчаников и на юго-западе. В направлении с юго-запада на северо-восток в составе льютской свиты постепенно уменьшается количество конгломератовых прослоев. Последнее свидетельствует о том, что основная область размыва, поставлявшая обломочный материал льютской свиты, располагалась южнее границы ее современного распространения.

Следовательно, во флишевый прогиб поступал главным образом песчаный материал, сносившийся с него как с юго-запада, так и с северо-востока. И только в сравнительно узкой полосе, на месте современной Центральной синклинальной зоны, песчаные осадки сменяются песчаным и песчано-глинистым флишем. Очевидно, в эту полосу поступало минимальное количество обломочного материала. Однако область наибольшего прогибания располагалась значительно южнее, близ осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны, вдоль ее северо-восточного крыла, где льютская свита достигает максимальной мощности.

Северо-восточный край флишевого прогиба в палеоцене располагался примерно там же, где и в позднем мелу. Платформа в конце позднего мела испытала поднятия, и области размыва, отделявшие верхнемеловой флишевый бассейн от платформенного, оказались в этой общей приподнятой зоне. Флишевый прогиб, таким образом, в начале палеогена резко примыкал к приподнятой платформе, окаймленной узкой полосой палеозойских складчатых сооружений, часть которых еще не была захвачена опусканиями при развитии этого прогиба.

На юго-западе области размыва располагались к югу от современной осевой полосы Внутренней антиклинальной зоны, а также в районе Мармарошского массива. По-видимому, они остались приподнятыми с конца позднего мела и не подвергались опусканию при палеоценовой трансгрессии. В значительной степени они располагались в пределах современных Закарпатских впадин и ныне глубоко погружены под неогеновые отложения.

В эоцене, так же как и в палеоцене, во всем флишевом прогибе продолжалось непрерывное осадконакопление. Весьма пестрый фациальный состав эоценовых отложений свидетельствует о том, что во время их формирования на Карпатах существовала чрезвычайно сложная палеогеографическая обстановка.

В раннем эоцене на значительной территории Восточных Карпат накапливалась флишевая толща тонкого чередования преимущественно неизвестковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Вдоль осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны, по-видимому, существовали прерывистые поднятия, отделявшие Восточно-Карпатский флишевый бассейн от более южного, Закарпатского бассейна, располагавшегося в то время на месте современных Закарпатских впадин. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание среднеэоценовых песчаников на более древних отложениях в бассейне р. Латорица во Внутренней антиклинальной зоне. В непосредственной близости от Мармарошского массива в это время формировались песчаники, сменявшиеся к северу песчаным флишем. Главной областью размыва в раннем эоцене являлся Мармарошский кристаллический массив. В пределах Закарпатского бассейна накапливалась карбонатная толща флишевого чередования алевролитов, песчаников и аргиллитов, местами – мергелей.

Об островном характере области размыва свидетельствует сходство видового состава комплекса фауны фораминифер в отложениях к северу и югу от предполагаемой суши.

В конце раннего эоцена и в течение всего среднего эоцена вдоль осевой полосы Внутренней антиклинальной зоны отлагались известковистые песчаники (рис. 27). Местами они содержат линзовидные скопления мелкогалечниковых конгломератов. Наличие последних указывает на близкое расположение береговой линии к юго-западу от облас

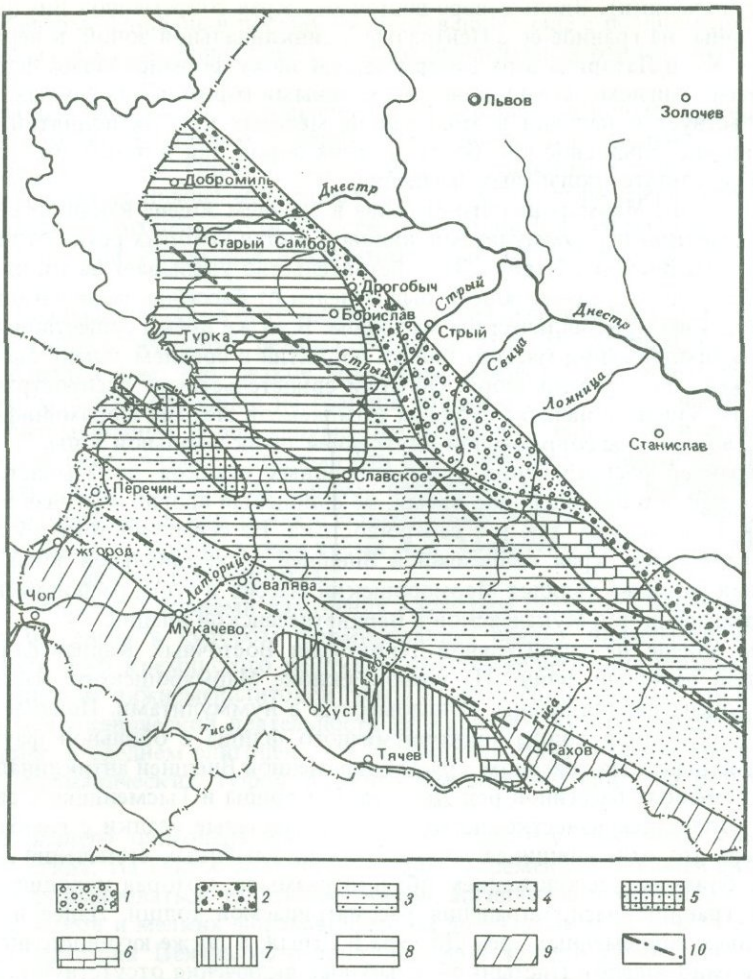


Рис. 27. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов среднеэоценовых отложений

1 — конгломераты и песчаники с нуммулитами и бентосной мелководной фауной мелких фораминифер; *2* — крупнозернистые песчаники с нуммулитами и орбитоидами; *3* — песчанистый флиш со скудными остатками песчанистых фораминифер, с орбитоидами и бентосными известковистыми мелкими фораминиферами на юго-востоке; *4* — известковистые песчаники с орбитоидами и бентосными мелкими фораминиферами на юго-востоке и с обильными остатками планктонных фораминифер на северо-западе; *5* — флишевая толща с глыбовым конгломератом и горизонтами грубых песчаников, с обильными остатками планктонных фораминифер; *6* — известняки с нуммулитами и бентосной мелководной фауной мелких фораминифер; *7* — известковистый песчано-глинистый флиш с обильными остатками планктонных фораминифер; *8* — известковистый глинисто-песчанистый флиш с обильными остатками песчанистых фораминифер; *9* — области отсутствия среднеэоценовых отложений; *10* — оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

ти формирования этих песчаников. Близ Мармарошского массива они содержат орбитоидов и бентонных мелких фораминифер. На остальной площади распространения песчаники характеризуются обильной фауной планктонных фораминифер.

Севернее, на значительной территории Восточных Карпат, формировался песчаный флиш. В наиболее удаленных от Мармарошского массива участках бассейна, на месте современной Центральной синклинальной зоны, накапливался неизвестковистый глинисто-песчаный флиш. На северном крыле современной Внешней антиклинальной зоны в это время накапливались конгломераты, известковистые песчаники и известняки с нуммулитами и бентосной фауной мелких фораминифер (пасечнянские известняки

и выгодские песчаники). Вдоль северо-восточного края современной Внутренней антиклинальной зоны, на границе ее с Центральной синклинальной зоной, в верховьях современных рек Уж и Латорица в рассматриваемую эпоху формировалась флишевая толща с глыбовым конгломератом и довольно мощными горизонтами грубых песчаников. Это свидетельствует о наличии в этом районе местных крутых поднятий, с которых происходил интенсивный снос как более древних пород, так и только что отложившихся осадков в результате оползневых смещений.

На южном склоне Мармарошского массива в среднем эоцене накапливались сильнопесчанистые известняки с нуммулитами, видовой состав которых резко отличен от нуммулитовой фауны Внешних Карпат. Это обстоятельство указывает на то, что Восточно-Карпатский бассейн в среднем эоцене был отделен от бассейна, располагавшегося южнее, Мармарошским кристаллическим массивом. В то же время существовавшая в раннем эоцене на продолжении массива полоса поднятий в среднем эоцене была, по-видимому, погружена под уровень моря. Об этом свидетельствуют распространение отложений среднего эоцена и наличие сходных комплексов мелких фораминифер к северу и к югу от осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны.

Общий характер распределения среднеэоценовых осадков показывает, что в эту эпоху, так же как и в палеоценовое время, во флишевый прогиб поступал обломочный материал как с юго-запада, так и с северо-востока. На северо-востоке область размыва существовала вдоль края современной Внешней антиклинальной зоны. На юго-западе областями размыва являлся Мармарошский массив и суша, расположенная на территории современных Чоп-Мукачевской и Верхнетиссенской впадин.

В позднем эоцене на значительной территории Восточных Карпат формировался известковистый песчаный флиш. На южном склоне Мармарошского массива в начале позднего эоцена накапливались конгломераты с нуммулитами. Позднее здесь формировалась карбонатная толща тонкоритмичного флиша с обильной фауной планктонных фораминифер. На северном крыле современной Внешней антиклинальной зоны, в районе современных бассейнов рек Днестра, Быстрицы и Тысменицы, в рассматриваемую эпоху отлагались известковистые глинисто-песчаные осадки с глыбами экзотических, только что отложившихся пород. Наличие глыбовых включений связано, по-видимому, с близким расположением области размыва, которая находилась севернее современной границы распространения рассматриваемой толщи. Далее в глубь Карпат, в верховьях современных рек Днестра и Стрыя, а также юго-восточнее, на участке между реками Свицей и Пистынкой, глыбовые включения отсутствуют. Здесь в это время накапливались толщи известковистого песчано-глинистого флиша.

Областями размыва являлись Мармарошский кристаллический массив, поднятия, располагавшиеся к югу от современной Внутренней антиклинальной зоны, а также существовавшие вдоль северо-восточного края современной Внешней антиклинальной зоны. Северо-восточный край флишевого бассейна в течение всего эоцена располагался примерно там же, где и в эпоху палеоцена и мела.

Характер распределения мощностей эоценовых отложений показывает, что единый флишевый прогиб мелового времени в эоцене расчленился на две депрессии: северную и южную. Северная депрессия располагалась на месте современной Центральной синклинальной зоны, южная — непосредственно севернее осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны.

Между депрессиями, вдоль северо-восточного края современной Внутренней антиклинальной зоны, наметилась относительно приподнятая зона с меньшими мощностями эоценовых отложений. В среднем эоцене она превратилась в область размыва, т.е. поднялась настолько, что вышла из-под уровня моря. С нее происходил снос обломочного материала, и с нею связаны распространенные в верховьях рек Латорица и Уж упомянутые глыбовые конгломераты. Возникновение подводного поднятия в этом районе, вероятно, началось еще до эоцена, в конце позднего мела. Во всяком случае, присутствие конгломератов и песчаников палеоцена в верховьях р. Уж свидетельствует о его существовании в палеоцене.

Таким образом, флишевый прогиб, унаследованный еще с позднемелового времени, в эоцене распался на два более узких прогиба, разделенных относительно приподнятой зоной.

Олигоценовые отложения, сменяющие без перерыва эоценовые, продолжали накапливаться в том же флишевом прогибе, разделенном относительно приподнятой областью на две депрессии. Однако общий характер осадконакопления в бассейне, в котором формировалась нижнеменилитовая свита, изменился по сравнению с эоценовым. В начале раннего олигоцена почти на всей территории Восточных Карпат отлагались в основном черные битуминозные неизвестковистые аргиллиты с фауной глубоководных рыб.

Смена нормальных осадков битуминозными аргиллитами связана, очевидно, с общим изменением гидрологического режима бассейна. М.В. Муратовым [1949] было высказано предположение, что резкое изменение режима Черноморско-Каспийского и Карпатского морских бассейнов на границе эоцена и олигоцена и начало формирования в них битуминозных пород хадумского горизонта, майкопской и нижне- и верхнеменилитовой свит связано с общими для них причинами. Единый крупный морской бассейн в эту эпоху распался на систему отдельных глубоких, но разделенных перемычками изолированных или почти изолированных бассейнов. С изоляцией бассейнов связано, как было выяснено в свое время А.Д. Архангельским, повышенное накопление в осадках органического вещества.

Наряду с общими причинами изменения характера осадконакопления происходило углубление бассейна, в котором формировались осадки нижнеменилитовой свиты, с привносом в него кремнистого вещества, обусловившего образование кремней. Источник кремнезема нижнеменилитовой свиты неизвестен. Возможно, это явление связано с началом вулканической деятельности на Карпатах, которая наиболее ярко проявилась позднее, в среднем олигоцене, о чем свидетельствует наличие мощного горизонта кислых вулканических туфов в верхнеменилитовой свите на р. Чечве [Вялов и др., 1951].

В конце раннего олигоцена произошло, по-видимому, некоторое обмеление Карпатского бассейна. На северо-восточном крыле современной Внешней антиклинальной зоны начала формироваться толща песчаников, аргиллитов и мергелей с мелководной фауной моллюсков и мелких фораминифер. На юго-западном ее крыле, а также на значительной территории Центральной синклинальной зоны в конце раннего олигоцена накапливалась карбонатная толща окремнелых мергелей, аргиллитов и песчаников с фауной глубоководных рыб и скудной фауной планктонных фораминифер.

Замещение мелководных фаций глубоководными в направлении с северо-востока на юго-запад свидетельствует о том, что береговая линия в раннем олигоцене располагалась к северу от границы современного распространения нижнеменилитовой свиты. Граница флишевого прогиба находилась на северо-востоке, там же, где и раньше, или, может быть, несколько сдвинулась в сторону платформы.

В современной Внутренней антиклинальной зоне в раннем олигоцене накапливались преимущественно окремнелые известняки, мергели и аргиллиты с фауной планктонных фораминифер. Характер фаций указывает на существование здесь открытого, сравнительно глубоководного бассейна, удаленного от областей размыва. Вдоль северо-восточного крыла этой зоны между двумя участками глубоководных фаций, так же как и в эоцене, располагалась относительно приподнятая область, где формировалась толща известковистого флиша с мелководной фауной моллюсков.

Северная депрессия располагалась на месте современной Центральной синклинальной зоны. Однако осевая часть ее несколько сместилась к юго-западу. Южная область наибольшего прогибания также несколько отодвинулась ближе к осевой полосе современной Внутренней антиклинальной зоны.

Таким образом, в раннем олигоцене флишевый прогиб, вероятно, существенно не изменил своих очертаний, но стал как в северной, так и в южной депрессиях более глубоким.

В среднем олигоцене на месте современной Центральной синклинальной зоны формировалась мощная толща песчаников нижнекросненской свиты.

В современной Внешней антиклинальной зоне в рассматриваемую эпоху возобновились условия, сходные с условиями в начале раннего олигоцена. Здесь вновь начали отлагаться черные неизвестковистые аргиллиты верхнеменилитовой свиты. В юго-восточной части зоны в среднем олигоцене образовалась глубокая депрессия, где отлагались мощные осадки верхнеменилитовой свиты.

Во Внешней и в Центральной зонах среднеолигоценовые осадки без перерыва сменяют нижнеолигоценовые. Однако резко различный характер осадков нижнекросненской и верхнеменилитовой свит, которые мы, так же как и Ю.М. Пущаровский [1948б], считаем одновозрастными, дает возможность предполагать, что участки их накопления были разделены областью размыва. Последняя, вероятно, протягивалась вдоль осевой полосы современной Внешней антиклинальной зоны, где отсутствуют среднеолигоценовые отложения. Отсутствуют они и во Внутренней антиклинальной зоне.

Приподнятость Внутренней и Внешней антиклинальных зон в среднем олигоцене, *очевидно, обусловливает песчанистый характер отложений нижнекросненской свиты*, которые образовались за счет сноса материала из обеих зон.

Характер распределения мощностей среднеолигоценовых отложений указывает на то, что прогиб на месте Центральной синклинальной зоны в среднем олигоцене распался на две депрессии, разделившиеся поперечной перемычкой. Более южная депрессия наметилась в районе Ворохты, более северная – в районе Турки.

Позднеолигоценовый–раннемиоценовый этап

Отсутствие осадков среднего олигоцена во Внутренней и частично во Внешней антиклинальных зонах, а также трансгрессивное налегание пород верхнеолигоценовой рунской свиты на подстилающие слои указывает на поднятия антиклинальных зон Восточных Карпат. Поднятия проявились в среднем и отчасти позднем олигоцене. Во Внутренней антиклинальной зоне поднятия сопровождались складкообразованием. Верхнеолигоценовые слои рунской свиты несогласно ложатся на уже сформированные крупные складки, в строении которых участвуют меловые и палеогеновые отложения *вплоть до нижнеолигоценовых*.

После поднятий Внешней и Внутренней антиклинальных зон начались опускания, которые привели к трансгрессии позднеолигоценового моря и к началу последнего этапа осадконакопления в Карпатском флишевом прогибе (рис. 28).

Среднеолигоценовый перерыв в осадконакоплении не захватывал современную Центральную синклинальную зону. Здесь верхнеолигоценовые осадки без перерыва сменяют среднеолигоценовые. Не было перерыва в образовании осадков между верхнеменилитовой и космачской свитами и в юго-восточной части Внешней антиклинальной зоны, в районах Выгоды, Солотвина, Покутья – в депрессии, продолжавшей развиваться с раннеолигоценового времени.

Из этих двух областей непрерывного осадконакопления трансгрессия конца олигоцена начала распространяться, захватывая области, которые были подняты в середине олигоцена. Во Внешней антиклинальной зоне севернее линии, идущей от Долины к окрестностям Сколе, космачская свита несогласно с размывом налегает на верхнеменилитовую, а местами и на нижнеменилитовую свиты. Севернее она ложится сразу на породы верхнего эоцена, срезая менилитовые свиты. Во Внутренней антиклинальной зоне мощная толща песчаников рунской свиты несогласно залегает на более древ*них отложениях, перекрывая упомянутые складки*.

В начале миоцена Восточные Карпаты испытали общее поднятие, которое захватило не только обе антиклинальные зоны, но и разделявший их синклинальный про-

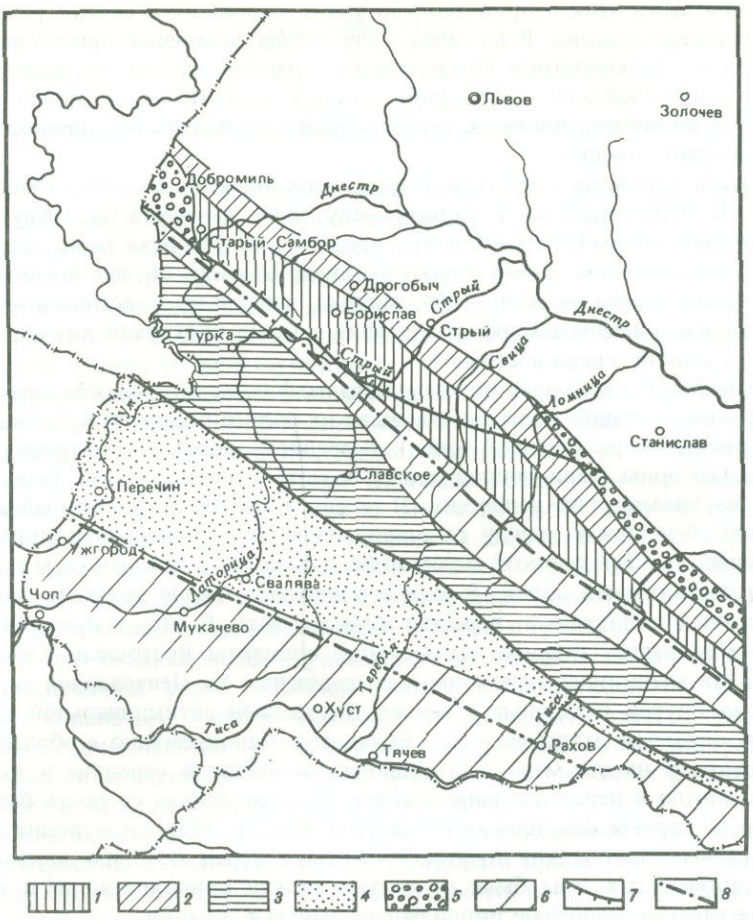


Рис. 28. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов верхнеолигоценовых отложений

1 – чередование песчаников, аргиллитов и глин космачской свиты с остатками мелких фораминифер; *2* – глины, пески и песчаники космачской свиты; *3* – известковистый глинисто-песчаный флиш верхнекросненской свиты со скудными остатками мелких планктонных фораминифер; *4* – песчаники рунской свиты; *5* – конгломераты космачской свиты; *6* – области отсутствия верхнеолигоценовых отложений; *7* – границы областей трансгрессивного залегания космачской и рунской свит; *8* – оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

гиб. В нем в последнюю стадию его существования сохранились лишь изолированные лагуны, в которых отлагались загипсованные глинистые осадки. После этого флишевый прогиб, еще более приподнятый, превратился в Центральный синклинорий и осадконакопление во флишевой зоне Восточных Карпат прекратилось.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ИТОГИ

Образовавшись в начале раннемеловой эпохи, флишевый прогиб существовал, как видно из изложенного, до начала миоцена, постепенно заполняясь осадками. Положение его оставалось более или менее неизменным на всем протяжении этого времени. На юго-западе он ограничивался поднятиями осевой части Карпат, на северо-востоке – краем Русской докембрийской платформы вместе с причлененными к ней палеозойскими складчатыми сооружениями. Эти "палеозойские Карпаты" соединяли Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Сам флишевый прогиб возник вследст-

вие опускания части этих сооружений, но узкая полоса их с самого начала окаймляла прогиб с северо-востока. В позднем мелу, когда флишевый прогиб несколько распространился к северо-востоку по сравнению с ранним мелом, оставшаяся приподнятой полоса палеозойских сооружений сузилась. Однако узкая, может быть, прерывистая полоса поднятия, прижатая к докембрийской платформе, продолжала существовать до середины миоцена.

Осевая часть флишевого прогиба, характеризующаяся наиболее мощным накоплением осадков первоначально, в раннем мелу, была вытянута близ Внутренней антиклинальной зоны. Возможно, что в это время более северная часть прогиба, покрытая морем, представляла собой глубоководный бассейн, не заполненный осадками. В позднем мелу осевая часть прогиба, видимо, несколько сместилась к северу. В то же время он имел несимметричный профиль с более прогнутой юго-западной частью и менее погруженной северо-восточной.

С начала палеогена наиболее опущенная часть флишевого прогиба начала разделяться на две узкие ложбины. Разграничивавшая их полоса поднятий временами поднималась выше уровня моря (средний эоцен). В среднем олигоцене Внутренняя и Внешняя антиклинальные зоны были приподняты, и вместе с первой из них была поднята более южная из упомянутых депрессий. В позднем олигоцене флишевый прогиб, сильно суженный, был зажат между расширившейся Внутренней антиклинальной зоной с покрывавшей ее край полосой мелководных осадков рунской свиты и приподнятой Внешней антиклинальной зоной. В конце олигоцена–начале миоцена флишевый прогиб, захваченный поднятиями, перестал существовать. К этому времени в основных чертах сформировались главные структурные элементы Восточных Карпат: Внутренняя и Внешняя антиклинальные зоны и разделяющая их Центральная синклинальная.

Несогласия внутри осадочных толщ во Внутренней антиклинальной зоне позволяют наметить основные этапы ее роста. Возникнув одновременно с образованием флишевого прогиба в начале мела, она испытала поднятия в середине и конце раннего мела, перед аптом и перед поздним альбом. Вторым этапом ее роста были поднятия перед сеноном (время накопления пуховской свиты), третьим – поднятия перед палеоценом (время накопления льютской свиты). Перед поздним олигоценом Внутренняя антиклинальная зона была не только сильно приподнята, но и расширена, а слагавшие ее крылья осадочные толщи сильно смяты в складки.

Внешняя антиклинальная зона как полоса поднятий, выступавших выше уровня моря, наметилась впервые в первой половине позднего мела (турон). В дальнейшем эта полоса, по-видимому, вышла из-под уровня моря в среднем олигоцене и, несомненно, была окончательно приподнята над уровнем моря в позднем олигоцене и раннем миоцене.

С раннего миоцена, когда обе антиклинальные зоны Карпат вместе с разделявшей их синклиналью были приподняты, началось заложение и развитие краевой Предкарпатской впадины, а также глубоких депрессий Закарпатья.

Краевая Предкарпатская впадина в раннем миоцене представляла собой узкий прогиб, заполнявшийся мощной толщей соленосных и других осадков. При дальнейшем поднятии Карпат в среднем и позднем миоцене прогиб расширился и сместился дальше, в сторону Русской платформы [Михайлов, 1951; Муратов 1949]. В среднем миоцене была полностью погребена под осадками непрерывно существовавшая перед тем узкая полоса палеозойских пород Добруджинско-Станиславской гряды. На юго-западном склоне Карпат смещения прогибов не происходило и образовалась система разломов, которые отделили поднятую область Внутренней антиклинальной зоны от начавших формироваться в миоцене Верхнетиссенской и Чоп-Мукачевской впадин [Муратов, 1949]. Образование разломов привело к мощным вулканическим излияниям Выгорлат-Гутинской гряды.

УДК 551.24 (477.75)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА[1]

Территория Крымского полуострова по рельефу делится на две резко отличающиеся части: степную и горную, глубоко различные и по геологическому строению. Степная часть в целом вместе с Керченским полуостровом входит в состав обширной области опускания – Причерноморской впадины. Горная часть представляет собой обломок складчатой страны, ныне в значительной степени погруженной в недра Черноморской депрессии. Обе они являются участками Альпийской складчатой зоны юга СССР, имеющими, однако, различную историю.

Степная часть в общем является областью развития весьма пологих синклинальных впадин и валообразных поднятий, формирование которых связано с длительными процессами прогибания и вздымания отдельных участков земной коры, сравнительно слабо захваченных складчатостью. Более сложным складчатым строением отличается Керченский полуостров, который тем не менее по своей истории тесно связан с Причерноморской впадиной и вместе с Таманским полуостровом должен быть отнесен к ее южной окраине [Архангельский, 1933, 1934]. Породы пологих крыльев предгорных впадин облекают более древнее и сложное ядро Горного Крыма, образуя две орографически выраженные предгорные гряды (вторую и третью).

Горная часть, или Главная гряда, является складчатой областью со своеобразной тектоникой, обусловленной резко отличным литологическим составом слагающих ее толщ: мощных глинистых сланцев, песчаников и массивных известняков. Формирование ее связано с длительными процессами накопления осадков, неоднократной складчатостью, сильными эпейрогеническими колебаниями и широким развитием многочисленных сбросов, надвигов и других разрывных дислокаций.

Тектоника отдельных районов степной части Крыма освещена в литературе довольно подробно. Строению Тарханкутского полуострова и прилегающего плато посвящены работы К.К. Фохта [1889] и А.И. Дзенс-Литовского, предгорным впадинам, в частности Альминской, – статьи П.А. Двойченко [1926, 1927], Керченскому полуострову – известные работы Н.И. Андрусова [1893], А.Д. Архангельского, А.А. Блохина, В.В. Меннера, С.С. Осипова, М.И. Соколова и К.Р. Чепикова [1930], а также работы К.А. Прокопова, Б.А. Алферова, Л.А. Гречишкина [1931–1932], В.В. Белоусова и Л.А. Яроцкого [1934] и др. Сводка по тектонике всего Степного Крыма составлена В.В. Меннером. Тектонике отдельных частей Горного Крыма также посвящены довольно многочисленные работы, хотя в большинстве своем они касаются лишь небольших участков и дают отрывочные сведения. Общие черты тектоники юго-западной части Главной гряды даются в работах А.С. Моисеева [1929, 1930]. Строение отдельных районов Восточного Крыма освещено в небольших статьях А.Д. Архангельского [1928] и Д.В. Соколова [1925а, б], а также автора [1937].

Ценные сведения по тектонике содержат и более ранние работы А.А. Борисяка [1901, 1903–1905, 1907–1912], К.К. Фохта [1889, 1901а, б, 1904, 1909, 1912, 1913], Н.И. Каракаша [1903, 1904], Н.А. Головкинского [1883], В.Д. Соколова [1885, 1895], В.Ф. Цебрикова и многих других.

Основные черты строения всего Горного Крыма охарактеризованы в небольшой сводной статье А.С. Моисеева [1935]. В ней автор довольно подробно описывает общий характер развитых в Крыму дислокаций и намечает основные этапы их формирования, но при этом он совершенно не касается разбора отдельных структурных элементов.

Принимая участие в составлении детальной геологической карты Крыма и объяснительной записки к ней, я пришел к выводу о возможности выделить в Горном Кры-

[1] См.: Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, № 3. С. 215–239.

му основные, хотя и сильно преобразованные структуры и на этой основе подойти к истории формирования Крымских гор в целом.

Тектоническое развитие горной части Крыма нельзя рассматривать вне связи с формированием степной его части, краткая характеристика строения которой также приводится ниже. Она базируется на материале упомянутых обзорных работ, но главным образом на сводке В.В. Меннера, любезно предоставленной им в мое распоряжение в рукописи[1] с добавлением лишь немногих более новых данных.

СТРОЕНИЕ СТЕПНОЙ ЧАСТИ КРЫМА

Полосой широтных дислокаций, тянущихся к востоку от Тарханкутского полуострова, Степной Крым разделяется на несколько структурных элементов. Эти дислокации, описанные впервые еще К.К. Фохтом [1889], представляют собой систему четырех очень пологих антиклинальных зон, вытянутых широтно и сложенных в основном сарматскими отложениями. На оси самой крупной из них, которая начинается близ мыса Тарханкут, наблюдаются два резких воздымания, где в ядрах из-под третичных пород (сарматских и средиземноморских) выходят верхнемеловые, а, по мнению В.В. Меннера, также и нижнемеловые отложения. Восточнее ось этой складки несколько погружается, а затем снова поднимается; здесь мел не обнажен, но приподнят (по данным бурения скважин) выше уровня моря [Двойченко, 1927]. Параллельные ей другие складки имеют значительно более спокойный характер, причем также заключают в ядрах древние породы (верхний мел и палеоген), которые "прощупываются" скважинами на небольшой глубине. В целом вся система складок здесь связана с относительно высоким поднятием меловых и палеогеновых отложений, глубоко погруженных к югу и к северу от этих дислокаций во впадинах. Мелкие складки неогена лишь осложняют строение общего широкого поднятия, которое легче всего сравнить с пологим, постепенно погружающимся к востоку валом. По своему характеру этот вал, который я предлагаю именовать Тарханкутским, очень сходен со многими валами Восточно-Европейской платформы, отличаясь от них только более молодым возрастом.

Дислокации Тарханкутского вала, по данным В.В. Меннера, проявляются и в восточной области его погружения в колебаниях глубин залегания артезианских горизонтов к востоку от железной дороги. На их продолжение еще далее к востоку может указывать береговой выступ северо-восточного побережья Крыма среди двух расширений восточного Сиваша. Связь конфигурации береговой линии с тектоникой, подмеченная В.В. Меннером, весьма вероятна, хотя надо упомянуть, что, по данным Г.М. Молявко, изучавшего это побережье в 1935 г., на пространстве указанного выступа всюду выходят только лёссовидные суглинки верхнего горизонта четвертичных отложений, а общая мощность обоих горизонтов суглинков достигает 60 м. Севернее же, в районе Джанкоя, на берегу появляются суглинки и более низкого горизонта, а суммарная мощность их меньше. В соответствии с этим надо полагать, что общее погружение оси вала идет несколько севернее наибольшего выступа береговой линии, примерно в направлении устья Салгира, где появляется более древний горизонт четвертичных пород. Описывая Тарханкутские складки, К.К. Фохт [1889] отметил существование осложняющих их широтных сбросов, которые показаны на десятиверстной геологической карте, а также вошли в геотектоническую сводку А.П. Карпинского под наименованием "Тарханкутских сбросов". Работы последних лет показали, что на самом деле сбросов в западной части Тарханкутского полуострова и оз. Донузлав не существует. Существование третьего, Сарыбашского сброса, для которого П.А. Двойченко [1927] приводит подробные данные и определяет возраст

[1] За что, пользуясь случаем, выражаю В.В. Меннеру глубокую благодарность.

и величину смещений, более вероятно, хотя также может быть поставлено под сомнение (на что указывает и В.В. Меннер)[1].

Тарханкутский вал расчленяет Причерноморскую впадину в пределах Степного Крыма на ряд отдельных прогибов.

Севернее вала вытянута обширная пологая широтная Перекопская впадина, расширяющаяся к востоку и к западу. Она отделяет вал от Украинского кристаллического массива. Ось ее проходит несколько южнее Перекопа.

Южнее располагается система двух впадин: Альминской на западе и Азовской на востоке[2]. Эти впадины представляют собой пологие прогибы, выполненные меловыми и третичными породами, залегающими, судя по данным П.А. Двойченко [1927] (для Альминской впадины), с пологой волнистостью. В районе Симферополя впадины разделены меридиональной седловиной (антеклизой, по П.А. Двойченко [1926]), которая севернее ст. Остряково глубоко погружается, так что в районе пос. Октябрьское осевые части обеих впадин сливаются. Детали строения седловины, так же как и впадин, плохо известны, несомненно только, что край седловины был приподнят относительно соседних участков крыльев впадин начиная с мелового времени и захвачен опусканиями лишь в отдельные эпохи. На это указывают относительная мелководность фаций всех прикрывающих его отложений и выпадение из разреза ряда горизонтов между Трудолюбовкой и Зуей[3]. В восточной части седловины в районе Зуи наблюдаются сложные взаимоотношения между нижним и верхним мелом; скорее всего, последний здесь залегает ингрессивно по отношению к первому. Г.Ф. Вебер указывает на существование здесь ряда широтных и поперечных разломов. Между Симферополем и Зуей эоценовые известняки образуют пологую, но ясно выраженную широтную антиклиналь; это свидетельствует о значительно более сложном строении и развитии края описываемой седловины, чем это кажется на первый взгляд. Однако в целом она представляет собой, вероятно, подземный пологий выступ вроде гребня, отходящий от Главной гряды и постепенно погружающийся к северу.

Альминская впадина имеет юго-западное направление оси. Она расширяется и погружается в сторону Евпаторийского залива, где расположена область ее максимального погружения. Азовская впадина, имеющая почти широтное направление оси, расширяется и погружается в сторону южного расширения Сиваша и Азовского моря. Конфигурацию берегов Евпаторийского залива и Сиваша В.В. Меннер связывает с продолжающимся и ныне погружением осевых частей этих впадин.

В южных крыльях описываемых впадин намечаются глубокие поперечные прогибы, в которых мощности слагающих крылья слоев достигают наибольшей величины. Ось поперечного прогиба крыла Альминской впадины проходит примерно вдоль долины р. Бельбек. Осевая часть прогиба крыла Азовской впадины отчетливо намечается изгибом к югу от границ верхнемеловых и палеогеновых отложений в районе д. Тополевки. Любопытно, что существование этого прогиба связано, как увидим, с более древней областью поперечного опускания, возникшей в начале раннего мела. Южные крылья впадин, образующие предгорные гряды, осложнены, кроме того, мелкими, второстепенными изгибами. Особенно хорошо проявляются мелкие выступы и впадины в районе Бахчисарая. Южное крыло Азовской впадины в районе Белогорска и Феодосии разбито многочисленными поперечными сбросами и сдвигами.

---

[1] Приведенные П.А. Двойченко [1927, с. 133] данные о разнице в уровнях залегания верхнего мела в 314–351 м в пунктах, отстоящих на расстоянии 5 км, не могут служить подтверждением существования сбросов, так как эта разница легко может быть объяснена уклоном слоев в 3°40′, в чем легко убедиться простым расчетом.

[2] Последнюю, может быть, лучше именовать Индольской по устью р. Индол, располагающемуся в ее осевой части, чтобы отличить от впадины Азовского моря. Однако, поскольку привилось старое название, предложенное П.А. Двойченко, мы его сохраним, чтобы не вводить нового термина.

[3] У Симферополя отсутствует весь верхний мел, у Трудолюбовки – почти весь нижний, нет олигоцена, верхнего эоцена, палеоцена. К востоку от Симферополя (верховья Бештерека) нижний мел представлен исключительно прибрежными фациями.

На восточном продолжении крыла Азовской впадины располагается Керченско-Таманская складчатая область, которая, как установлено А.Д. Архангельским, тесно связана с глубоким прогибом Азовского моря и с поперечной депрессией, располагающейся между Крымской и Кавказской горными системами.

Не останавливаясь на хорошо известной тектонике Керченского и Таманского полуостровов, отметим, что впадина Азовского моря, оказываясь на месте скрещения только что упомянутой поперечной депрессии и Причерноморской впадины, является областью, испытавшей, видимо, наиболее глубокое и длительное погружение во всей системе. В ней же как раз происходит слияние прогибов Перекопской и Азовской (Индольской) впадин, облекающих погружающийся Тарханкутский вал, с обширной Прикубанской впадиной.

СТРОЕНИЕ ГОРНОЙ ЧАСТИ КРЫМА

В Горном Крыму, как и в любой сложно-складчатой системе, можно выделить множество тектонических элементов – складок, флексур, сбросовых глыб и других тектонических форм. Отдельные группы этих форм создают более крупные структурные единицы. Каждая из этих структурных единиц, иногда построенных очень сложно, отличается однообразием развитых в ней форм и едиными условиями возникновения. Помимо этого, каждая из них характеризуется вполне определенными взаимоотношениями с соседними структурами.

В Горном Крыму можно выделить три группы, или типа, таких структурных единиц: 1) сложные антиклинальные ядра, образованные таврическими сланцами и средней юрой, расположенные в виде двух зон поднятий северо-восточного простирания; 2) в значительной степени измененные, но в общем синклинальные структуры, разделяющие антиклинальные зоны и сложенные средне- и верхнеюрскими породами; 3) поперечные общему простиранию, разбитые сбросами участки ранее возникших структур, захваченные опусканиями в раннемеловое время и выполненные нижнемеловыми отложениями.

Дальнейшее изложение посвящено более подробной характеристике этих крупных тектонических единиц и разбору отдельных составляющих их структурных элементов. Одновременно рассматриваются и важнейшие этапы их формирования.

Антиклинальные ядра таврических сланцев и средней юры

В литературе со времени исследований французских естествоиспытателей неоднократно отмечалась сложная дислоцированность толщи глинистых сланцев так называемой таврической формации, слагающих основание Крымских гор и относящихся к верхнему триасу и лейасу. Сланцы повсюду образуют сложные мелкие складки, сильно сжатые, нередко лежачие, часто беспорядочно нагроможденные друг на друга. Складки редко имеют более или менее правильную форму; обычно крылья их осложнены многочисленными более мелкими складками, надвигами и смещениями, которые все вместе создают картину удивительно разнообразных тектонических форм. Последние при довольно плохой обнаженности сланцев обычно совершенно не поддаются расшифровке. Все участки распространения таврических сланцев являются областями выхода на поверхность наиболее древних пород Крыма, что предопределяет их положение в ядрах антиклинальных структур.

Наиболее крупной из таких областей является обширная площадь в верховьях рек Качи и Альмы. Положение таврических сланцев здесь в ядре антиклинальной структуры довольно ясное, так как подчеркивается полосой среднеюрских пород, перекрывающих сланцы и слагающих ее крылья. Средняя юра, протягиваясь вдоль северного склона Главной гряды, окаймляет сланцевое ядро с юга, а в районе с. Богатое Ущелье замыкает его с юго-запада и переходит на северо-западное крыло, скрываясь далее под нижним мелом. Продолжение среднеюрской полосы северо-западного крыла под-

нятия можно видеть в районе Трудолюбовки, где среднеюрские породы выходят из-под меловых, будучи наклоненными к северо-западу. Несомненно, на участке между Богатым Ущельем и Трудолюбовкой среднеюрские породы тянутся непрерывно, но перекрыты нижне- и верхнемеловыми отложениями. Сами сланцы вдоль границы с мелом имеют преобладающее северо-восточное простирание [Моисеев, 1930].

На севере, в районе д. Партизаны, сланцы уходят под покров нижнемеловых пород, входящих в состав крыла Альминской впадины. Несколько севернее они снова появляются на поверхности, образуя узкую, вытянутую в северо-восточном направлении полосу, пронизанную многочисленными мелкими интрузиями (с. Лозовое и др.). К.К. Фохт [1901б] назвал эту полосу "Мезотаврический кряж". Среди сланцев здесь в виде изолированных "экзотических глыб" разбросаны нижнепермские и лейасовые известняки [Моисеев, 1929а]. А.С. Моисеев указывает, что сланцы образуют чешуи северо-восточного простирания. Чешуи разбиты сдвигами, направленными ЮВ 156–170° [Моисеев, 1930, с. 51].

К востоку от Симферополя на сланцы несогласно налегают крутостоящие среднеюрские конгломераты, описанные К.К. Фохтом [1901б] и А.С. Моисеевым [1929а], которые намечают здесь продолжение описанной выше среднеюрской полосы северо-западного крыла поднятия. Противоположное крыло его здесь неизвестно, так как южнее таврические сланцы соприкасаются с нижним мелом. Видимо, от структуры сохранилась только северная половина. К.К. Фохт [1901б] искал продолжение "Мезотаврического кряжа" к востоку от Симферополя, в районе антиклинали Суук-су (Судакский район), А.С. Моисеев [1935] – в районе Белогорска. Однако для этого нет достаточных оснований. Скорее всего, он погружается у Симферополя к северо-востоку; причем Симферопольская седловина, разделяющая крылья Азовской и Альминской впадин, обусловлена именно этим выступом "Мезотаврического кряжа".

Как уже упоминалось, альминско-качинское ядро погружается к юго-западу в районе Богатого Ущелья, где намечается его периклинальное замыкание, образованное отложениями средней юры. Юго-западное продолжение его можно видеть в появлении таврических сланцев в системе Сухой речки, где они на коротком расстоянии слагают ядро сложного поднятия. К юго-западу сланцы вновь быстро погружаются под бат-келловейские глины, слагающие ядро вытянутой с северо-востока на юго-запад антиклинали Мегало-Ялo, которая представляет собой непосредственно продолжение описанных поднятий.

Как видно, последние к северу от Главной гряды образуют систему, вытянутую в северо-восточном направлении. Эта система состоит из нескольких антиклинальных структур, разделенных участками небольших прогибов. Центральное положение среди них занимает поднятие верховьев Качи и Альмы. Оно является настоящим ядром Крымских гор, в обе стороны от которого происходит их погружение.

К югу от Главной гряды, вдоль южного берега, намечается вторая система поднятий, ядра которых, сохранившиеся наполовину, сложены таврическими сланцами. Наиболее южное из них занимает участок берега между Батилиманом и Ялтой. Антиклинальное строение значительной части этого отрезка установлено работами С.Н. Михайловского [1925] и А.С. Моисеева [1930]. Особенно отчетливо обнаруживается антиклинальное строение береговой полосы в районе между Батилиманом и Ласпи, где в ядре складки, по данным Г.Я. Крымгольца, выходят таврические сланцы, а крылья сложены породами средней юры. Здесь сохранились, видимо, и остатки верхнеюрских известняков южного крыла складки в виде скал Ласпи и Чобан-Таш. Хорошо проявляется поднятие также между Меласом и Кикенеизом, где в ядре выходят таврические сланцы, а в крыльях – среднеюрские породы, образующие две полосы. Строение южного берега здесь представляется в виде асимметричной антиклинали, юго-западное крыло которой осложнено флексурой и многочисленными сбросами [Моисеев, 1930].

Восточнее Симеиза антиклинальное строение южнобережной полосы не выражено так отчетливо. Таврические сланцы здесь сильно перемяты и раздроблены. Отложе-

ния средней юры образуют лишь одну прерывистую и разбитую сбросами полосу, тянущуюся вдоль обрыва яйлы, намечая, таким образом, только северо-западное крыло антиклинальной структуры. Юго-восточное крыло последней здесь не проявляется и, видимо, опущено вдоль системы южнобережных сбросов в Черноморскую депрессию. Сланцы ядра этой наполовину опущенной структуры прорезаны к югу от Алушты многочисленными крупными интрузиями (Аюдаг, Кастель, Урага, Чамны-бурун и др.), вытянутыми в общем вдоль одной почти меридиональной линии.

Антиклинальное строение восточной части Южного берега между Алуштой и Веселым менее ясно. Средняя юра здесь отсутствует, сланцы всюду сильно перемяты. Однако отмеченный еще А.А. Борисяком [1910] преобладающий наклон сланцев к северо-западу, видимо, указывает на то, что и здесь они образуют северо-западную часть ядра сложной антиклинальной структуры, юго-восточное продолжение которой не сохранилось. Близ с. Веселого происходит замыкание широкой береговой полосы сланцев, и отсюда к северо-востоку они проходят узкой лентой по антиклинальной долине у д. Междуречье в долину Суук-су, где площадь их распространения снова расширяется и они слагают ядра двух антиклиналей. Ядро северной, более широкой антиклинали прорвано несколькими интрузивными массивами. Юго-восточное крыло антиклинали Суук-су сложено верхнеюрскими породами, образующими ряд складок северо-восточного простирания. С юго-востока они окаймлены вытянутым в том же направлении антиклинальным поднятием мыса Меганом, в ядре которого залегают довольно круто наклоненные батские и байосские глины.

Все перечисленные антиклинальные поднятия возникли в юрское время. Первые незначительные движения таврические сланцы испытали, как установлено А.С. Моисеевым [1930], между триасом и лейасом. Более сильные нарушения имели место между средним лейасом и средней юрой, когда, надо полагать, начали закладываться складки в сланцах и в результате поднятий происходил их частичный размыв, благодаря которому средняя юра легла несогласно на таврические сланцы. Можно думать, что уже в эту эпоху наметились все перечисленные поднятия. В дальнейшем интенсивное смятие сланцев и окончательное оформление основных поднятий и разделяющих их ложбин или мульд произошло в начале поздней юры (келловей). В эту орогеническую эпоху, истинную роль которой в формировании Крымских гор выяснил А.С. Моисеев [1935], возникли впадины, в которых стали отлагаться верхнеюрские породы. Как показывает изучение фаций и мощностей этих пород, в разделявших впадины поднятиях они или не отлагались, или имели значительно меньшую мощность. Таким образом, верхнеюрские отложения накапливались в условиях довольно узких отдельных прогибов, наметившихся еще до начала их отложения.

Преобразованные синклинальные участки средне-верхнеюрских пород

Дислоцированные среднеюрские породы, как было отмечено выше, облекают некоторые из ядер основных поднятий и в отдельных случаях образуют ядра антиклиналей (Мегало-Ялo и Меганом). В то же время они слагают и основания некоторых из верхнеюрских массивов, подстилая и окаймляя их вдоль подножия.

Верхнеюрские породы, достигающие в Крыму огромной мощности, слагают все основные вершины Крымских гор, в том числе все массивы яйлы. Среди верхнеюрских пород наиболее распространены массивные и слоистые известняки, образующие мощные толщи, в основании часто песчанистые, иногда включающие отдельные мергелистые и песчанистые горизонты и прослои пуддингов и конгломератов. Эти породы слагают все главнейшие яйлы юго-западной и центральной частей Крыма. Массивы их в деталях построены по-разному и изолированы друг от друга. Самым крупным из них является массив яйлы Юго-Западного Крыма, начинающийся от мыса Айя и включающий Ай-Петринскую, Никитскую и Бабуган-яйлу. Восточнее располагаются высокий обособленный массив Чатырдага и расчлененный эрозией на отдель-

ные вершины и плато массив Демерджи-яйлы и Долгоруковской яйлы, Тирки, Заманы и Караби-яйлы. Единственным представителем известняковых массивов Восточного Крыма является гора Агармыш у Старого Крыма.

К востоку от Караби-яйлы верхнеюрские известняки переходят в глинистую фацию и между упомянутой яйлой, Агармышом и восточной оконечностью Крымских гор представлены толщей глинистого флиша, подстилаемой мощной свитой конгломератов. Южнее флишевой области, в районе Судака и Карадага, широко развиты глинисто-песчаные и конгломератовые фации верхней юры, венчающиеся сравнительно небольшой толщей известняков. Эти породы образуют обособленную складчатую область, имеющую северо-восточное простирание. В ее строении участвуют наиболее низкие горизонты верхней юры – келловей – оксфорд, отсутствующие в других частях Крыма (кроме бухты Мегало-Ялo).

Тектоника известняковых массивов и областей развития флиша и песчано-глинистых пород различна в зависимости от различного характера этих пород.

Яйла Юго-Западного Крыма. Яйлинский массив Юго-Западного Крыма образован мощной толщей известняков среднего лузитана–титона, довольно полого изогнутых в складки, осложненные сбросами. Тектоника этого массива освещена в работах А.А. Борисяка [1904, 1905, 1907, 1908а, б, 1909], Н.И. Каракаша [1903, 1904] и главным образом А.С. Моисеева [1930]. Верхнеюрские известняки массива оконтуриваются среднеюрскими песчано-сланцевыми породами, которые образуют довольно широкую складчатую полосу к северу от яйлы, в верховьях Бельбека, Качи и Альмы. Средняя юра слагает здесь ряд крупных, частью брахиантиклинальных складок, сильно разбитых сбросами [Моисеев, 1929б]. На южном склоне яйлы эта полоса более узкая, прерывистая и менее сложно дислоцирована. Среднеюрские отложения, оконтуривая верхнеюрский массив, подчеркивают его общее синклинальное строение. Последнее отчетливо видно в юго-западной оконечности массива на мысе Айя, где весь массив представляет собой простую и довольно пологую синклиналь. Восточнее известняки образуют более сложные складки, которые благодаря массивности пород осложнены многочисленными сбросами и имеют "глыбовый" характер. Предобладающее простирание известняков северо-восточное, но оно не всюду постоянно. Присутствие многочисленных секущих сдвигов и сбросов, отмеченное А.А. Борисяком [1904] и А.С. Моисеевым [1930], вызывает резкие изменения простираний. Отдельные части Яйлинского массива, как установлено А.С. Моисеевым [1930], имеют характер сорванных со своего основания крупных "чешуй" без корней, залегающих на подстилающих породах. Эти чешуи особенно отчетливо наблюдаются в восточной части массива, на Бабугане, где А.С. Моисеев предполагает наличие трех "чешуй". Среди них наиболее выдвинутой к северу является "чешуя" горы Чучели, в которой падающие к северо-западу известняки упираются в среднюю юру и таврические сланцы, вторую представляет "Монастырский гребень", третью – Бабуган. В сланцы известняки упираются местами и в более западных частях яйлы. Аналогично, видимо, построены массивы Басман и Кермен.

Общее синклинальное строение яйлы, несмотря на осложняющую ее складчатость и наличие многочисленных сбросов и смещений, подтверждается выходами лузитанских слоев как по южному, так и по северному ее подножию. Небезынтересно отметить при этом значительное уменьшение мощности верхнеюрских пород в направлении к северу. Толща известняков, достигающая нескольких сот метров у Ялты, составляет всего 150 м в районе д. Богатое Ущелье [Моисеев, 1930].

Чатырдаг. Массив Чатырдаг также имеет складчатое строение и разбит сбросами. Слагающие его известняки, подстилаемые конгломератами, по-видимому, смещены с места своего первоначального залегания по сланцам и ограничены с обеих сторон плоскостями меридиональных сдвигов, по которым массив был отчленен от соседних известняковых массивов. Южная, наиболее приподнятая его часть (Эклизи-бурун) образована круто падающими к северу известняками, упирающимися в сланцы. Северная часть – плато – отделена от нее сбросом. Плато представляет собой довольно-

но крутую изогнутую синклиналь, осложненную второстепенными изгибами и сбросами, вытянутую к северу и северо-востоку.

Долгоруковская, Демерджи- и Караби-яйла. В строении тесно связанных друг с другом восточных яйл также участвует огромная толща верхнеюрских известняков (средний лузитан–титон), переходящих по простиранию к юго-западу на горе Демерджи в столь же мощные конгломераты. Известняки образуют ряд складчатых структур, осложненных сбросами. Тектоника этих массивов изучена далеко не полностью. Демерджи-яйла, в которой ясно виден переход по простиранию к востоку конгломератов в известняки, имеет характер довольно пологой брахисинклинали с северным крылом, разбитым крупным поперечным сбросом. Севернее ее слои, слагающие гору Заману и плато Догоруковской яйлы, образуют систему сложных изгибов и складок широтного и северо-западного простираний. По западному краю Долгоруковская яйла ограничена сбросом, по которому известняки соприкасаются с нижнемеловыми глинами долины Салгира. Несколько севернее известняки уходят под нижний мел, образуя флексуру, осложненную сбросами [Моисеев, 1930].

К югу от Демерджи-яйлы располагается моноклинальный массив горы Демерджи, образованный конгломератовой толщей мощностью около 2 км, падающей к северо-западу и переходящей к востоку в известняки. Этот массив отделен от яйлы сбросом и узкой полосой таврических сланцев. Конгломераты головами поставлены на сланцы. Этот массив, видимо, является смещенной частью массива яйлы.

К востоку от Демерджи-яйлы и Долгоруковской яйлы слагающие их слои, образуя резкий изгиб, переходят через возвышенность Тирки на обширное плато Караби-яйлы, где залегают с наклоном к северу, лишь местами образуя сложные складки. Вдоль южного обрыва Караби-яйлы известняки падают очень круто, залегают без корней, поставлены головами на подстилающие сланцы. Севернее падение их выполаживается, и лишь местами в западной части плато они затронуты сложными дислокациями (ущелье Суат). Далее их наклон становится совершенно пологим. Близ северного склона яйлы слои образуют лишь слабые изгибы, осложняющие весьма спокойное моноклинальное падение, и уходят под нижний мел (район Межгорья и Красногорского).

На севере и северо-востоке известняки Караби-яйлы ограничены сбросами и соприкасаются по ним с нижним мелом. У восточной границы плато известняки фациально переходят в толщу глинистого флиша, подстилаемого конгломератами.

Таким образом, в большей части описываемых яйлинских массивов слои наклонены в сторону северных румбов. Этот наклон лишь местами осложнен интенсивной складчатостью. Особенно сложные дислокации наблюдаются в западной части на Долгоруковской яйле. Рассматривая массив Караби-яйлы с прилегающей к нему с запада частью соседних массивов, можно полагать, что они представляют собой южное крыло какой-то крупной синклинальной структуры, северное крыло которой скрыто под нижнемеловыми отложениями. Дислокации на Долгоруковской яйле, возможно, намечают западное замыкание этой структуры. Слои Демерджи-яйлы образуют самостоятельную синклиналь.

Бескорневые массивы к югу от Демерджи- и Караби-яйлы представляют собой опущенные по сбросам участки основных массивов.

Агармыш. Самым восточным из известняковых массивов является гора Агармыш. Массив состоит главным образом из слоистых известняков, вверх переходящих в мелкогалечные конгломераты. В противоположность другим известняковым массивам Агармыш имеет черты антиклинального строения, которые были отмечены К.К. Фохтом [1912]. Слагающие его слои круто падают к юго-востоку и северу. В восточной части массива они образуют периклинальное замыкание и уходят под нижний мел. В западной части, имеющей более сложное строение, слои образуют широтную антиклиналь и севернее – широкую пологую синклиналь. Вдоль западного края весь массив оборван сбросом, по которому известняки приведены в соприкосновение с различными горизонтами нижнего мела.

Область верхнеюрского флиша Восточного Крыма. Тектоника глинистой флишевой толщи между Караби-яйлой и районом Старого Крыма изучена плохо. По-видимому, на всем протяжении этой полосы слагающие ее отложения имеют преобладающий наклон к северу, и лишь на фоне общего падения развита вторичная более мелкая складчатость широтного простирания. Местами флишевая толща разбита крупными поперечными сбросами или сдвигами. Несколько из них проходят в западной части полосы, близ края Караби-яйлы, один крупный – в районе д. Громовки (имеет северо-восточное простирание), другой – к югу от массива Агармыш (продолжает разлом, ограничивающий массив с запада). С востока флишевая область ограничена сдвигом в районе между Щебетовкой и Старым Крымом, по которому она соприкасается со складчатой областью восточной оконечности Крымских гор. В ее строении участвуют нижнемеловые породы.

Наклоненная к северу флишевая толща продолжает к востоку известняки Карабиярлы, а также южное крыло синклинали, намечаемое последними. К северу флиш, как и известняки, уходит под нижний мел. Поэтому противоположное крыло синклинали в западной части флишевой полосы не наблюдается, его можно только предполагать под мелом. Восточнее же, в районе Старого Крыма, оба крыла структуры представлены очень отчетливо. Здесь в осевой части синклинали, южное крыло которой образовано флишем, залегает нижний мел. Северное крыло слагают известняки Агармыша (кимеридж–титон), имеющие одинаковый с флишем возраст и связанные с ним фациальным переходом по простиранию.

Указанные взаимоотношения известняков Агармышской антиклинали и флишевой толщи позволяют сделать вывод в вероятном существовании известняковых антиклинальных массивов западнее Агармыша, к северу от флишевой области, где они, подобно Агармышу, слагают северное крыло намечаемой флишем синклинали, но погружены по сбросам и скрыты покровом нижнемеловых пород. Как увидим ниже, этот вывод подтверждается и другими фактами.

Складчатая область Восточного Крыма в районе Судака и Карадага. На восточном участке Главной гряды, между Во́ронской долиной и Коктебелем, верхнеюрские отложения представлены главным образом глинистыми и песчаными породами с отдельными горизонтами конгломератов. Они слагают всю толщу от келловея до нижнего лузитана. Развитые здесь среднеюрские и переходные бат-келловейские отложения имеют также целиком глинистый состав. Известняки лузитана (рорак и секван), местами венчающие верхнеюрскую толщу, отличаются значительно меньшей мощностью, чем в Западном Крыму, и залегают обычно в осевых частях синклиналей, образуя сравнительно небольшие массивы или изолированные скалистые утесы.

Этот район имеет несколько иной характер тектоники по сравнению с описанными выше участками Крымских гор. Здесь развит ряд складок северо-восточного простирания, ограниченных с севера флишевой полосой, а с юга – морем и имеющих тенденцию к погружению в северо-восточном направлении. Складки сильно нарушены многочисленными небольшими надвигами, сбросами и пластовыми смещениями, а также наличием довольно резких фациальных изменений в пределах отдельных горизонтов. Эти изменения выражаются в переходах известняков по простиранию в сланцы (что было отмечено еще К.К. Фохтом [1887]), а сланцев – в песчаники. В результате этого на одних участках района отсутствуют лузитанские известняки, замененные глинистыми породами (Богатовка, Лагерное), на других они хорошо развиты и образуют рифовые массивы (Судак), на третьих огромного развития достигают песчано-конгломератовые фации, а известняки лишь сверху венчают толщу этих пород (Щебетовка и др.).

Понятно, что при таком разнообразии пород тектонические формы сильно меняются, причем благодаря фациальным переходам в одних и тех же структурах развиты разные типы дислокаций, сильно усложняющие общую картину строения отдельных складок. Особенно сложный характер они имеют близ Судака в связи с развитием рифовых известняков, слагающих горы (Сокол, Крепостная и др.) и окруженных глинистыми слоями того же возраста.

Всего в описываемом районе намечаются четыре антиклинальные зоны с разделяющими их тремя синклинальными; остатки четвертой можно видеть в оконечности мыса Меганом.

В двух крупных антиклиналях, располагающихся в северной части складчатой области, в районе д. Лесная, в ядре выходят таврические сланцы, охарактеризованные выше. Третья, более южная структура представляет собой осложненную дизъюнктивными нарушениями узкую антиклинальную зону, тянущуюся от с. Веселое через район с. Каменка к Щебетовке. В ее ядре выходят частично среднеюрские, частично келловей-оксфордские породы. Самая южная антиклиналь располагается на мысе Меганом и заключает в ядре среднеюрские породы.

Наиболее крупная синклинальная полоса располагается в южной части складчатой области, начинаясь в районе Судака. Здесь сохранилось лишь ее северное крыло, в строении которого участвуют судакские известняковые массивы, а южное уничтожено морем. Далее она тянется через горы Манджил (деревни Богатовка и Лагерное) и заканчивается в районе Карадага массивом Балалы-Кая–Легенер. В осевой части синклинали располагаются известковые массивы, слагающие вершины перечисленных гор. Только на горе Манджил эти известняки отсутствуют и замещены мощной песчано-конгломератовой свитой, вверх переходящей в глинистый флиш. Можно полагать, что эти породы по возрасту являются более молодыми, чем известняки, и относятся, скорее всего, к кимериджу и титону.

Следующие две синклинальные зоны вытянуты параллельно описанной. Одна тянется от с. Веселое через д. Каменки к д. Щебетовка, другая, более северная, – из района к юго-востоку от д. Лесная к д. Щебетовка. В их строении участвует главным образом песчано-конгломератовая толща оксфорда и лузитана, увенчанная местами массивами известняков.

С севера система складок ограничена полосой флиша, который подстилается конгломератовой свитой. Эти конгломераты[1], начинающие собой новую серию осадков Восточного Крыма, трансгрессивно ложатся на породы охарактеризованных складок, причем благодаря иному, почти широтному простиранию они последовательно перекрывают эти складки одну за другой. Отмеченные взаимоотношения, установленные Д.В. Соколовым [1927], указывают на более древний возраст системы северо-восточных складок по сравнению с флишевой полосой.

Описанные складки в виде отдельных синклинальных прогибов заложились еще в начале поздней юры (а может быть, и раньше). В течение келловея, оксфорда и лузитана впадины заполнялись осадками, различными по составу и мощности в разных частях прогибов[2]. Эти складки окончательно образовались в послелузитанское время. В период отложения флишевой толщи и подстилающих ее конгломератов (кимеридж–титон) они были уже сформированы и подняты из-под уровня моря. Видимо, только в центральной части самой широкой южной синклинали позднее происходило прогибание, сопровождавшееся накоплением конгломератов и песчаников, сменяющихся к середине впадины флишем. Эти породы и слагают ныне синклиналь горы Манджил у д. Богатовка. Должно быть, прогибание шло и к югу от Меганомской антиклинали, о чем свидетельствует присутствие флишевых пород на мысе Меганом. Таким образом, система этих складок (среди верхнеюрских) является самой древней в Крыму. Их окончательное образование произошло примерно в кимериджское время.

Начало образования верхнеюрских известняковых массивов во всех других частях Крыма началось позднее. Слои, залегающие в основании известняков яйлы, относятся к роракскому подъярусу, а согласно мнению В.Ф. Пчелинцева [1927], который считает,

---

[1] Возраст этих конгломератов различные исследователи оценивают по-разному. Д.В. Соколов [1925б] считает их титонскими, А.С. Моисеев и Г.Ф. Вебер – кимериджскими. Надо полагать, что возраст их для разных участков не строго одинаков. В западной части они, скорее всего, относятся к лузитану, в восточной – к кимериджу и, возможно, к титону.

[2] Несомненно, и разделявшие их антиклинальные участки отчасти были покрыты осадками, но главная масса последних, очевидно, накапливалась в синклиналях.

что типичные роракские слои отсутствуют в Крыму, – к низам секванского подъяруса. Таким образом, начало образования известняковых массивов юго-западной и центральной частей Крыма падает на середину лузитанского времени. Следовательно, в этой области имел место большой перерыв в отложении осадков между средней юрой и лузитаном, и только в лузитанское время возникли прогибы, которые выполнялись затем непрерывной серией осадков от лузитана до верхов титона. Отлагаясь в сравнительно неширокие прогибах, известняки изначально приобрели синклинальный характер залегания, значительно деформированный впоследствии при складкообразовании, но для большинства массивов, как и было отмечено при их описании, сохранившийся доныне.

Взаимоотношения известняковых массивов с нижнемеловыми осадками – часто ингрессивное залегание последних, следы предмеловых эрозионных процессов, общее взаимное расположение этих пород и, наконец, наличие в ряде мест конгломератов в основании нижнего мела – указывают на несомненное поднятие известняков в эпоху, предшествовавшую отложению пород нижнего мела, т.е. в конце титона. Перед этими поднятиями, вероятно, происходило образование складок и изгибов, которое сопровождалось многочисленными расколами и смещениями массивных известняков. Таким образом, складки известняковых массивов в значительной степени сформировались в титонское время, т.е. позднее описанной судакской системы складок.

Несколько иной была история возникновения флишевой толщи Восточного Крыма. Образование широтного прогиба, выполненного затем флишем, началось одновременно с поднятием системы северо-восточных судакских складок, т.е. в кимериджское время. Скорее всего, этот прогиб возник не сразу, а развивался постепенно в направлении с запада на восток[1]. Поднятие же эта область испытала одновременно или немного позднее соседних известняковых массивов – в титоне.

Необходимо отметить, что некоторые участки не испытали предмеловых поднятий, например восточная оконечность Крымских гор между Старым Крымом и Феодосией. Здесь в раннем мелу сохранялись те же условия, что и в конце поздней юры. На это указывает постепенный переход в районе Феодосии титонского флища в берриасовые мергели и вышележащий нижний мел. То же самое имело место и на отдельных участках Западного Крыма в районе Байдарской долины, где верхние горизонты юры (титон) также переходят во флишевую фацию и незаметно сменяются нижним мелом.

Участки Главной гряды, захваченные раннемеловыми опусканиями

В начале раннего мела шло образование Альминской и Азовской предгорных впадин, иначе говоря, глубокое погружение области севернее современной Главной гряды, представлявшей собой в юрское время приподнятую складчатую страну, в строении которой участвовали палеозойские породы[2]. Образование этих впадин, видимо, происходило постепенно, скорее всего, с запада на восток (Альминская) и с востока на запад (Азовская). Опускания во впадинах захватили отдельные участки Главной гряды, сопровождались образованием сбросов, по которым погружались отдельные поперечные и продольные участки ранее возникших структур независимо от характера этих структур и состава слагающих их пород.

Раннемеловое море отдельными заливами вторгалось в эти опущенные участки, образуя местами глубокие игрессионные прогибы и заполняя их осадками. Имея в основании неровный рельеф известняков, отчасти подвергшихся размыву (а возможно, и карстовым процессам), нижнемеловые осадки отличаются крайним непостоянством в залегании. В некоторых случаях они лишь едва покрывают известняки, в других – целиком выполняют в них глубокие узкие депрессии, иногда облекают известняковый

---

[1] Образование западной части флишевой полосы началось в лузитане, на что указывает фауна, собранная Г.Ф. Вебер в основании толщи близ Караби-яйлы.

[2] На это указывает состав гальки, а также глыб в нижнемеловых конгломератах к северу от Главной гряды, в районе Белогорска и Старого Крыма, среди которых отмечены многочисленные кристаллические сланцы, кварц и другие породы, не встречающиеся сейчас в Крыму.

рельеф, выполняют трещины в известняках и промежутках между отдельными глыбами (Балаклава).

Всего можно наметить четыре участка развития нижнемеловых пород в Горном Крыму. Наиболее обширным является участок в юго-западной части Главной гряды, в районе Балаклавы, Байдарской и Варнаутской долин (рис. 29). С юго-запада он подразделяется антиклиналью Мегало-Ялo на две части, которые мы для удобства рассмотрения охарактеризуем отдельно. Вторым является крупный участок в верховьях Салгира, третьим – широкая полоса к югу от Белогорска, наконец, последним – восточная оконечность Крымских гор.

Район Байдарской и Варнаутской долин. Южнобережный хребет Яйлы к югу от Байдарской долины сильно сужается и имеет моноклинальный характер. Севернее располагается широкая Байдарская долина, выполненная титонским флишем и нижнемеловыми породами.

С юга флиш налегает на размытую поверхность нижнетитонских известняков, причем местами их разделяют небольшие продольные сбросы, по которым опущены породы долины. Флиш развит в ее западной части и вверх постепенно переходит в нижнемеловые глины, слагающие северо-восточную часть долины. По строению последняя представляет собой сложную синклиналь, в которой объединены три широтные синклинальные зоны, разделенные вторичными антиклиналями. С севера нижнемеловые глины ограничены широтным продольным сбросом, по которому они соприкасаются с приподнятыми титонскими известняками, наклоненными моноклинально к северу и разбитыми поперечными сбросами. Местами известняки надвинуты на нижний мел [Моисеев, 1930]. Продольный сброс протягивается вдоль северного борта долины к западу вдоль Черной речки до района д. Морозовка. Нижнемеловые глины здесь сливаются с узкой долиной Черной речки, также выполненной породами нижнего мела.

С востока глины Байдарской долины сбросами отделены от известняков Яйлы. Немного восточнее в последних располагается узкая, так называемая Узунджинская котловина, борта которой сложены верхнеюрскими известняками, а дно – нижнемеловыми глинами. Котловина имеет характер узкого грабена или древнего карстового полья, выполненного осадками раннемеловой ингрессии.

С запада Байдарская долина невысоким гребнем, образованным титонским флишем, отделена от соседней Варнаутской синклинальной долины, имеющей сходное с ней строение. Вдоль южного склона синклинали титонский флиш налегает на известняки южнобережного хребта. Севернее он сменяется нижнемеловыми глинами, выполняющими осевую часть структуры. Последняя с севера, как и Байдарская, ограничена сбросом, по которому флиш и глины соприкасаются с приподнятыми сухореченскими известняками, представленными лузитанскими, кимериджскими и титонскими породами. Эти породы образуют антиклинальную структуру, начинающуюся от таврических сланцев Сухой речки (см. выше) и сильно усложненную сбросами и вторичными изгибами. Общее простирание ее широтное. К востоку структура погружается в область Байдарской долины, где ее продолжение проявляется в виде одной из развитых там вторичных складок. Эта антиклиналь, несомненно, связана с сухореченским выходом таврических сланцев, так как слагающие ее слои облекают его с востока, но имеют иное простирание, образуя более молодую систему дислокаций. В северном крыле Сухореченской складки нижнемеловые глины, налегающие на известняки, падают к северу, выполняя долину Черной речки, а далее с севера ограничены тем же продольным сбросом, который тянется от Байдарской долины к д. Морозовка.

На всем протяжении к северу от этого сброса верхнеюрские и нижнемеловые породы образуют ряд моноклинальных сбросовых глыб, наклоненных к северу и вытянутых широтно. Каждая из них с юга приподнята по сбросу и сложена известняками, на которые севернее моноклинально ложатся нижнемеловые глины. На севере они по сбросу упираются в известняки следующей моноклинальной глыбы. По данным А.С. Моисеева [1930], отдельные из этих сбросов затухают по простиранию и сменяются новыми.

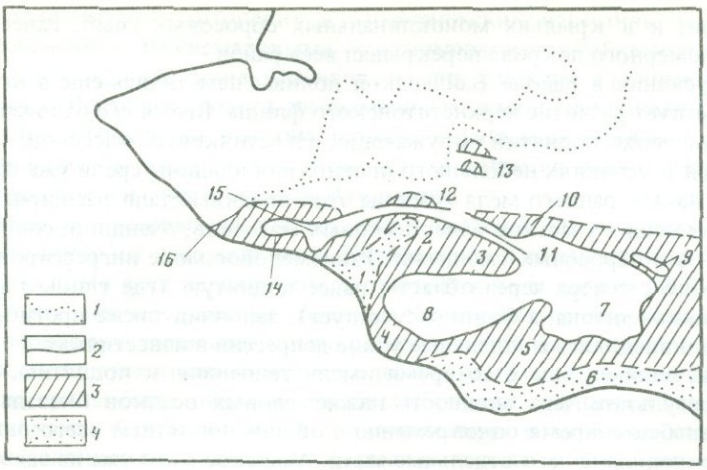


Рис. 29. Упрощенная тектоническая схема Байдарско-Балаклавской области нижнемеловых опусканий

1 – контуры выходов верхнего мела; *2* – сбросы; *3* – известняковые верхнеюрские массивы; *4* – антиклинальные поднятия, сложенные нижней и средней юрой.
Цифры на схеме: 1 – антиклиналь Мегало-Ялo; 2 – поднятие Сухой речки (таврические сланцы); 3 – антиклиналь в верхнеюрских известняках (массивы в бассейне Сухой речки); 4 – синклиналь мыса Айя; 5 – Яйлинский хребет; 6 – Южнобережная антиклиналь; 7 – Байдарская долина; 8 – Варнаутская долина; 9 – Узунджинская котловина; 10 – моноклинальный известняковый массив северного склона Байдарской долины; 11 – моноклинальная долина Черной речки; 12 – массив горы Гасфорт; 13 – известняковые массивы Упы и Кучки; 14 – Балаклавская береговая гряда и Караньский массив; 15 – Балаклавская долина и Караньская балка; 16 – сброс Мраморной балки

Последние моноклинальные глыбы проявляются сравнительно далеко на севере, где выходят юрские известняки у деревень Родное и Терновка, размытые альбским морем.

Балаклавский район. Примерно такой же характер тектоники имеет соседний к западу Балаклавский район. Здесь также имеются сладчатые и сбросовые участки и особенно сильно проявляется ингрессивное залегание пород нижнего мела.

Между антиклиналью Мегало-Ялo и Мраморной балкой тянется известняковая гряда, сложенная кимеридж-титонскими известняками; в береговом обрыве можно проследить ее пологое синклинальное строение. Известняки этой гряды распадаются на ряд отдельных массивов, между которыми залегают нижнемеловые породы. Несмотря на незначительную ширину этих промежутков, мощность нижнемеловых глин в них местами очень велика. Образование их связано с опусканиями отдельных участков по сбросам и отчасти с предмеловым размывом.

В Мраморной балке известняковая гряда оборвана известным сбросом, по которому известняки соприкасаются с средиземноморскими и сарматскими породами [Головкинский, 1883; Моисеев, 1932]. Близ этой балки известняковая гряда расширена, и от нее ответвляется вторая почти параллельная гряда известняков, тянущаяся к востоку. Промежуток между обеими грядами представляет собой глубокое понижение (Караньская балка и южная часть Балаклавской долины), выполненное нижнемеловыми породами, образующими узкую синклиналь, по крыльям осложненную сбросами и опущенную в виде грабена. По мнению Г.А. Лычагина, она тянется к востоку, в район Алсу. Ограничивающий ее с севера сброс Г.А. Лычагин считает продолжением описанного сброса, тянущегося с другой стороны от Байдарской долины.

Известняковая гряда к северу от этого сброса имеет моноклинальный северный наклон и со следами размыва перекрыта альбскими отложениями. Ее продолжением являются Кадыковский гребень, гора Гасфорт и высоты у д. Морозовка.

Оба района сложены в основном верхнеюрскими известняками, выступающими из-под нижнего мела. Нижний мел залегает в синклиналях и депрессиях, обычно ограни-

ченных сбросами, и в крыльях моноклинальных сбросовых глыб. Ранее, вероятно, он в виде неравномерного покрова перекрывал весь район.

Глубокие опускания в районе Байдарской долины наметились еще в конце титона, о чем свидетельствует развитие верхнетитонского флиша. Время его отложения, вероятно, соответствует эпохе поднятий окружающих известняковых массивов. Таким образом, он отлагался в условиях небольшого прогиба или впадины среди уже приподнятых известняков. В начале раннего мела границы этой впадины стали расширяться, причем опускание прилегающих участков известняковых массивов, очевидно, сопровождалось образованием в них сбросовых смещений. Раннемеловое море ингрессировало в образовавшийся прогиб с севера через область, ранее поднятую (где глины нижнего мела лежат на известняках титона, а флиш отсутствует), заполнив также прогиб, в котором отлагался флиш, и внедряясь в отдельные узкие депрессии в известняках.

Одни участки, видимо, еще в то время имели тенденцию к поднятию, другие – к опусканию, в результате чего мощность нижнемеловых осадков оказалась неравномерной. В предальбское время одновременно с общим поднятием всего описываемого района резко приподнялись его отдельные части. Альбское море уже не заходило глубоко в эту область и оставило свои следы только в ее северной части. Альбские осадки легли трансгрессивно на уже дислоцированные подстилающие нижнемеловые слои и выступавшие, предварительно размытые верхнеюрские известняки.

Область опускания в верховьях реки Салгир. Вторая крупная депрессия, возникшая в раннемеловое время, намечается к юго-востоку от Симферополя, в верховьях р. Салгир. Эта область сложена довольно спокойно залегающими нижнемеловыми отложениями, почти со всех сторон по сбросам ограниченными более древними породами. С востока нижний мел по сбросу соприкасается с известняками Долгоруковской яйлы, с юга – с известняками Четырдага, которые, по А.С. Моисееву [1930], несколько надвинуты на него, с запада – с конгломератами горы Байраклы, наконец, с северо-запада – с областью таврических сланцев "Мезотаврического кряжа".

Нижнемеловые породы в описываемой области имеют преобладающее моноклинальное падение к северо-западу, осложненное очень слабой складчатостью. Нижние горизонты мела – валанжин, готерив, баррем – развиты здесь слабо, выходя лишь в южной части депрессии, зато апт и альб, представленные однообразным чередованием глинистых и песчаных слоев, достигают большой мощности, превышающей, по данным П.А. Двойченко, 1500 м. Интересно отметить, что в составе песчаного материала значительную роль играют полевошпатовые зерна, источник которых в настоящий момент для нас неизвестен[1].

Сказанное позволяет сделать вывод, что депрессия образовалась, видимо, в начале раннего мела одновременно с Байдарско-Балаклавской, но заполнялась осадками главным образом в альбе, когда, очевидно, происходило энергичное ее прогибание.

Белогорская область нижнемеловых опусканий. Область нижнемеловых опусканий к югу и юго-востоку от Белогорска по строению очень сходна с областью Байдарской и Балаклавской долин. Верхнеюрские известняки здесь к востоку от северной половины Караби-яйлы опущены под нижний мел и соприкасаются с ним по сбросам. При этом местами по глубоким поперечным и продольным депрессиям нижний мел внедряется в известняковые массивы. Самой крупной из таких депрессий является узкая и длинная Куртлукская долина, по которой, выполняя ее дно, нижнемеловые породы глубоко входят в массив Караби-яйлы, соприкасаясь по сбросам с известняками обоих склонов.

У северо-восточного края Караби-яйлы развиты своеобразные крупноглыбовые брекчии, покрытые породами нижнего мела и свидетельствующие об интенсивном предмеловом размыве. Восточнее верхнеюрские известняки уходят под нижний мел, и за долиной р. Тонас (приток Биюк-Карасу) располагается область сплошного его распространения. Здесь из-под нижнего мела лишь в отдельных местах показываются

---

[1] Снос материала, скорее всего, шел с севера, где, очевидно, в альбское время еще оставались приподнятыми участки древней горной страны.

изолированные массивы титонских и кимериджских известняков, обычно со всех сторон ограниченные нижнемеловыми конгломератами с обильной кварцевой галькой. Всего известно пять таких массивов, из них наиболее крупные – к юго-востоку от Белогорска. Восточнее полоса нижнемеловых пород, наклоненных к северу, продолжается до д. Тополевка, где она разбита крупным поперечным сдвигом. Восточной окраиной полосы нижнемеловых опусканий является район с. Курское, где нижний мел соприкасается с известняками Агармыша.

Известняковые массивы свидетельствуют о продолжении на восток известнякового отрога, отходящего от северной части Караби-яйлы и почти полностью погруженного под нижний мел. По всей вероятности, этот отрог в виде погребенной гряды тянется и далее к востоку, непосредственно соединяя Караби-яйлу с Агармышом. Эта гряда составляет северное синклинальное крыло расположенной южнее моноклинальной флишевой области. В то время как Агармыш в начале раннего мела оказался приподнятым, средняя часть гряды была, очевидно, разбита сбросами, опущена и перекрыта нижнемеловыми осадками. Среди последних существенную роль играл галечный материал (кварц, кристаллические сланцы, изверженные породы и др.), сносимый с севера, с древних, еще не погруженных палеозойских массивов. В осевой части синклинали, образуемой известняковой грядой с одной стороны и флишем – с другой, к югу от описанных известняковых массивов в это время отлагались более тонкозернистые осадки, в частности глины, связанные постепенным переходом с флишем.

Раннемеловые опускания к югу от Белогорска захватили, таким образом, довольно широкую полосу между отрогами Караби-яйлы и Агармышом и, видимо, закончились южнее, в области флиша. Осевая часть этой области опускания располагается примерно в районе д. Тополевка и осложнена Тополевским сдвигом. Интересно отметить, что прогибание вдоль оси имело место и позднее – в позднем мелу и палеогене, о чем свидетельствует упомянутый выше Тополевский прогиб Азовской впадины.

Восточная оконечность Крымских гор. Последним районом Главной гряды, в котором в раннемеловое время происходили опускания, является восточная оконечность Крымских гор между Старым Крымом и Феодосией. Эти опускания длились здесь в течение всего титона и в противоположность соседнему Старокрымскому району, поднявшемуся в начале раннего мела, продолжались непрерывно и в мелу. Тектоническое оформление этого района произошло намного позднее – в неогене. Более подробной характеристики этого района здесь можно не касаться, так как она дана в другой работе [Муратов, 1937].

Как видно из изложенного, раннемеловые опускания в отдельных районах Главной гряды захватили примерно поперечные к общему простиранию участки более древних образований, причем сопровождались ломкой возникших ранее структур.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В конце поздней юры, в позднем титоне[1], сформировались основные описанные структурные элементы Горного Крыма, образовав систему складок северо-восточного простирания[2].

Домеловое поднятие Крымских гор было установлено еще Е. Фавром в 1877 г. Он отметил, что эти горы занимали в то время гораздо большее пространство, а затем частично погрузились в Черноморскую депрессию.

Одновременно с поднятием в Горном Крыму, видимо, начались опускания севернее, в области располагавшегося здесь древнего, скорее всего, герцинского складчатого сооружения. Особенно интенсивными эти опускания были в начале раннего мела, захватив отдельные участки Горного Крыма. Таким образом, вслед за поднятиями на-

---

[1] По А.С. Моисееву [1935], в раннем титоне.

[2] Как выше отмечено, складки Судакско-Карадагского района возникли в кимериджское время.

чались процессы коренного преобразования возникших структур. Первая стадия этих процессов закончилась в раннем мелу, далее они продолжались и в следующие эпохи, сказываясь и до наших дней. В альбское время в Горном Крыму проявились значительные колебания – опускания одних участков, поднятия и денудация других.

В начале позднего мела весь Крым – и Горный и Степной – испытал сильное погружение. Несомненно, в эту эпоху вся область Причерноморской впадины была занята морем, в то время как до конца раннего мела в ней можно предполагать остатки приподнятых участков герцинских горных сооружений, дававших обломочный материал нижнемеловым осадкам. По всей вероятности, эти остатки непосредственно смыкались с "terre Moldave" румынских авторов [Macovei, Atanasiu, 1934].

По-видимому, временем наибольшего опускания Горного Крыма, судя по характеру фаций, был поздний турон. В эту эпоху, быть может, только наибольшие вершины Крымских гор выступали из воды в виде скалистых островов, вся остальная современная его площадь была покрыта морем. В маастрихте началось медленное поднятие Горного Крыма; видимо, к датскому веку значительная его часть вышла из-под уровня моря. Эти поднятия, вероятно, происходили одновременно с новыми опусканиями во впадинах и сопровождались образованием сбросов. Последние изучены В.В. Меннером в южном крыле Азовской впадины. По его мнению, возраст многих из них точно определяется как датский (В.В. Меннер, устное сообщение). Надо полагать, что образование сбросов, сдвигов и других дислокаций шло одновременно в Горном Крыму. В палеоцене он испытал незначительные колебания, и только во впадинах продолжалось опускание.

Более сильные колебания имели место в эоцене, осадки которого трансгрессивно ложатся на подстилающие слои, нередко срезая значительные толщи. К концу эоцена наметилось некоторое погружение Горного Крыма; оно продолжалось и в олигоцене. Не *исключена возможность, что ровные пологие плато Чатырдага и других яйл, имеющие* примерно одинаковую высоту, обязаны своим происхождением древней абразией.

Резкое изменение условий произошло в раннем миоцене, когда не только Горный, но и Степной Крым были захвачены значительными поднятиями. Это было время наиболее интенсивных третичных дислокаций Горного Крыма, приведших к энергичному преобразованию древних структур. При этом изменились изначальные взаимоотношения отдельных массивов. Как установлено А.С. Моисеевым [1930, 1935] и Д.В. Соколовым [1925а, б], они были смяты, раздроблены и смещены с мест первоначального залегания, рассечены многочисленными сбросами и сдвигами и осложнены надвигами. В это же время сформировались сдвиги восточной оконечности Крымских гор и связанные с ними складки [Муратов, 1937]. Тогда же возникли и наиболее крупные разные разломы, сдвиги и сбросы – секущие структуры Горного Крыма, а местами и крылья впадин (Азовской). Расположение этих основных дислокаций связано, конечно, с определенными закономерностями. Однако механическое сопоставление их в масштабе всего Крыма с плоскостями Мора, возникающими в эллипсоиде напряжения, как это делает А.С. Моисеев [1935], едва ли может быть принято для столь разнородного и сложного образования, как Горный Крым в целом.

Все эти разрывы, рассекая более древние слои, нигде не затрагивают, по данным В.В. Меннера, пород выше олигоцена (средиземноморских отложений), поэтому очень мало данных для того, чтобы приписывать им более молодой возраст, а вместе с тем считать более молодыми все третичные дислокации Горного Крыма[1]. Одновременно с этими дислокациями в раннем миоцене поднялся и Тарханкутский вал; сильно приподнялись и крылья предгорных впадин и юго-западная часть Керченского полуострова. Впадины сделались значительно уже и мельче.

Таким образом, ранний миоцен – время основных третичных дислокаций Горного Крыма. Хотя в последующем они, вероятно, продолжались, но определенных данных

[1] *Как полагает А.С. Моисеев [1935], сопоставляя их с послесарматскими дислокациями Керченского* полуострова.

для их отчетливого установления очень мало. Лишь сброс Мраморной балки у Балаклавы обнаруживает следы послесарматских движений, которые были для него повторными по ранее возникшей плоскости.

В послесарматское время возникли складки Керченского полуострова [Андрусов, 1893; Архангельский, 1928; Архангельский и др., 1930] и мелкие поверхностные складки Тарханкутского вала. Возможно, происходили некоторые подвижки и в Горном Крыму. Несколько позже произошло осушение впадин: в среднем плиоцене – Азовской и Альминской, в позднем – Перекопской.

В четвертичное время, судя по высоте морских террас, в Восточном Крыму (Судак–Феодосия) [Андрусов, 1912; Архангельский, Страхов, 1932] происходили лишь весьма незначительные поднятия. Слабые опускания захватили также юго-западную его оконечность, погрузив устье Черной речки и впадающих в нее балок под уровень моря (Севастопольская бухта). Доказательства более крупных молодых поднятий, на которое указывают Б.Ф. Добрынин [1922], А.С. Моисеев [1935] и П.А. Православлев [1926], в Горном Крыму отсутствуют. В Степном Крыму в эту эпоху шло накопление осадков во впадинах, имеющих тенденцию к погружению и в наше время, и некоторое вздымание Тарханкутского вала.

К югу от современного Горного Крыма в конце третичного и в четвертичное время происходили расколы и опускание южной части крымского горного сооружения в связи с формированием Черноморской депрессии. Эти процессы, общий характер которых выяснен А.Д. Архангельским [1929], начались, видимо, вместе с последними крупными поднятиями Горного Крыма – в раннем миоцене.

Общего положения Крымских гор в Средиземноморской орогенической зоне касались многие авторы, по-разному разбирая этот вопрос [Архангельский, 1934; Моисеев, 1929а; Suess, 1883–1909]. Поэтому остановимся на взаимоотношении Крымских гор с соседними складчатыми сооружениями.

С востока Крымские горы, вероятно, связаны с Главным Кавказским хребтом через соединение между Феодосией и Анапой погруженных частей обоих хребтов. На это указывают и геофизические данные [Абакелия, 1936; Архангельский, 1933].

На западе Крымские горы обычно связывают с горами Добруджи [Архангельский, 1934]. Однако установление новокиммерийских движений в Балканском хребте [Димитровъ Ст., Дмитровъ Ц., 1931] позволяет по-новому подойти к этому вопросу. Сводя последние данные по тектонике Западной Болгарии, Е. Бончев приходит к выводу, что кимериджские и титонские движения здесь имели место в виде эпейрогенических поднятий, причем продолжались и в раннемеловое время. В эту эпоху морской бассейн располагался севернее поднятых Балкан, а далее с севера, как видно из данных сводки Г. Маковея и И. Атанасиу [Macovei, Atanasiu, 1934], в свою очередь, был ограничен Добруджей, являвшейся краем обширной "terre Moldave". Едва ли может быть сомнение в том, что этот узкий прогиб между ними являлся непосредственным продолжением раннемелового бассейна, заполнившего предгорные впадины Крыма, и был с юга ограничен поднятиями Балкан (на западе) и Крыма (на востоке).

Таким образом, если Крымские горы продолжались на запад, то в конце поздней юры и в начале раннего мела они были соединены с Балканами и отделены от Добруджи прогибом, занятым морем.

Дальнейшая история обоих хребтов была различной. Длительное накопление осадков на Балканах сменилось несколькими фазами альпийского складкообразования (в конце мела, эоцена, олигоцена и т.д. [Бончев, 1936]). В Крыму движения выражались лишь в общих поднятиях и в преобразовании более древних структур.

О соединении Горного Крыма с Добруджей в третичное время можно говорить с большей уверенностью, хотя в структурном отношении вряд ли их можно сопоставлять. Горы Добруджи представляют собой приподнятый участок герцинской системы. В пределах Крыма таким же участком, скорее всего, может быть Тарханкутский вал, и если это так, то именно его и можно рассматривать как продолжение Добруджи.

УДК 551.31:551.79 (477.75)

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРЫМА, ИХ СООТНОШЕНИЯ С МОРСКИМИ ТЕРРАСАМИ И ВОЗРАСТ[1]

СТРАТИГРАФИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

Среди континентальных четвертичных отложений Крыма главную роль играют аллювиальные осадки, слагающие поверхность речных террас и поймы рек, а также делювиально-пролювиальные, участвующие в заполнении долин и сложении террасовых уровней. Всего в Крыму выделяют шесть террасовых поверхностей. Из них самую низкую – высотой 2–3 м – образует первая, или "садовая", терраса; вторая терраса высотой 5–7 м развита плохо; третья – судакская – имеет высоту 10–15 м; четвертая – манджильская – 25–40 м; пятая – булганакская – 60–80 м. Наиболее высокий кизилджарский террасовый уровень (до 100–150 м) относится уже к верхнему плиоцену (виллафранку).

Все террасы различаются не только высотой, но определенными индивидуальными чертами слагающих их отложений, охарактеризованными ниже и отражающими историю их формирования. Сопоставление речных террас и делювильно-пролювиальных накоплений с морскими террасами и отложениями побережий позволяет дать довольно хорошо обоснованную схему их стратиграфии.

Кроме речных и делювиально-пролювиальных отложений, в горной части Крыма имеются у подножия крутых склонов и обрывов накопления мощных осыпей и глыбовых навалов. Их также удается, хотя и не всегда надежно, сопоставить с террасовыми поверхностями и, таким образом, расчленить по возрасту. Известны также отложени соляных озер, по возрасту сопоставляемые с самыми молодыми первыми террасами (голоценовыми).

Н.И. Андрусов [1912] выделил в окрестностях Судака четыре древних террасовых уровня: 1) наиболее высокие останцы (более 100 м высотой), так называемые большие столы Н.И. Андрусова; 2) манджильскую террасу; 3) перчемскую террасу; 4) судакскую террасу. Н.И. Андрусов обосновал их взаимоотношения и установил относительный возраст, сопоставив суглинки судакской террасы с морскими отложениями карангата (тирренской террасой, как он ее называл). Вместе с тем из-за того, что верхние терассы довольно сильно наклонены вниз по склонам и имеют неодинаковую высоту на разных своих участках, Н.И. Андрусов принял за разные террасы (перчемскую и судакскую) один и тот же третий террасовый уровень, за которым целесообразно оставить название судакской террасы (рис. 30, 31).

После Н.И. Андрусова террасы р. Альмы изучал Б.А. Федорович [1929], террасы ряда речных долин – М.В. Муратов и Н.И. Николаев [1939], южного берега – В.Г. Шипулина и Г.С. Золотарев, а затем других долин – С.В. Дроздов и Е.В. Дрюк, окрестностей Судака – М.В. Муратов и Д.С. Кизевальтер. Тщательное прослеживание и сопоставление речных террас всех главнейших речных долин Крыма было выполнено В.И. Бабаком [1960].

Террасовые отложения первых трех (низких) уровней в своем распространении в Горном Крыму связаны с речными долинами и их притоками. Отложения четвертого уровня также тяготеют к речным системам, хотя иногда слагают и широкие плоские водоразделы между ними. Отложения пятого уровня (так же как и шестого, кизилджарского) не связаны с современными долинами и образуют плоские наклоненные поверхности к северу и отчасти к югу от горной гряды, окаймляя ее.

Ниже мы рассмотрим отложения различных генетических типов, приведенные к определенным террасовым уровням в возрастной последовательности.

---

[1] См.: Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1967. № 33. С. 57–76.

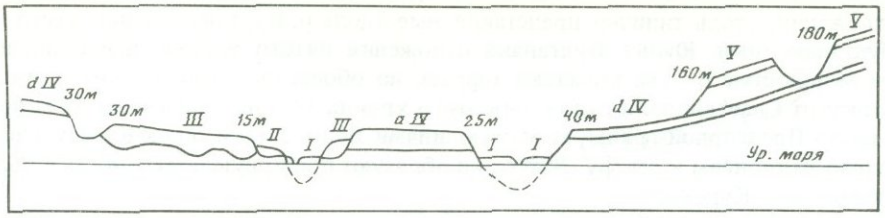


Рис. 30. Схема соотношений террасовых уровней в Судакской долине

I – садовая терраса; *II* – вторая терраса; *III* – судакская терраса; *aIV, dIV* – манджильская терраса (*a* – аллювий, *d* – делювиальные суглинки); *V* – "большие столы" Н.И. Андрусова

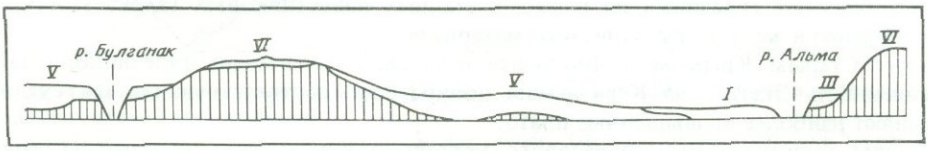


Рис. 31. Схема соотношения террасовых уровней в пределах междуречья Булганака и Альмы на западном побережье Крыма

I – садовая терраса; *III* – судакская терраса; *V* – булганакская терраса; *VI* – кизилджарская терраса. Заштрихованы отложения среднего плиоцена

Отложения, связанные с пятым, булганакским уровнем террас

Отложения, образующие наиболее высокий террасовый уровень, шире всего распространены вдоль северного склона низкой Предгорной гряды на всем ее протяжении между Севастополем и Феодосией. Они слагают здесь обширные участки плоской наклоненной от гор к равнине поверхности этой гряды, местные водоразделы и отдельные останцы. Здесь присутствуют два типа отложений: галечники, заключенные в суглинистом наполнителе с прослоями и линзами буроватых суглинков, и суглинки с прослоями и линзами галечников. Это отложения водных потоков и рек, стекавших с Главной гряды на предгорную равнину и заполнявших в ее пределах обширные плоские ложбины стока и долины.

Здесь, видимо, мы имеем как типичные аллювиальные, так и тесно связанные с ними пролювиальные отложения, отлагавшиеся в условиях плоской, слегка наклонной предгорной равнины, в которой слабо были выражены относительно узкие невысокие водоразделы – останцы шестой террасы и более древних поверхностей размыва. Мощность этих отложений невелика – 6–10 м, но слагаемые ими пространства значительны, хотя и подверглись размыву более молодой и современной речной сетью и расчленены ею на отдельные плато и останцы. В составе отложений преобладает галька верхнеюрских известняков, хотя присутствуют и другие породы, в частности кварцевая галька, вымытая из юрских и нижнемеловых конгломератов, верхнемеловые известняки и др. Вблизи гор галька крупная, а с удалением от них на 20–40 км уменьшается обычно до размера гравия.

Описываемые галечники, заполняющие плоскую широкую ложбину, хорошо представлены по северному склону долины р. Булганак, к западу от Симферополя. Ширина поверхности галечниковых накоплений здесь 10–12 км, причем эта поверхность заметно снижается от предгорий книзу. В окрестностях Симферополя они слагают довольно высокие плато до бровки Предгорной гряды, т.е. до высоты 150 м над уровнем моря, а близ берега моря у Николаевки поверхность галечниковых накоплений опускается на высоту всего 8–10 м. Такое значительное снижение на протяжении около 35 км является, вероятно, вторичным, связанным с поднятием Крымских гор после отложения описываемых галечников. Первоначальный их наклон, видимо, был значительно меньше.

Эти отложения, столь типично представленные вдоль р. Булганак, лучше всего именовать булганакскими. Южнее Булганака отложения пятого уровня, представленные аллювием мощностью 6–7 м, образуют террасу по обоим склонам долины р. Альмы.

К востоку от Симферополя отложения этого уровня хорошо выражены на водораздельных плато Предгорной гряды, между долинами Бештерека и Биюк-Карасу, где они также полого наклонены к северу. Далее они образуют обширную поверхность в долине Индола, южнее пос. Курского.

Восточнее описываемые отложения непосредственно прилегают к подножию горы Агармыш, образуя широкий предгорный шлейф, в котором морфологически выражены отдельные конусы выноса, своими вершинами подходящие к долинам, прорезающим горный массив. Карьеры, вскрывающие эти конусы у западного и северного подножий, обнажают галечники из плохо окатанных известняковых галек, залегающих в массе бурого и желтого суглинистого материала.

Между Старым Крымом и Феодосией останцы описываемых галечников слагают возвышенность Эгет, а на Керченском полуострове соответствующие им суглинки покрывают наиболее возвышенные плато.

Останцы булганакского террасового уровня, покрытые желтоватыми суглинками со щебнем, сохранились и на южном склоне Главной гряды, где имеют наклон к югу. Они образуют обширные плато на побережье бухты Чалка и останцы ("большие столы") близ Судака, впервые описанные Н.И. Андрусовым [1912]. К западу, между Судаком и Алуштой, отложения булганакского уровня выражены плохо. Они сохранились здесь на поверхности узких, но довольно высоких и выдержанных водораздельных гребней, спускающихся от гор к морю. Западнее Алушты аналогами их являются древние глыбовые навалы, развитые местами у подножия крутых склонов и являющиеся более молодыми, чем массандровские.

Значительная высота бровок описываемой террасы на берегу моря у Судака (160–100 м) и бухты Чалка свидетельствует о том, что в эпоху формирования покрывающих их отложений береговая линия находилась далеко к югу от современной.

Отложения, связанные с четвертым, манджильским уровнем террас

После формирования отложений пятого уровня в Крыму был крупный перерыв в накоплении осадков, о котором свидетельствуют крутые размытые уступы террас пятого уровня и прислоенные к ним поверхности четвертого, манджильского уровня. Во время этого перерыва происходила интенсивная эрозия и выработка нового рельефа. Образовались широкие плоские поперечные долины рек и их притоков. На дне долин накапливались речные отложения, галечники, а широкие выположенные склоны покрывались делювиальными и пролювиальными выносами – суглинками с обломками щебня. Речные отложения четвертого уровня присутствуют по всем долинам северного склона, приурочиваясь чаще всего к небольшим останцам, поднятым в горной части на высоту 40–50 м над руслом и представленным окатанными галечниками. При выходе рек на равнину поверхности этого уровня сильно снижаются. Так, в долине р. Качи в районе Предгорной гряды, у слияния рек Альмы и Бодрака, близ с. Почтового превосходно выраженные аллювиальные отложения четвертой террасы подняты на высоту 20–25 м. А примерно в 10 км ниже с. Почтового по р. Альме останцы этой террасы, сложенные галечниками и суглинками мощностью 4 м, залегают на высоте 10–11 м над рекой. Приблизительно такое же снижение террас наблюдается и по другим долинам рек.

Значительно шире распространены делювиально-пролювиальные отложения, относящиеся к этому же уровню и покрывающие плоские обширные поверхности, непосредственно сливающиеся с речными террасами. Ширина этих наклоненных к реке поверхностей особенно значительна в горных районах, где они на некоторых участках достигают 2–3 км и более, например в расширениях долин рек Черной, Качи (у с. Стили),

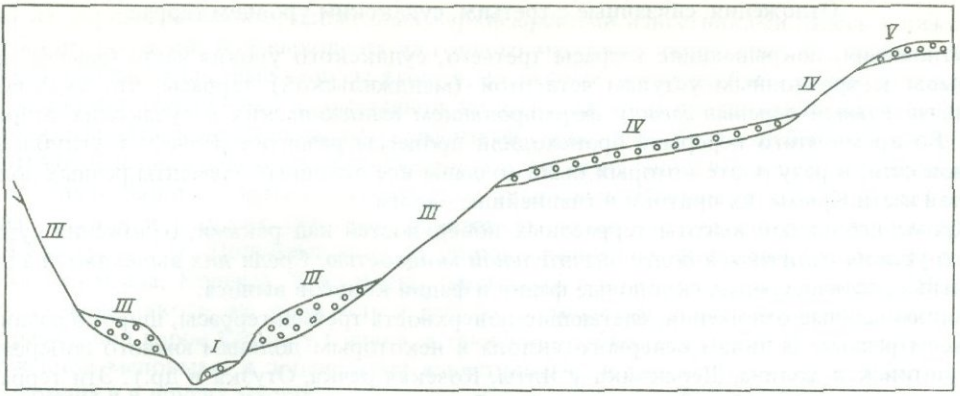


Рис. 32. Типичная схема соотношения элементов рельефа различного возраста в боковых притоках речных долин Горного Крыма

I — останцы аллювия садовой террасы в дне долин; *III* — суглинки судакской террасы и соответствующие им по возрасту части склона долины; *IV* — плоские поверхности манджильской террасы, прикрытые суглинками, и соответствующие им по возрасту части склона долины; *V* — местные водоразделы, соответствующие пятой террасе, частично покрытые суглинками

Бельбека (ниже с. Орлиного), Альмы (у с. Почтового), Салгира (выше Симферополя), Зуи (у с. Зуи), Карасу (выше Белогорска), Индола (у с. Курского) и др. В этих расширениях мы имеем или слияние древних долин с системами их притоков, или разработанные верховья.

Отложения, одевающие рассматриваемые поверхности, представлены желтоватыми суглинками с прослоями щебнистых накоплений (особенно в нижней части) и неокатанными обломками щебня, имеющими местное происхождение. Мощность отложений невелика, обычно не превышает 5—6 м. Таким образом, эти очень обширные поверхности прикрыты тонким чехлом отложений, что чрезвычайно характерно для строения манджильских террас (четвертого уровня). Невелика обычно и мощность аллювия.

Невольно создается впечатление, что выработка широких плоских долин, представляющих ложе для описываемых пород, занимала очень большой отрезок времени, а накопление покрывающих их отложений протекало кратковременно.

Сходно строение манджильских террас и на южном склоне Крымских гор. В районе Судака (см. рис. 30) речная терраса, останцы которой сохранились в самом городе, снижена до 20 м и представлена довольно мощным (12 м) галечником. Прилегающие к ней обширные делювиально-пролювиальные поверхности, впервые как раз здесь и описанные Н.И. Андрусовым под названием манджильской террасы, поднимаются до высоты 140 м и прикрыты, как и всюду, небольшим слоем суглинков со щебенкой (и галькой, вымытой из юрских конгломератов). Хорошо развиты делювиально-пролювиальные отложения этой террасы на Карадаге и близ Планерского. Западнее они прослеживаются почти по всем долинам Южного берега до Алушты. В Алуштинском амфитеатре присутствует речная терраса, сильно снижающаяся к морю. Останец речной террасы, сложенный галечниками, имеется на р. Учансу, в 3 км севернее Ялты, где высота его над рекой достигает 60 м. Здесь же хорошо выражены мощные глыбовые навалы у подножия обрывов Айпетринской яйлы, которые по своему положению привязываются к склонам, покрытым делювием манджильского уровня.

По периферии описанных террасовых уровней по всем долинам горной части Крыма легко выделить окаймляющие их склоны возвышенностей, отделенные от них перегибом в рельефе. Эти склоны тоже прикрыты небольшим слоем суглинистого делювия и элювия, которые, сливаясь с суглинками поверхности террасы, имеют с ними одинаковый возраст. Таким образом, удается установить элементы рельефа и одевающие его склоновые отложения, соответствующие по возрасту четвертому уровню. Роль их в рельефе Горного Крыма и Керченского полуострова очень значительна (рис. 32).

Отложения, связанные с третьим, судакским уровнем террас

Отложения, покрывающие террасы третьего, судакского уровня часто бывают прислонены к эрозионным уступам четвертой (манджильской) террасы, что указывает на значительный перерыв между формированием манджильских и судакских отложений. Во время этого перерыва происходили процессы развития рельефа и углубления речной сети, в результате которых были созданы все основные элементы речных долин горной части Крыма, их притоки и главнейшие овраги.

Кроме небольшой высоты террасовых поверхностей над реками, отложения судакского уровня отличаются более значительной мощностью. Среди них выделяются аллювиальные, делювиальные, склоновые фации и фации конусов выноса.

Аллювиальные отложения, слагающие поверхность третьей террасы, широко развиты по всем речным долинам северного склона и некоторым долинам южного побережья (Алуштинская долина, Дерекойка у Ялты, Козская речка, Отузка и др.). Эти террасы имеют высоту от 12–15 до 20 м над рекой и образуют довольно значительные по площади участки и останцы. Мощность слагающего их аллювия достигает 10–12 м. Из-под аллювия в основании террасы выступает коренной цоколь. Аллювий состоит из песков, галечников и суглинков. Последние играют существенную роль. Нередко, в особенности в низовьях рек, террасовые отложения состоят целиком из бурых суглинков с прослоями галечника.

Поверхность третьих террас почти не снижается к низовьям рек северного склона, чем они сильно отличаются от более высоких уровней. Так, третья терраса на р. Альме у слияния с р. Бодрак имеет высоту 15 м. У устья реки, где останец террасы имеется на левом склоне на берегу моря, высота ее поверхности 10–12 м, причем терраса обладает цоколем высотой около 1 м. На южном склоне у Алушты наблюдается более сильное снижение третьей террасы – от 20 м в верховьях до 6–7 м у устья.

В горной части Крыма широко распространены делювиальные суглинки, связанные с описываемым судакским уровнем и достигающие местами значительной мощности. Это очень типичные желтовато-бурые и бурые лёссовидные суглинки, иногда с включениями щебенки, обладающие нередко характерным коричневым или местами розоватым оттенком. При размыве они образуют на склонах своеобразные формы в виде мелких конусов, разделенных частыми промоинами, что свойственно только им. Эти суглинки обычно заполняют овраги, достигая иногда мощности 15–20 м. Чаще же они встречаются только в верховьях оврагов и долин, сглаживая рельеф этих верховьев и перекрывая как мелкие ложбины, так и разделяющие их местные гребни. К низовьям оврагов и долин суглинки, как правило, выклиниваются. В местах своего развития они всегда заполняют элементы более древней эрозионной сети и сами прорезаны более молодыми оврагами. Для описываемых отложений характерно распространение их на поверхности многих пологих горных склонов, седловин и особенно горных перевалов. В пределах последних они достигают значительной мощности (15–20, а иногда и 30 м) и залегают в виде широкого шлейфа, что видно, например, на перевале Синор (между Щебетовкой и Судаком), на многих перевалах Главной гряды, к западу от Старого Крыма и др. Седловины перевалов обычно одеты сплошным чехлом суглинков. Присутствуют они и в пределах нагорий Яйлы, покрывая многие склоны и плато. Даже северный склон наибольшей вершины Крыма – горы Роман-Кош – одет небольшим покровом описываемых суглинков, разрезанных системой более молодых оврагов.

В тех местах, где судакские суглинки достигают мощности более 10–15 м, в их обнажениях часто можно видеть ряд горизонтов погребенных почв, образующих наклонные вдоль склона прослои более темного цвета (перевал у горы Бешихтау близ Бахчисарая, перевал Синор, карьер кирпичного завода у Керчи и др.).

На горных склонах, прилегающих к описанным делювиальным накоплениям, развит более тонкий покров делювия, одновозрастного с мощными накоплениями, образующими склоновые формы.

Совершенно другой тип отложений, имеющих тот же возраст, развит у подножия

многих горных массивов, сложенных верхнеюрскими известняками. Здесь в низовьях глубоких промоин, при выходе их из горного массива к подножию, в ложбинах стока накопились своеобразные конусы выноса, состоящие из мелкой известняковой щебенки, слабо или совершенно не окатанной, но несколько сортированной по размеру. Из-за этой сортировки конусы обладают элементами слоистости. Кроме щебенки, в них встречаются отдельные крупные глыбы известняков, указывающие, что в переносе материала участвовали мощные потоки, может быть, типа селей. Конусы такого рода состоят из ряда уступов и плоских участков. В низовьях долин они обычно достигают в длину 3–4 км (рис. 33). Подобные конусы широко развиты у подножия Главной гряды в районе Симеиза, Кореиза, близ Ялты, Запрудного и во многих других местах. Небольшие конусы такого же рода есть и под более мелкими известняковыми массивами, например под горой Сокол у Судака, а также иногда под обрывами Предгорной гряды, сложенной меловыми и эоценовыми известняками, в районе Бахчисарая, Скалистого, Инкермана и в других местах.

В равнинной части Крыма судакские суглинки слагают поверхности террас по речным долинам, прорезающим предгорные гряды. Ниже по течению, после погружения более высоких наклонных террас, описываемые суглинки выходят на предгорную равнину, одевая ее сплошным чехлом и слагая обширные невысокие плоские водораздельные плато между долинами равнинных рек. Поверхность их поднята над дном долин на 10–12 м. Плато, одетые судакскими лёссовидными суглинками, заканчиваются крутым уступом, который совпадает с берегом Сиваша или несколько отступает от него. В обнажениях на обрывах или в искусственных траншеях в суглинках хорошо видны горизонты погребенных почв.

В районе Нового Света на берегу моря суглинки судакского уровня непосредственно перекрывают морские карангатские отложения. Этот факт, описанный еще Н.И. Андрусовым [1912], указывает на близость времени их формирования и очень важен для установления стратиграфии четвертичных отложений Крыма. Здесь на цоколе из келловейских аргиллитов на высоте 4–6 м над уровнем моря (рис. 34) находится основание карангатских морских отложений. Последние представлены слоистыми песками, песками с битой ракушей и галькой, а также гравийными конгломератами, включающими крупные окатанные валуны и гальки. Эти слои прослеживаются примерно на 200 м вдоль берега, под горой Сокол, и представляют один из наиболее известных на Черноморском побережье разрезов карангатских отложений, неоднократно описанных в литературе [Андрусов, 1912; Муратов, 1951а; Гвоздовер, Невесский, 1961; Федоров, 1963].

Мощность песков и песчаников карангата достигает здесь 8–10 м, кровля их располагается на 12–14 м над морем. В сторону берега эти слои круто прислонены к абразионной поверхности, вымытой в юрских породах, как показано на рис. 35. Следует, правда, заметить, что непосредственно к этой поверхности прилегают не морские пески, а склоновые накопления, представленные щебнем и угловатыми глыбами юрских пород, заключенными в суглинистой массе. Переход от морских слоев в щебни происходит довольно резко, а толщина слоя этих береговых накоплений невелика – 1–2 м. Таким образом, карангатские морские отложения вместе с одновозрастными с ними прибрежными навалами прослеживаются в глубь склона всего на 20–25 м.

Близ края полосы их распространения, недалеко от Нового Света, находится скала юрского известняка, на поверхности которой сохранились отлично выраженные волноприбойные желоба – след прибоя карангатского моря. Нижний из них, описанный Н.И. Андрусовым [1912], изображен (см. рис. 34) на скале, спроектированной рядом с разрезом морских отложений. Этот желоб расположен на уровне самых нижних слоев карангата, свидетельствуя о том, что уровень карангатского моря долгое время находился без изменений на высоте этого желоба и только после этого повысился и затем достиг своего максимума, соответствующего наибольшей высоте морских отложений карангата, которые мы нашли также в районе Нового Света, на скале Хоба-Кая, на высоте 18 м над уровнем моря[1]. Однако других столь же отчетливо выраженных жело-

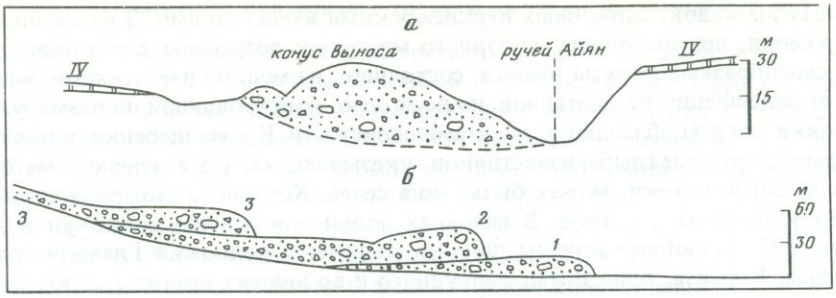


Рис. 33. Схема строения щебнистого конуса выноса в долине у с. Запрудного (между Гурзуфом и Алуштой)

а – в поперечном разрезе: *IV* – поверхность, покрытая делювием, соответствующая четвертой террасе; *б* – в продольном разрезе: *1–3* – стадии накопления конуса

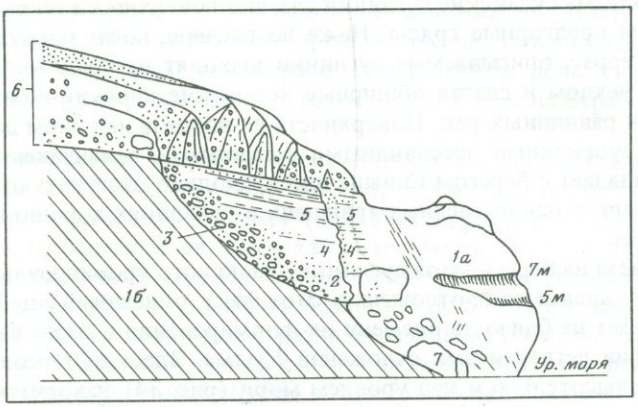


Рис. 34. Строение карангатских отложений у Нового Света

1а – выступающая скала известняка с волноприбойными желобами карангатского моря на высоте 5,5 и 7 м; *1б* – коренной цоколь – верхнеюрские аргиллиты с прослоями известняков; *2* – карангатские отложения – конгломераты с крупной галькой и песчаники (мощность 1–1,5 м); *3* – известняковые неокатанные глыбы и щебень в суглинистом материале; *4* – пески с битыми раковинами, рыхлые песчаники и ракушечники (4,5–6 м); *5* – слоистые пески, переслаивающиеся с мелкими галечниками и гравием (2–3 м); *6* – судакские светлые суглинки, в нижней части переполненные известняковым щебнем, и с отдельными глыбами известняка (6–8 м); *7* – осыпь

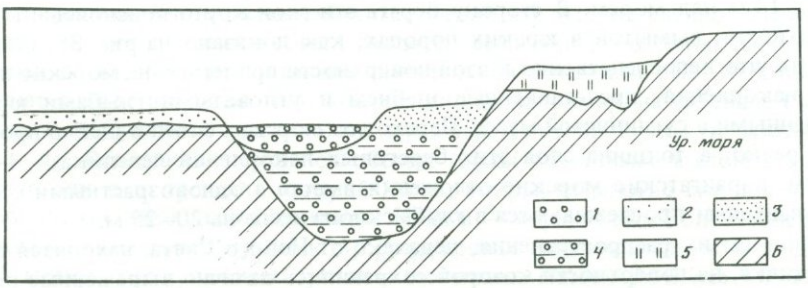


Рис. 35. Схема соотношения речных и морских отложений низких террасовых уровней на Южном берегу Крыма

1 – отложения современной поймы; *2* – морские отложения древнечерноморской террасы; *3* – отложения садовой террасы; *4* – аллювиальные отложения, заполняющие переуглубленную часть долины (вюрм); *5* – судакские суглинки; *6* – коренные породы

бов на скале нет, и, следовательно, колебание уровня моря происходило без существенных задержек.

Судакские суглинки, которые лежат на поверхности карангатских отложений, содержат значительную примесь щебенки известняков и отдельные глыбы верхнеюрских известняков. Мощность их достигает 8–10 м, и они образуют над карангатскими отложениями вертикальный обрыв, свидетельствующий о том, что, налегая на морские слои, раньше они продолжались в сторону моря на значительное расстояние. Картина залегания этих суглинков в районе Нового Света очень типична и вполне сходна с таковой в других районах Горного Крыма.

Описанный разрез расположен на краю обширной котловины, в середине которой находится Новый Свет. Судакские суглинки одевают толстым чехлом пологие поверхности плоских, спускающихся от подножия гор к морю местных водоразделов, расчлененных сетью неглубоких овражков. Последние прорезают суглинки, имеющие мощность 4–8 м, и врезаются ниже, в коренные породы юры.

В более крупном овраге, спускающемся с гор к морю в восточной части котловины, суглинки сохранились в виде останца, прислоненного к склону, причем, несмотря на более высокое положение этого останца в рельефе, мощность суглинков в нем значительно больше и достигает 10–15 м. Очевидно, суглинки целиком заполняли ранее этот овраг, затем были вымыты из него и только на небольшом участке сохранились. Нет сомнений, что поверхности суглинков, заполняющих большой овраг, и суглинков, покрывающих местные водоразделы в котловине (где они залегают на карангатских слоях), представляют части некогда единой наклонной поверхности, расчлененной затем молодой эрозией.

Судакские суглинки ложатся на неровную поверхность, сформированную более древней эрозией, покрывают ее, сглаживают и имеют из-за этого крайне неодинаковую мощность. Аналогичные суглинки, залегающие поверх карангатских слоев, известны в Копсельской бухте, на мысе Карангат и в других местах. Имея сходные условия залегания при близком составе, они отличаются от суглинков у подножия горы Сокол только меньшим содержанием щебня. Их стратиграфическое положение и возраст (непосредственно моложе карангата) не вызывают сомнений.

Поскольку в обнажениях хорошо видно, что судакские суглинки лежат прямо на морских песках карангатской террасы (Копсель, Новый Свет) и притом те и другие обрезаны береговым обрывом, можно сделать заключение, что до размыва они покрывали карангатские отложения и далее к югу, где сейчас простирается море. Следовательно, они отложились на поверхности дна вслед за отступанием карангатского моря, когда уровень последнего упал и бассейн сократил свои размеры.

Таким образом, карангатские слои и судакские суглинки образуют два последовательных горизонта, очень близких по времени образования.

Следует еще отметить важный для оценки их возраста факт. В суглинках и одновозрастных с ними образованиях во многих местах Крыма найдены остатки орудий древнего человека – культуры среднего и позднего мустье. Так, в отложениях оврага Канлы близ Бахчисарая, соответствующих судакским суглинкам, найдена стоянка древнего человека, относящаяся к культуре позднего мустье. В судакских суглинках р. Альмы А.А. Формозов обнаружил мустьерские орудия стоянки Кабази. К этим же отложениям приурочены мустьерские орудия в Холодной балке [Формозов, 1958]. Вместе с тем из верхней части карангатских морских песков близ Нового Света М.Д. Гвоздовер и Е.Н. Невесским [1961] описан мустьерский остроконечник. Его особенности позволяют указанным авторам относить его к раннему палеолиту (концу ашеля–началу мустье). Эта единственная находка палеолитического орудия на Южном берегу Крыма связана, таким образом, с культурой несколько более древней, чем распространенные в предгорьях остатки среднего и позднего мустье.

---

* Здесь нет нижних горизонтов карангата, и останец верхних карангатских отложений (известковистых песков) трансгрессивно залегает прямо на юрском известняке.

Особенности условий залегания, строения и состава судакских отложений позволяют прийти к выводу, что они образовались в результате сноса материала и его накопления дождевыми водами. По-видимому, время их отложения соответствует времени выпадения сильных дождей и обильного накопления снегов на поверхности Крымских гор, которые давали в изобилии талые воды. Только влажным плювиальным климатом можно объяснить такое обилие суглинков, сносимых по всем горным склонам и накапливавшихся в любых относительных понижениях, даже на седловинах. Эти условия могут объяснить и одновременное формирование у подножия известняковых массивов конусов выноса из известняковой щебенки, в образовании которых участвовали ливневые потоки. Несомненно, и на предгорную равнину материал выносился в виде "глинистой грязи" водными потоками, постепенно формируя толщу лёссовидных суглинков. При периодическом подсыхании их поверхности, вероятно, какую-то роль играли и процессы эолового переноса материала. С более сухими периодами, когда происходил более ограниченный вынос делювия и пролювия, связано формирование почвенных горизонтов, образовавшихся в пределах Равнинного и Горного Крыма. Ярко выраженные следы предкарангатского размыва свидетельствуют о том, что во время, предшествовавшее карангатской морской трансгресии, происходили интенсивные процессы размыва и формирования речной сети. По-видимому, во время карангатской трансгрессии шли процессы глубокого выветривания горных склонов. Они подготовили материал для последующего размыва и сноса его водными потоками в судакское время с образованием столь больших масс делювиальных накоплений и конусов выноса.

Отложения, связанные со вторым и первым ("садовым") уровнями террас

После эпохи формирования судакских отложений на территории Крыма начался интенсивный врез речной сети. Он был связан с резким падением уровня Черного моря в новоэвксинскую эпоху, вызвавшим понижение базиса эрозии.

На начальном этапе развития этого процесса была, видимо, значительная остановка, которая привела к образованию второй надпойменной террасы речных долин. Эта терраса плохо выражена и обычно образует небольшие останцы высотой 5–7 м, покрытые серыми и бурыми аллювиальными суглинками и галечниками, с цоколем из коренных пород. Иногда цоколем их являются судакские суглинки, подвергшиеся размыву перед ее формированием. Терраса не играет существенной роли в строении речных долин, хотя отдельные останцы ее, указанные В.И. Бабаком по многим долинам, иногда образуют довольно большие площади. Соответствующие ей делювиальные и пролювиальные накопления не выявлены.

Значительно лучше распространена присутствующая во всех речных долинах и их крупных притоках первая ("садовая") терраса, приподнятая на высоту 2–4 м над поймой. Поверхность этой террасы, особенно в больших долинах, широкая, плоская и сложена темно-серыми гумусированными суглинками.

Бурение в низовьях речных долин показывает, что коренное ложе долин Крыма у впадения их в море сильно переуглублено (на 20–30 м ниже уровня моря). Переуглубления заполнены аллювиальными отложениями – галечниками, песками, суглинками. Переуглубление долин обусловлено понижением уровня моря в первой половине новоэвксинского времени. Во вторую половину этого времени уровень моря стал подниматься и достиг максимальной высоты в древнечерноморское время.

Речные отложения в переуглубленных ложах долин накапливались постепенно, заполняя их при повышении уровня моря в конце новоэвксинского и в течение древнечерноморского времени. Уровень древнечерноморского бассейна превышал в эпоху максимума его трансгрессии на 2–3 м современный уровень Черного моря. С этим наиболее высоким уровнем и связано образование поверхности садовой террасы.

В тех долинах Крыма, в которых переуглубленное ложе не успело заполниться аллювиальными осадками, повышение уровня моря во время древнечерноморской транс-

грессии привело к образованию заливов или лиманов. Многие из них были затем отделены от моря пересыпями и превратились в соляные озера. Дно их заполнено лиманными и озерными осадками, соответствующими по времени образования аллювию садовых террас и современным речным отложениям. Другие, как, например, долина устья р. Черной и ряд впадающих в нее балок, образующих Севастопольскую и ряд соседних с ней бухт, сохранили черты морских заливов и заполняются осадками лиманного типа.

СОПОСТАВЛЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА С МОРСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Приведенные выше данные по стратиграфии континентальных отложений Крыма позволяют взять их за основу для сопоставления с морскими террасами и построения общей схемы расчленения четвертичных отложений Крыма.

Наиболее четко установлена связь древнечерноморской террасы с садовой террасой. В устьях многих рек они сливаются и представляют, несомненно, одновозрастные образования.

Верхние горизонты древнечерноморских отложений по берегам Черного моря образуют хорошо выраженную террасу высотой 2–3 м над морем (рис. 36), известную во многих местах Крыма и даже на Азовском побережье, на Арабатской Стрелке. Эта терраса сложена рыхлыми песками и ракушечниками. Абразионный уступ, соответствующий ей по высоте, широко распространен по берегам Крыма и имеет вид ступени высотой 1,5–2 м на многих скалистых берегах и мысах.

Терраса соответствует наивысшему уровню древнечерноморского бассейна и, согласно археологическим данным, образовалась 3000 лет назад (4000 лет, по П.В. Федорову [1963]). После этой трансгрессии, как было установлено, имела место регрессия с падением уровня моря до отметки –2 м, которая названа П.В. Федоровым [1963] фанагорийской. П.В. Федоров установил ее существование на таманском берегу, а М. Бляху [Bleahu, 1962] – на румынском побережье Черного моря при исследовании развалин г. Истрии. Согласно М. Бляху, фанагорийская регрессия закончилась между VI и IV в. до н.э., так как позднее могильники близ Истрии были перекрыты морем. После этого до I в. до н.э. произошла последняя истрийская трансгрессия, во время которой уровень Черного моря достиг современного положения.

Как сказано выше, отчетливо устанавливается и соотношение карангатских морских отложений с судакскими суглинками. В карангатском горизонте Л.А. Невесская [1963, 1965] выделила три различающиеся по фауне пачки слоев, которые отвечают определенным стадиям развития карангатского бассейна.

Нижние, тобечикские слои, выделенные на берегу Тобечикского озера, содержат обедненную морскую фауну, включающую Cardium edule и другие эвригалинные формы. В них еще нет средиземноморских элементов. Г.И. Горецкий [1955] выделял их ранее как лиманно-морские отложения древнего Тобечикского лимана.

Среднекарангатские отложения содержат наиболее типичный для карангата комплекс богатой фауны, в которой наряду с формами, ныне живущими в Черном море, встречаются средиземноморские виды, теперь здесь отсутствующие. К их числу относятся Cardium tuberculatum, Paphia senesceus, Ensis ensis, а также Echinocyamus pusillus.

Сравнивая по составу карангатскую фауну и фауну современных средиземноморских лиманов, Л.А. Невесская [1963] пришла к выводу, что соленость среднекарангатского бассейна была не ниже $30^0/_{00}$.

Верхние слои карангатских отложений, хорошо выраженные на известном Эльтигенском обрыве на берегу Керченского пролива [Горецкий, 1955; Невесская, 1963], снова содержат обедненную фауну. Из средиземноморских видов в них остается Paphia senesceus и преобладают обычные для современного Черного моря Ostrea, Mytilus, Cardium edule и др. Соленость бассейна в эпоху их отложений была, несомненно, близка к типичной для нынешнего Черного моря – $18^0/_{00}$. Эти слои в Крыму повсюду являются самыми верхними и перекрыты только судакскими суглинками.

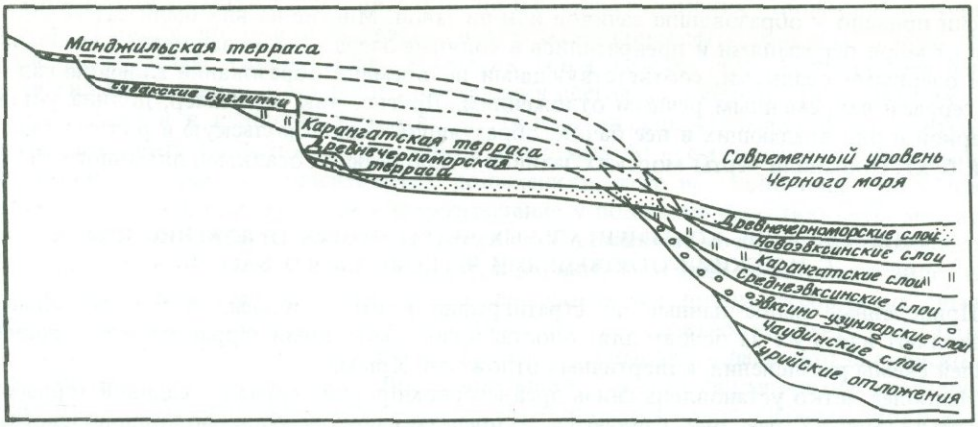


Рис. 36. Схема предполагаемых соотношений морских четвертичных отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма

Однако в Каркинитском заливе донной колонкой были вскрыты отложения, залегающие на 35 м ниже современного уровня моря. Они описаны Л.А. Невесской и Е.Н. Невесским [1961] и названы ими тарханкутскими слоями. Отложения содержат многочисленные Cardium edule, Abra ovata, а также Dreissena polymorpha, реже встречаются Mytilaster lineatus и гастроподы. Эти слои, отложенные до новоэвксинских (подстилают их), соответствуют, по-видимому, регрессивной стадии карангатского бассейна и могут быть сопоставлены по времени образования по крайней мере с нижней частью судакских суглинков. Соленость бассейна во время их отложения была в пределах 3–5, но не более $8^0/_{00}$ [Невесская, 1963]. Слои соответствуют самому концу времени существования карангатского морского бассейна.

На дне Каркинитского залива описанные слои перекрыты каркинитскими слоями [Невесская, Невесский, 1961], в которых господствует Dreissena polymorpha и изредка встречается Cardium edule. Эти слои относятся уже к основанию следующего новоэвксинского горизонта. Возможно, что верхние горизонты судакских суглинков могут соответствовать по возрасту и каркинитским слоям

Соотношения более древних отложений, чем карангатские, с морскими террасами установить гораздо труднее, и они имеют более предположительный характер.

Поверхности более высоких террасовых уровней, чем карангатская терраса, покрыты отложениями, получившими название эвксино-узунларского горизонта [Невесская, 1963; Федоров, 1963], который включает древнеэвксинские и узунларские слои.

Смена озерных древнеэвксинских отложений морскими узунларскими свидетельствует о постепенном изменении режима Черноморского бассейна и его соединения со Средиземным морем. Отложения эвксино-узунларского горизонта по происхождению связаны с единой длительной эпохой, в течение которой уровень Черноморского бассейна сначала сильно понизился, а затем поднялся на значительную высоту, о которой свидетельствует трансгрессивный характер залегания эвксино-узунларского горизонта на высоте до 40–60 м над уровнем моря по берегам Кавказа[1] [Федоров, 1963]. Эвксино-узунларскому горизонту побережья Тобечикского озера и берега Азовского моря соответствуют элементы рельефа, прикрытые делювием, соответствующим четвертому (манджильскому) уровню. Это дает возможность считать их одновозрастными. Наконец, чаудинским морским отложениям, по данным М.В. Муратова и Н.И. Николаева

[1] Эта высота, конечно, не является точным отражением уровня эвксино-узунларского бассейна, а связана частично с новейшими поднятиями берегов Кавказа. Истинная наибольшая высота уровня эвксино-узунларского бассейна относительно современного уровня моря была, по-видимому, порядка 20–25 м.

[1939], Г.И. Попова [1959], В.И. Бабака [1960] и др., соответствуют на Керченском полуострове формы рельефа, отвечающие пятому (булганакскому) террасовому уровню.

Как видно, отложения речных террасовых уровней соответствуют или близки по времени образования к соответствующим периодам формирования морских террас (см. табл. 3).

Таким же образом могут быть увязаны и эпохи размыва, разделяющие время накопления отложений на поверхности террасовых уровней, с эпохами падения уровня моря. Эпохе размыва, который происходил между накоплением отложений пятого и четвертого уровней, соответствует регрессия моря между чаудинской и эвксино-узунларской трансгрессиями. Эпохе размыва между накоплением отложений четвертого (манджильского) и третьего (судакского) уровней соответствует регрессия между эвксино-узунларской и карангатской трансгрессиями. Во время этого перерыва уровень моря сильно падал, и соответствующие ему отложения пока по берегам точно не установлены. Гипотетические среднеэвксинские отложения могут быть обнаружены только на дне Черного моря.

Эпохе размыва, которая была между накоплением судакских отложений и отложений второй террасы и формированием аллювия первой (садовой) террасы, соответствует новоэвксинская регрессия Черного моря.

Отложения новоэвксинского горизонта описаны по данным колонок со дна Черного моря А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [1938]. Однако последовательная смена карангатского горизонта новоэвксинскими слоями впервые была прослежена на дне Каркинитского залива. Для новоэвксинского горизонта характерна бедная фауна, состоящая из солоноватоводных видов Dreissena polymorpha, D. rostriformis, Monodacna caspia, Adacna vitrea, Hypanis plicatus и гастропод.

Новоэвксинские отложения повсюду залегают ниже уровня современного моря и террасовых накоплений по берегам не образуют. Уровень этого бассейна был на 30–50 м ниже современного. Этому понижению уровня соответствует тот глубокий размыв речных долин Крыма, когда образовались переуглубленные части долин, лиманов и озер, а также речная сеть, врезанная в судакские суглинки.

Таблица 3. Схема соотношений морских и континентальных отложений

Морские отложения дна Черного моря	Континентальные отложения Крыма и разделяющие их перерывы
Современные осадки дна и побережий (пляжи)	Отложения современного аллювия пойм
Древнечерноморские	Отложения садовой террасы
	Отложения, заполняющие переуглубленные долины
Новоэвксинский горизонт	Размыв
	Отложения второй террасы
	Размыв
Тарханкутские слои	Суглинки судакской террасы
Карангатский горизонт	Аллювий судакской террасы
Предкарангатские (среднеэвксинские) отложения	Глубокий размыв
Узунларские слои	Суглинки манджильской террасы
Древнеэвксинские слои	Аллювий манджильской террасы
Переходные слои между чаудинским и древнеэвксинским горизонтами	Размыв
Чаудинский горизонт	Отложения булганакской террасы

Таким образом, стратиграфические соотношения морских и континентальных отложений позволяют дать схему их сопоставлений (см. рис. 36). Соотношения морских четвертичных отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма иллюстрируются также табл. 3.

Чередование эпох накопления морских и континентальных осадков в речных долинах по берегам Крыма за четвертичный период и эпох размыва и врезания речной сети объясняется, очевидно, резкими колебаниями уровня Черноморского бассейна.

Тектоническое поднятие Горного Крыма играло при этом сравнительно небольшую роль и сказалось в основном на строении более древних террасовых уровней. Поднятие обусловило пологий наклон террасовых уровней к морю на северном склоне Крымских гор, которые хорошо выражены для шестой, пятой – булганакской и четвертой – манджильской террас. Для более молодых – судакской и садовой террас наклон, за исключением естественного (вверх по долинам), практически отсутствует.

На южном берегу, как это видно в долинах у Алушты и близ Ялты, молодые террасы имеют некоторый наклон в направлении к морю со снижением террасовых уровней. Это связано, очевидно, с процессами опускания побережья в прилегающей части дна Черного моря, которые проявляются до настоящего времени.

ВОЗРАСТ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА И ЧЕРНОГО МОРЯ В СВЕТЕ ДАННЫХ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Схема сопоставления отложений позволяет перейти к оценке возраста отдельных горизонтов, при которой можно использовать данные абсолютной геохронологии, имеющиеся для отдельных горизонтов и слоев в областях, подвергшихся оледенению, в частности для предгорий Альп [Иванова, 1965а; Woldstedt, 1962; Fink, 1962]. Сравнивая их возраст, можно наметить длительность отдельных этапов развития Черноморского бассейна и Крыма.

Относительно надежными для установления возраста следует считать данные, касающиеся верхних горизонтов четвертичных отложений, начиная с карангатских. Абсолютный возраст более древних слоев оценивается приблизительно и отчасти гипотетично.

По всем имеющимся данным, древнечерноморские отложения должны быть отнесены к голоцену, и, следовательно, садовая терраса является также голоценовой. Возраст голоцена оценивается сейчас в 10 тыс. лет; это то время, за которое Черноморский бассейн приобрел свойственную ему соленость и был заселен современной фауной. За это же время, согласно данным А.П. Виноградова, В.А. Гриненко, В.П. Устинова [1962], судя по изотопному составу серы, в глубоких частях бассейна произошло сероводородное заражение, возраст которого оценивается в 7–8 тыс. лет. До этого Черноморский бассейн представлял собой опресненный водоем, в котором отлагались осадки новоэвксинского горизонта. По возрасту они должны быть отнесены к большей верхней и средней частям вюрма. Следовательно, соответствующие новоэвксинскому горизонту процессы размыва в речных долинах, процессы образования второго террасового уровня и покрывающих его суглинков, процессы последующего глубокого размыва и переуглубления устьевой части долины также должны быть отнесены преимущественно к вюрму. Его концу соответствует начало заполнения переуглубленных долин аллювием. К началу вюрма, по-видимому, относится формирование судакских суглинков. Время их образования определяется прежде всего возрастом связанных с ними культур среднего и позднего мустье, которые многие исследователи относят сейчас к раннему вюрму [Иванова, 1965б]. Кроме того, судакские суглинки непосредственно покрывают карангатские отложения. Их и соответствующую им морскую трансгрессию относят к рисс-вюрмскому межледниковью. Эта оценка возраста подтверждается сопоставлением карангатских отложений с тирренскими отложениями Средиземноморья.

Граница рисс-вюрма и вюрма оценивается по данным радиоуглеродного метода в 70–75 тыс. лет, а нижняя граница рисс-вюрма и рисса приблизительно оценивается в 100 тыс. лет. Таким образом, карангат занимает интервал в 70–100 тыс. лет.

Таблица 4. Геохронологическая таблица сопоставления истории формирования морских отложений Черного моря и континентальных отложений Крыма

Геохронология, тыс. лет	Эпоха	Ледниковые подразделения	Черное море	Крым	Естественные этапы
0	Голоцен		Древнечерноморские слои	Садовые террасы	IV
10	Позднечетвертичная	Вюрм	Новоэвксинский горизонт	Заполнение ложбин Размыв Отложения второй террасы Размыв	
23					
47					
70			Тарханкутские слои	Судакские суглинки	
100		Рисс–вюрм	Карангатский горизонт	Аллювий третьей террассы	
	Среднечетвертичная	Рисс	Предкарангатские, или среднеэвксинские, слои	Глубокий размыв	III
200				Манджильские суглинки	
300		Миндель–рисс	Узунларские слои Древнеэвксинские слои	Аллювий четвертой террасы	
350			Эвксино-узунларский горизонт		
400	Раннечетвертичная	Миндель	Древнеэвксинские слои	Глубокий размыв	II
500			Переходные слои между эвксино-узунларским и чаудинским горизонтами		
600		Гюнц–миндель	Чаудинский горизонт	Делювий "больших столов" Аллювий пятой – булганакской террасы	I

Стратиграфическое положение судакских суглинков, следовательно, подтверждает отнесение их к раннему вюрму.

В Крыму карангатскому горизонту соответствуют нижние слои аллювия третьих речных террас, которые, вероятно, несколько древнее судакских суглинков.

Предшествовавший карангату глубокий размыв речных долин по времени совпадает,

очевидно, с регрессией Черного моря и его среднеэвксинской стадией существования, которая в то же время отвечает эпохе максимального рисского и днепровского оледенений на севере Европы.

Эвксино-узунларский горизонт и соответствующие ему по возрасту аллювиальные отложения четвертой речной террасы должны быть сопоставлены по возрасту с большой среднечетвертичной межледниковой эпохой (миндель-рисской, по альпийской терминологии). Подобно тому как судакские суглинки связаны по времени формирования с регрессивной фазой карангатского бассейна, манджильские суглинки, покрывающие обширные поверхности четвертого уровня, надо считать связанными с регрессивной фазой эвксино-узунларского бассейна. Таким образом, возможно, что их надо отнести к началу рисса.

Перед трансгрессивной фазой эвксино-узунларского бассейна, проявившейся в миндель-рисское время, была фаза его весьма сокращенного существования – регрессивная. Вряд ли можно предполагать в Черноморском бассейне в это время перерыв в отложении осадков. Регрессивная фаза по времени проявления соответствует процессам размыва и формирования эрозионного рельефа перед образованием отложений четвертой (манджильской) террасы. Эти процессы размыва и регрессивная фаза эвксино-узунларского бассейна соответствуют раннечетвертичному оледенению – минделю. Надо полагать, что эвксино-узунларский бассейн и соответствующие ему отложения формировались значительно дольше, чем карангатские, даже если последние взять с предкарангатскими отложениями.

Если правильны имеющиеся оценки геохронологии четвертичного периода, эвксино-узунларским слоям отвечает интервал времени от 200 до 500 тыс. лет, т.е. 300 тыс. лет. В то же время карангатскому горизонту (вместе с предкарангатским) отвечает промежуток от 200 до 70 тыс. лет, т.е. 130 тыс. лет. При этом надо иметь в виду, что нам знакомы отложения только части этих промежутков времени. Это особенно касается эвксино-узунларского горизонта, слои которого, сохранившиеся на морских террасах по берегам Черного моря, составляют, очевидно, лишь небольшую верхнюю трансгрессивную часть колонки этих отложений, погребенных на дне моря.

Для оценки возраста чаудинского горизонта данных еще очень мало. Скорее всего, ему отвечает интервал 500–600 тыс. лет, и этот горизонт лежит в основании четвертичной системы в старых ее границах. В новых же границах к четвертичному периоду должен быть отнесен весь гурийский ярус – аналог апшеронского и акчагыльского ярусов Каспийского бассейна.

Приведенные сопоставления и возрастные оценки отдельных горизонтов и слоев сведены в табл. 4.

Как видно из разбора стратиграфии морских отложений Черного моря, которая является основой для построения стратиграфии континентальных отложений его берегов, в течение всего четвертичного периода в море происходило непрерывное накопление осадков. В колонке этих осадков можно, вероятно, установить четыре комплекса, соответствующие четырем этапам существования Черноморского бассейна. В трех из этих комплексов выделяются по две фазы: 1) нижняя, регрессивная и 2) верхняя, морская, трансгрессивная. Только в самом древнем комплексе – чаудинском – эти фазы не выявляются.

Каждый из комплексов соответствует естественному этапу развития бассейна с характерными для трех из них двумя фазами развития.

Если первым этапом считать чаудинский, то вторым будет эвксино-узунларский с эвксинской и морской (узунларской) фазами; третьим – среднеэвксино-карангатский, который можно назвать эвксино-карангатским, и четвертым, последним – новоэвксино-древнечерноморский, или эвксино-черноморский.

Как видно из таблицы, длительность этих этапов была различной.

УДК 55+551.24 (234.9)

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КАВКАЗА (В РАЙОНЕ К ЮГУ ОТ КАВКАЗСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД)[1]

В 1939–1941 гг. кафедрой общей геологии Московского геологоразведочного института им. Серго Орджоникидзе под руководством проф. Е.В. Милановского проводились работы по геологическому изучению района Кавказских Минеральных Вод. Они велись с целью дать геологическую основу для гидрогеологических работ, производившихся одновременно. Последние, в свою очередь, ставили своей задачей выяснение генезиса и определение ресурсов минеральных вод для дальнейшей рациональной их эксплуатации.

Работы по геологическому изучению района Кавказских Минеральных Вод охватывали довольно обширную территорию, включая и возможную область их питания. Северную часть этой территории – окрестности минеральных источников (область развития третичных и верхнемеловых отложений) – изучали Г.П. Леонов и М.М. Москвин; структурное изучение лакколитов Пятигорья проводилось В.Н. Павлиновым; автор с группой товарищей исследовал южную часть района, где развиты нижнемеловые и юрские отложения, вплоть до подножия Эльбруса. Наконец, Н.И. Николаев изучал четвертичные образования и геоморфологию всей территории.

Помощниками автора по изучению южного района являлись в разное время следующие геологи, в большинстве своем бывшие тогда студентами МГРИ: И.И. Берсенев, В.В. Бронгулеев, О.Ф. Греков, В.А. Гребенников, М.В. Гзовский, Д.С. Кизевальтер, В.И. Кнауф, Г.И. Раскатов, Л.А. Савельев, Б.М. Соколов, Н.А. Успенская, В.В. Эз.

В результате нами была составлена геологическая карта южной части района Кавказских Минеральных вод. На основе большого и интересного материала по геологии района, который удалось собрать, в настоящей статье приведены некоторые основные выводы по стратиграфии, тектонике и истории его развития.

Географически район расположен между Кисловодском и подножием Эльбруса. Он находится в бассейнах верховьев рек Малки (приток Терека), Тызыла (приток Баксана) и правых притоков Подкумка. К югу от района протягивается цепь вершин осевой части Главного Кавказского хребта, а к северу от них выступает высокий снежный конус Эльбруса. Несколько впереди него проходит с востока на запад остроконечная голая каменистая гряда Ташлы-Сырт, сложенная породами карбона. От ее подножия далеко на север протягивается обширное плато Бичесын, имеющее ширину до 30 км. Оно расчленено глубокими ущельями и балками на ряд узких водоразделов. Особенно глубоки и обрывисты ущелья прорезающих его рек – Малки, Хасаута и Мушты. К северу-востоку от плато, обрываясь крутыми уступами к югу, располагаются вершины Скалистого хребта, сложенного верхнеюрскими известняками. Хребет тянется почти вдоль всего северного склона Кавказа. В описываемом районе находятся массивы гор Гуд и Бермамыт, разделенные р. Эшкакон, гора Манглай у впадения Хасаута в Малку и обширное плато горы Канджал на правобережье Малки. Все эти вершины образуют плато, расчлененное ущельями, полого спускающееся к северу и круто обрывающееся к югу. Постепенно снижаясь, плато становится холмистым и расчлененным на ряд мелких гряд и цепей холмов, доходя на север до долины р. Подкумок и окраин г. Кисловодска. Общая ширина его 20–25 км.

Третьей крупной грядой в районе является цепь возвышенностей, тянущаяся вдоль рек Подкумок на западе (Дарьинский хребет) и Кич-Малка на востоке (хребет Джинал). Эти хребты, сложенные нижним и верхним мелом, тоже имеют асимметричный профиль

[1] См: Тр. МГРИ. 1948. Т. 23. С. 12–56.

– крутой южный и пологий северный склоны – и разделены ущельем долины Подкумка. У подножия их располагается Кисловодск с его знаменитым нарзаном.

Первые шаги геологического изучения района относятся к 30-м годам прошлого века, когда он был посещен знаменитым Дюбуа де Монпере во время его путешествия по Кавказу и Крыму. Основы стратиграфии района были заложены несколько позже (1853 г.) Г. Абихом, описавшим разрез от Эльбруса до Бештау. Интересно, что стратиграфия была им разработана во многом более правильно, чем его последователями, особенно сильно запутавшими вопрос о возрасте отдельных горизонтов нижнего мела. Во второй половине XIX в. целый ряд русских (С.Е. Симонович, Л.Ф. Бацевич, А.И. Сорокин, Н.И. Каракаш, А.А. Стоянов и др.) и иностранных (Е. Фавр, Л. Дрю) геологов занимались изучением отдельных вопросов, связанных с геологией района Кавказских Минеральных вод. Но систематические исследования района начались с 1907 г., когда Геологический комитет приступил к его детальным съемкам. При этом изучались главным образом курорты и их минеральные воды, в частности кисловодский нарзан.

В пределы исследованного района отдельные маршруты совершил А.П. Герасимов, установивший ряд фактов первостепенной важности для понимания его геологии.

С наибольшей широтой геологические исследования района развернулись примерно с 1925 г. А.П. Герасимов продолжил начатые исследования, причем они приобрели характер площадных съемок отдельных районов в бассейне среднего и верхнего течения р. Малки. Одновременно К.Н. Паффенгольцем [1924] был исследован Малкинско-Муштинский гранитный массив. А.М. Овчинников проводил региональную гидрогеологическую съемку.

С 1930 г. С.П. Соловьевым [1932, 1933, 1936] были начаты исследования юго-восточнее нашего района, дающие, однако, очень много для познания его геологии.

В 1931 г. Т.А.Мордвилко разработала чрезвычайно детальную стратиграфию нижнего мела окрестностей Кисловодска, базируясь на богатых сборах фауны [Мордвилко, 1939]. В то же время детальные исследования в районе Малкинского гранитного массива проводил Г.А.Ламбрианов, а тщательное изучение метаморфических сланцев древнего палеозоя в долинах Малки и Хасаута – Л.И.Пазюк [1937]. Кроме того, ряд исследователей изучали Малкинский серпентинитовый массив и малкинские железные руды основания юры. Многие работали в районе в связи с поисками и разведкой различных полезных ископаемых (железных руд, огнеупорных глин, угля, шеелита и др.).

Особенно большое значение для познания района имеют гидрогеологические исследования, проводившиеся в окрестностях Кисловодска, в частности проходка глубоких буровых скважин.

СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА РАЙОНА

В строении северного склона Кавказа в районе Кавказских Минеральных вод можно видеть черты, типичные для строения платформенных областей: здесь имеются складчатое основание, сложенное сильно метаморфизованными породами, прорванными крупными интрузивными массивами, и залегающий на нем неметаморфизованный и нескладчатый покров, состоящий из сравнительно маломощной серии осадков. Фундамент сложен палеозойскими породами, а покров – нижне-, средне- и верхнеюрскими, нижне- и верхнемеловыми, а севернее описываемого района – также палеогеновыми и неогеновыми породами.

Самой древней толщей, участвующей в строении палеозойского фундамента, является мощная свита кристаллических сланцев, подробно изученная ранее А.П.Герасимовым [1936, 1940], Л.И.Пазюком [1937] и Д.С.Кизевальтером во время наших совместных работ. Эти сланцы вскрыты по долине р. Малки, в ее верховьях, по долине р. Тызыл, в его среднем течении, в верховьях рек Хасаут и Эшкакон и на довольно широкой площади в районе слияния Мушты, Хасаута и Малки. Видимо, эти же сланцы (как показывает микроскопическое изучение образцов из кернов) слагают основание титона севернее, в районе Кисловодска, где они вскрыты рядом скважин.

Согласно описанию Д.С.Кизевальтера, сланцы представляют собой довольно однообразное переслаивание светло-серых, зеленоватых и буро-серых мелкозернистых пород, часто с ярко выраженной сланцеватой текстурой, содержащих пласты черных сланцев и менее рассланцованных темно-серых диабазов, а также небольшие тела интрузивных гипабиссальных пород (диабазов, диабазовых порфиритов, плагиоклазовых порфиритов, плагиоклазитов). Среди сланцев преобладают хлорит-альбитовые и слюдяно-хлоритовые разности с бластопорфировой структурой. Кроме того, развиты серицитовые, филлитовые, кварц-альбитовые, альбит-биотит-хлоритовые, кварц-мусковитовые, гранат-мусковитовые и инъекционные сланцы, рассланцованные эффузивы типа порфиритов и кварцевых порфиритов и др.

Интересно нахождение пласта лавобрекчий мощностью до 50 м, хорошо сохранивших первоначальный облик. Они состоят из слабо рассланцованной серицитовой массы, включающей крупные глыбы и куски гранофировых плагиоклазитов (до 1 м в поперечнике).

На основе микроскопических и полевых исследований, а также химических анализов Д.С.Кизевальтер пришел к выводу о первоначально вулканическом происхождении этой толщи с преобладанием в качестве исходных пород альбитофиров, кварцевых порфиров и их туфов с отдельными пачками агломератов, туфопесчаников и туфосланцев, а также с многочисленными пластовыми интрузиями плагиоклазита, диабазов и порфиритов, сингенетичных образованию толщи. Общую мощность толщи в разрезе по р. Малке он определяет в 3,5 тыс. м.

Сланцы прорваны крупными телами красных гранитов и гранодиоритов, образующих Малкинско-Муштинский гранитный массив на юге и Эшкаконско-Аликоновский на севере. Контакт гранитов Малкинско-Муштинского массива со сланцами, прекрасно обнаженный в ряде мест, имеет явно пирогенный характер. К северу интрузия утоняется, и глубокие долины рек вскрывают ее сланцевую постель.

Метаморфизующее влияние гранитов на сланцы довольно значительно. Местами, например на левом берегу Малки, граниты, у контакта переходящие в лейкократовую крупнозернистую разность, содержат множество ксенолитов, вытянутых лент и пачек более или менее ассимилированных сланцев. Вместе с тем в приконтактовой полосе шириной до 1 км сланцы сильно изменены, инъецированы полевошпатовыми жилками и местами приобретают облик гнейсов и мигматитов.

А.П.Герасимов относит толщу метаморфических сланцев, основываясь на их большем метаморфизме по сравнению с верхним силуром, к верхнему докембрию. Принимая во внимание то обстоятельство, что степень метаморфизма является весьма ненадежным фактором определения возраста, мы вместе с Д.С.Кизевальтером, следуя за В.Н.Робинсоном, относим толщу сланцев на основе ее сходства с кембро-силурийскими породами верховьев рек Лабы и Белой к древнему палеозою. Согласно сообщению Д.С.Кизевальтера, в бассейнах рек Кефар и Уруп установлено согласное налегание толщи сходных с описанными кристаллических сланцев на известняки с фауной среднего (или верхнего) кембрия. Это делает еще более вероятным древнепалеозойский возраст нашей толщи.

Севернее толщи древнепалеозойских сланцев, непосредственно соприкасаясь с ними, проходит полоса верхнесилурийских пород, существование которой установлено А.П.Герасимовым в 1915 г. Породы эти можно подразделить на две свиты: нижнюю, состоящую из сравнительно слабо метаморфизованных аркозовых слоистых песчаников и кварцитов с прослойками мелкогалечниковых конгломератов, и верхнюю, состоящую из глинистых и серицит-хлоритовых сланцев с прослоями и линзами известняков и мраморов. Мощность первой 1200 м, второй – более 300 м. Свиты связаны постепенным переходом. Возраст верхней свиты точно определяется находками ортоцератитов, трилобитов, брахиопод, кораллов, список которых приводится А.П.Герасимовым [1940]. Ископаемые позволяют отнести толщу к самым верхним горизонтам верхнего силура и даже к горизонтам, переходным к нижнему девону. Возраст нижней свиты определяется условно, по соотношению с верхней, – ее можно отнести к середине или низам верхнего силура.

Истинное соотношение верхнего силура с толщей древнепалеозойских сланцев, к сожалению, нигде не устанавливается. Наблюдаемый контакт между ними имеет тектонический характер и представляет собой надвиг с плоскостью, наклоненной круто к северу, по которому силурийские породы надвинуты на более древние сланцы.

Верхнесилурийские породы прорваны интрузией ультраосновных пород, образующих крупный Малкинский серпентинитовый массив, вытянутый на 12–14 км в широтном направлении.

Серпентиниты возникли вследствие неполной серпентинизации гарцбургитов (или лерцолитов), по Н.К Мхитарову. Возраст этих пород определяется как послесилурийский, причем А.П. Герасимов и большинство других исследователей считают их каледонскими. Н.Е. Ефремов [1938] на основании данных Г.П. Агалина о серпентинитах, прорывающих палеозойские породы в верховьях Кубани, связывает их образование с герцинской эпохой складчатости.

Также неопределенно решается вопрос о возрасте упомянутых выше гранитов. В районе сел. Хасаут нами установлена дайка гранит-порфира (очевидно, апофиза гранитного массива), секущая как древнепалеозойские сланцы, так и кварциты верхнего силура. Следовательно, возраст гранитов тоже послепозднесилурийский, по-видимому, скорее всего, каледонский, но, может быть, и герцинский.

В южной части района выходят породы карбона, слагающие хребет Ташлы-Сырт. Они образуют широтную полосу и на севере соприкасаются с древнепалеозойскими сланцами по надвигу, по которому надвинуты на них с юга на север. Согласно наиболее новым данным М.В. Гзовского [1948], карбон здесь можно подразделить на следующие части: толщу темных кремнистых сланцев мощностью 450 м и толщу туфов, кремнистых сланцев с прослоями конгломератов и двумя покровами порфиритов, заканчивающихся темно-красными граувакками. Эти две толщи развиты на горе Каракая, восточнее описываемого района. Выше идет (уже в нашем районе) толща известняков с прослоями конгломератов и песчаников мощностью до 90 м. Над ней располагается снова толща кремнистых сланцев мощностью около 100 м. Наконец, несогласно на них налегает порфиритовая толща, слагающая вершину горы Сурх. Комплекс этих пород (кроме верхних порфиритов) представляется сходным с нижней метаморфической свитой карбона в бассейнах рек Малой Лабы и Кубани, относимой В.Н. Робинсоном [1932] к нижнему карбону, а также с "тырныаузской" свитой в бассейне р. Баксан, в известняках основания которой С.П. Соловьевым найдена фауна нижнего карбона (или верхнего девона). Каменноугольный возраст этих пород был определен А.В. Хабаковым [1932] по радиоляриям.

Тектоника складчатого фундамента района очень сложна. Отдельные структурные элементы его выступают по крутым склонам глубоких речных долин, в особенности Малки, Мушты и Хасаута. Другие, появляясь на небольших площадках из-под мезозойского покрова, позволяют нам восстановить части или фрагменты структур, которые можно предположительно связывать с точно установленными. Но для значительной части района, прикрытой мезозоем, мы можем только строить более или менее вероятные предположения о строении фундамента, исходя из имеющихся фактов.

Основным структурным элементом, хорошо вскрытым эрозией в палеозойском фундаменте, является крупная антиклиналь, сложенная древнепалеозойскими кристаллическими сланцами и имеющая в общем запад-северо-западное (290–305°) простирание. Она устанавливается отчетливо по углам падения, измеренным по слоистости в сланцах. К северу от почти широтной линии, идущей от горы Кара-Тюбе к западному окончание плато Канджала, падение сланцев направлено на север, к югу от этой линии – на юг. Гранитный массив Малки и Мушты прорывает, таким образом, южное крыло этой антиклинали недалеко от ее сводовой части. На правом склоне долины Малки в сланцах обнаруживается почти восточное направление падения, сменяющееся севернее северо-восточным, а южнее – юго-восточным. Здесь мы имеем некоторый изгиб в простирании северного крыла, возможно отражающий частное погружение этой структуры на восток. Юго-восточнее, в бассейне Тызыла, простирание вновь становится западным,

и к востоку от Канджала хорошо виден антиклинальный перегиб. В северном крыле антиклинали преобладают углы падения около 30°. В сводовой ее части слои залегают почти горизонтально, затем перегибаются к югу и имеют преобладающие наклоны 40–60°. Южное крыло, таким образом, круче северного. В целом складка слегка погружается к юго-востоку, что можно видеть, прослеживая слои у ее шарнира.

Северное крыло антиклинали в низовьях р. Хасаут осложнено мелкими вторичными складками. Ниже устья р. Хасаут в нем наблюдаются редкие флексурообразные изгибы с падением слоев до 80–90°. Красные граниты, прорывающие южное крыло антиклинали, представляют собой частично согласную со сланцами интрузию. В ущельях рек Малки и Мушты видно, как сланцы этого крыла уходят под граниты, контактирующие с ними по довольно пологой поверхности. Южнее же, выше по р. Малке и ее притоку р. Харбаз, видно, как у южного края массива граниты круто погружаются под сланцы.

К северу от охарактеризованной антиклинальной структуры древнепалеозойских сланцев располагается область выходов пород верхнего силура. Соприкосновение последних с древнепалеозойскими сланцами происходит по довольно пологой поверхности надвига (40–45°), наклоненной к северу. Крутостоящие песчаники верхнего силура иногда головами пластов соприкасаются по этой поверхности с более полого залегающими кристаллическими сланцами. Д.С. Кизевальтер описывает в контактах вдоль надвига тектонические брекчии и даже настоящие очковые милониты. Верхнесилурийские породы наклонены в общем к северо-востоку и северу и, таким образом, тоже участвуют в строении северного крыла основной антиклинали. Надвиг осложняет строение этого крыла. Внутри толщи силура можно видеть еще ряд надвигов меньшего масштаба, связанных, вероятно, с разнородностью литологического состава толщи сланцев и известняков. Осложняющие их мелкие складки опрокинуты к юго-западу и разорваны надвигами, пачки известняков разорваны и зажаты в толще листоватых сланцев. Отдельные глыбы известняков, надвинутые на нижележащие породы вплоть до песчаников, образуют настоящие тектонические отторженцы. Кроме того, силурийские породы разбиты поперечными разломами, вероятно, сдвигами, на несколько блоков, в которых имеют различное простирание.

Как уже упоминалось, в скважинах в районе Кисловодска под мезозойскими породами вскрыты кристаллические сланцы, аналогичные древнепалеозойским сланцам Малки и Хасаута, прорванные, как это видно, другим крупным гранитным массивом – Эшкаконским, сходным с Малкинско-Муштинским. Выходы части этого массива на поверхность мы видим в долинах Эшкакона и Аликоновки. Следует отметить, что среди гранитов Эшкакона зажата пачка кристаллических сланцев, подобных малкинским, мощностью в несколько десятков метров, что подтверждает внедрение гранитов здесь в такие же сланцы.

Таким образом, верхнесилурийские породы заключены между двумя полосами более древних кристаллических сланцев. Они выполняют синклинальную структуру между ними. К сожалению, северное крыло и осевая часть ее недоступны для исследования, и строение силурийских пород неизвестно. Серпентинитовый массив, вероятно, располагается в ее южном крыле. Возраст этих структур, скорее всего, частично каледонский, хотя, вероятно, окончательное формирование их герцинское.

Южнее описанной крупной основной антиклинали в районе хребта Ташлы-Сырт располагается вторая синклинальная структура, выполненная породами карбона и осложненная дополнительной складчатостью. Породы карбона с кристаллическими сланцами соприкасаются также по надвигу, по которому, видимо, надвинуты на север. Возраст этих складок, несомненно, герцинский, что и позволяет ставить вопрос о герцинском возрасте всех структур.

РЕЛЬЕФ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ

На карте рельефа палеозойского основания легко видеть, что поверхность этого дислоцированного основания хотя и является довольно ровным ложем для спокойно налегающих на нее мезозойских пород, но не может быть охарактеризована как плоская или наклонная в одном направлении. Эта поверхность имеет прежде всего общий наклон к северу в западной части района и к северо-востоку и почти к востоку – в восточной. Между этими направлениями наклона почти прямой угол. В центральной части района намечается довольно резкий перегиб этой поверхности на фоне общего ее погружения в северном и северо-восточном направлениях.

Помимо общего перегиба поверхности, в ее рельефе можно наметить целый ряд хотя и пологих, но все же вполне определенных выступов и впадин. Наиболее крупным выступом рельефа, который можно назвать осевым валом, является тот, который по положению своей центральной части примерно совпадает с Малкинско-Муштинским гранитным массивом. Этот широкий вал вытянут с запад-северо-запада на восток-юго-восток примерно вдоль простирания палеозойской антиклинали, но несколько южнее нее.

В наиболее приподнятой сводовой части, сложенной гранитами, кровля вала имеет почти округлую форму, причем достигает отметок 2000–2100 м. Юго-западный склон его несколько круче северо-восточного, образующего пологий выступ к северо-востоку. Этот дополнительный выступ совпадает с нижним течением рек Мушта и Хасаут и горой Манглай. Далее склоны этого выступа начинают более круто погружаться к северо-западу, северу и северо-востоку, так что в целом он образует пологий полукупол.

Необходимо отметить, что общий перегиб поверхности древнего фундамента, о котором говорилось выше, по-видимому, совпадает с продолжением этого выступа, который приурочивается как бы к замку этого перегиба, а весь Малкинско-Муштинский вал с его северным выступом располагается между крыльями этого перегиба.

В направлении с запад-северо-запада на восток-юго-восток Малкинско-Муштинский вал снижается в обе стороны постепенно, достигая с одной стороны района горы Бермамыт, с другой – долины р. Тызыл. Правильная овальная его форма нарушается упомянутым дополнительным выступом к северу. На северо-запад, за горой Бермамыт, в верховьях р. Эшкакон намечается его продолжение в виде более узкого и удлиненного поднятия, уходящего далее за пределы исследованного района.

К югу от описанного вала, отделяясь от него сравнительно узким прогибом, располагается второй выступ в рельефе древнего фундамента. Он имеет меньшие размеры, хотя его кровля достигает большей высоты – более 2200 м. Склоны этого выступа, приуроченного к водоразделу Малки и Харбаза, довольно крутые. Угол наклона поверхности рельефа достигает 10°.

По-видимому, этот выступ также представляет собой удлиненный вал, примерно параллельный первому, хотя его северо-западная и юго-восточная оконечности нам неизвестны. Выраженная на карте северо-восточная ориентировка касается, скорее всего, только его наиболее возвышенной части и не сказывается на общем протяжении вала.

Между обеими описанными возвышенностями в рельефе фундамента намечаются два прогиба, разделенные поперечной перемычкой – седловиной. Последняя представляет собой наиболее приподнятую и узкую часть в системе этих впадин. Область этой седловины располагается в районе впадения в Малку р. Харбаз.

Между Харбазским выступом и хребтом Ташлы-Сырт, где палеозойский фундамент высоко приподнят (более 2600 м), имеется более широкий прогиб с крутыми склонами, возможно также разделяющийся на две впадины. Мы не располагаем данными для суждения о его строении.

В общем, не считая возвышенности Ташлы-Сырт, в рельефе фундамента намечаются два вала и два прогиба, примерно параллельные и вытянутые согласно с простиранием пород.

На склонах этих основных форм рельефа древнего фундамента намечаются второстепенные, более мелкие неровности. Последние наиболее отчетливо выражены на северном склоне Малкинско-Муштинского вала в виде поперечных ложбин. Из них самая восточная, довольно резко выраженная изгибом горизонталей, примерно совпадает с долиной р. Гедмыш (правый приток р. Малки). Вторая, более широкая, намечается западнее, по долине р. Большой Лахран (левый приток р. Малки). Третья, еще более широкая и глубокая, находится несколько восточнее сел. Хасаут и прекрасно заметная по погружению подошвы нижнеюрских песчаников к дну долины и затем по новому их поднятию. Наконец, последняя, четвертая поперечная ложбина едва заметно отражается в районе горы Бермамыт.

Происхождение описанного рельефа фундамента, вероятно, достаточно сложно. Несомненно, общее выравнивание его связано с эрозионными процессами и отчасти, может быть, с абразией. После выравнивания его и до отложения верхнелейасовых песчаников этот рельеф долгое время был ареной процессов выветривания в условиях земной поверхности. На это указывает сохранившаяся местами под мезозойскими осадками кора выветривания гранитов и серпентинитов. Первая представляет собой сильно каолинизированные породы, переходящие в совершенно разрушенные граниты. Кора выветривания ультраосновных пород имеет более сложный характер и толщину 20—30 м, иногда достигая 60 м. Она состоит из карбонатизированных, окремненных, фисташково-зеленых, осветленных серпентинитов, пронизана многочисленными жилками карбонатов (кальцита, доломита, магнезита). Частично серпентинит замещен карбонатами, халцедоном и опалом, а сверху пропитан гидроокислами железа. Эту зону нередко прикрывает у поверхности железистая корка, состоящая из охристых гидрогематитовых и гидрогётитовых руд с примесью хрома и никеля.

На выровненную и выветрелую поверхность палеозойских пород отложились осадки верхнего лейаса или других более высоких горизонтов юры.

Таким образом, процессы выравнивания и выветривания могли происходить в течение достаточно длительного периода — начиная с конца перми или с конца триаса и до середины позднего лейаса. Они сопровождались, вероятно, выработкой эрозионного рельефа, следы которого, возможно, мы и видим в некоторой части поперечных ложбин. В основном же описанный рельеф был создан, видимо, намного позже, в связи с тектоническими процессами общего формирования структуры центральной части северного склона Кавказа.

Это следует из того, что покрывающие фундамент осадочные породы изогнуты в соответствии с рельефом этого фундамента. И только некоторые поперечные и мелкие ложбины не ощущаются в структурах более высоких горизонтов. Это и дает нам право считать вероятным эрозионное происхождение ложбин. Валы же и разделяющие их впадины представляют, очевидно, продукт процессов складкообразования, проявившихся в фундаменте в форме пологих изгибов его поверхности. Крупные ложбины также связаны с изгибами и разломами земной коры.

КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ПОКРОВА

На поверхность палеозойского фундамента резко несогласно налегает местами довольно мощный покров мезозойских отложений. Он лежит спокойно, с очень небольшими углами падения слоев. В строении этого слабо дислоцированного покрова в пределах описываемого района можно наметить четыре различные по составу пачки пород, разделенные трансгрессивным контактом, поверхностью размыва и небольшим угловым несогласием. Каждая из них представляет собой самостоятельный комплекс и связана с определенным этапом геологического развития района. Нижним комплексом является толща нижнеюрских отложений, залегающих на палеозойском фундаменте. Второй комплекс отделен от нижнего легким несогласием и включает среднеюрские породы. Следующий отделен от первых двух хорошо выраженным несогласием. В него входят

породы нижних горизонтов верхней юры – келловая, оксфорда, лузитана и кимериджа. Наконец, верхний, не так заметно отделенный от предыдущего, начинается титоном и включает весь нижний мел.

Кроме того, намечается пятый комплекс, также отделенный от предыдущего несогласием и размывом, – верхнемеловой. Последнего мы касаться не будем, поскольку он вместе с вышележащими не являлся объектом наших исследований.

Рассмотрим далее каждый из перечисленных комплексов (кроме верхнемелового).

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Самым древним горизонтом лейасовых отложений, развитых в районе, надо считать малкинскую рудную толщу, залегающую на серпентинитах палеозоя и их коре выветривания. Это горизонт железных руд обычно оолитовой текстуры, реже полосчатой или массивной, близких по характеру к халиловским. Ведущую роль в составе этих руд играют гидроокислы железа, а также магнетит, гематит, сидерит и железистые хлориты.

Толща приурочена к небольшим западинкам на поверхности серпентинитового массива. По происхождению руды связаны с переотложением в озерных котловинах продуктов выветривания серпентинитов. Возраст толщи определяется как допозднелейасовый, так как непосредственно на нее налегают тоарские песчаники. Утверждение С.М. Андронова и Н.С. Ильиной [1941] об ааленском возрасте толщи является необоснованным и не соответствующим действительности.

На горизонт железных руд или чаще прямо на палеозойские породы фундамента налегает толща песчано-глинистых пород тоарского яруса. Возраст их установлен А.П. Герасимовым [1940] на основе собранных им растительных остатков, определенных А.Ф. Лесниковой [1915]. Подтверждением лейасового возраста этих пород служит установленное нами наличие ааленских отложений, залегающих на них.

Описываемая толща характеризуется довольно значительными изменениями характера слагающих ее пород и мощности. Толща распространена между подножием хребта Ташлы-Сырт на юге и линией, соединяющей нижнее течение Эшкакона (точку в 7–8 км от устья) с районом устья Большого Лахрана у впадения его в р. Малку и далее со средним течением р. Гедмыш. К северо-востоку от этой линии тоарские породы отсутствуют, что можно наблюдать по естественным обнажениям и что подтверждается данными бурения скважин в Кисловодске.

Непосредственно к юго-западу от этой линии тоарские породы представлены пачкой песчаников небольшой мощности, не превышающей нескольких десятков метров. Песчаники, обычно кварцевые, средне- и грубозернистые, косослоистые, нередко содержат небольшие прослои мелкогалечниковых конгломератов и кварцевой гальки, причем обычно не в самом основании толщи, а несколько выше. Прослои глинистых пород здесь очень невелики по мощности и содержат незначительные линзы и прослои ископаемого угля (Эшкакон, Кич-Малка).

При удалении от упомянутой линии в юго-западном направлении, т.е. вверх по течению Малки, Хасаута и Эшкакона, мощность толщи постепенно возрастает до 200–400 м. Вместе с тем в толще уменьшается роль песчаников и, наоборот, сильно увеличивается мощность глинистых прослоев. Глины обычно темные, нередко углистые, содержат небольшие прослои угля.

В районе сел. Хасаут, где мощность толщи около 450 м, в нижней ее части преобладают песчаники с прослоями мелкогалечниковых конгломератов. Выше преобладают глинистые породы и вверху – снова песчаники. В центральной части полосы своего распространения, на юго-западе описываемого района, в верховьях Эшкакона и южнее, в районе Бичесынского плато, толща достигает еще большей мощности – 550–600 м. При этом в ее составе здесь сильно преобладают глины, песчаники же играют подчиненную роль. Наоборот, восточнее, в области Малкинско-Муштинского гранитного массива, на широкой площади по р. Малке и в низовьях Харбаза преобладают довольно мощные косослоистые песчаники с прослоями глин.

Следовательно, в области выступа древнего фундамента образовывались песчаные осадки, а в соседней впадине – более глинистые. У южного края их распространения, у подножия хребта Ташлы-Сырт, толща состоит из чередующихся песчаников и аргиллитов. При этом у самой границы их в основании появляется мощная пачка конгломератов *из хорошо окатанных галек, преимущественно мелких, но с примесью крупных* отдельных глыб до 0,5–1 м в поперечнике. Гальки и глыбы состоят из обломков порфиритов, кремнистых и хлоритовых сланцев, кварца, яшм, кристаллических известняков и других палеозойских пород, сносившихся, очевидно, с юга из области распространения карбоновых и других пород Главного Кавказского хребта. Такой характер распределения фаций, видимо, указывает на то, что полоса верхнелейасовых пород, которую мы рассматриваем, пересекая ее поперек, представляет собой естественную, сохранившуюся область накопления верхнелейасовых осадков. Вероятно, во время образования этих осадков она представляла собой сравнительно неширокий прогиб, вытянутый вдоль оси Кавказа.

В нашем районе мы имеем небольшой участок этой полосы. Появление в его южной части конгломератов, видимо, указывает на близость границы раздела между областью накопления осадков и областью их сноса. На севере этой границы мы не видим, и можно думать, что область накопления осадков (т.е. край впадины) располагалась несколько севернее современной границы распространения тоарских песчаников. Современная граница их распространения и уменьшение мощности к северу обусловлены размывом в позднеюрское время. Все же, однако, увеличение песчанистости тоарских отложений в этом направлении, несомненно, показывает, что граница области сноса располагалась на севере весьма близко и принос материала для накопления толщи шел с севера (так же, как и с юга). Преобладание песчаников в разрезах в районе Малкинско-Муштинского гранитного массива (т.е. в середине верхнелейасовой полосы) объясняется, видимо, тем, что здесь в области сводового поднятия палеозойского фундамента развиты в основном нижние песчаниковые горизонты, а средние и верхние срезаны вышезалегающими отложениями ааленского яруса.

Однако нельзя не отметить, что в ряде впадин фундамента в нижних горизонтах толщи констатировались глинистые прослои с углем или частое чередование песчаников и глин. Следовательно, полное отсутствие глин не может считаться свойственным нижним горизонтам толщи, и приходится признать, что эти песчаные фации связаны с выступом фундамента и, следовательно, с возвышенностью на дне верхнелейасовой впадины, уже существовавшей в эту эпоху.

Верхнелейасовые породы образуют ряд пологих складок, ориентированных в северо-западном направлении. Складки, за немногими исключениями, имеют пологие углы падения и в своей ориентировке полностью совпадают с ориентировкой выступов и впадин древнего основания.

В общем можно наметить систему из двух антиклинальных и двух синклинальных складок. Самой южной из них является синклиналь, прослеживающаяся на участке между хребтом Ташлы-Сырт и Харбазским выступом фундамента и соответствующая по положению описанной выше впадине.

Южное крыло этой складки у подножия хребта Ташлы-Сырт (в частности, у его восточной вершины – горы Сурх) очень крутое. Слои основания лейаса здесь вздыблены и стоят близ контакта с карбоном почти на головах. При удалении от контакта слои быстро выполаживаются и уже в нескольких стах метрах имеют наклон 25–30°. Далее падение становится еще более пологим – 5–8°. На фоне общего выполаживания залегание пород описываемого крыла осложняется более мелкими нарушениями. Последние прекрасно видны в сплошном разрезе по р. Малке, в 1,5–2 км от подножия горы Сурх. Здесь в обрыве высотой до 400 м наглядно виден ряд довольно крутых складок, крылья которых разбиты продольными сбросами и осложнены мелкой гофрировкой. Эти мелкие нарушения представляется возможным рассматривать как гравитационные складки, получившиеся при общем воздымании палеозойского основания в районе

Ташлы-Сырта. При этом лейасовый покров оказался приподнятым и задранным кверху и вследствие значительного веса пород и недостаточного сцепления с основанием начал по нему соскальзывать вниз, одновременно сминаясь из-за пластичности глинистых прослоев в мелкие складки.

Пологое северное крыло синклинали становится круче (до 20–25°) в районе гранитного массива в долине Харбаза. Дно синклинали, довольно широкое и плоское при крутых крыльях придает ей характерную форму в разрезе. Примерно в средней части, в районе горы Тузлук, складка осложнена второстепенной антиклиналью, которая разбивает складку на две мульды второго порядка. Эта антиклиналь, по данным М.В. Гзовского [1948], разбита в сводовой части двумя сбросами, придающими ей характер небольшого горста.

Севернее располагается пологий антиклинальный перегиб, совпадающий по положению с Харбазским выступом фундамента. Шарнир этого перегиба несколько погружается к запад-северо-западу. За ним располагается вторая обширная синклиналь, выполненная лейасом. Эта синклиналь очень полога и, видимо, осложнена в средней части рядом пологих второстепенных изгибов, углы падения которых 1–3°.

К юго-востоку синклиналь сильно сужается, и крылья ее делаются значительно круче. Осевая часть ее примерно совпадает с широтным отрезком долины Харбаза. Здесь верхнелейасовые породы залегают прямо на гранитах. В южном крыле углы падения достигают 10–15°, а в северном – 65–70° (к югу) близ контакта с гранитами. Здесь мы также имеем дело с вздыбливанием слоев и задиранием крыла структуры, что было отмечено выше для подножия горы Сурх. Это видно из того, что уже в 1 км от места их крутого залегания вниз по падению породы выполаживаются до 7°. Явление это, так же как и там, связано с вертикальным воздыманием подстилающего фундамента, в данном случае, очевидно, с поднятием Малкинско-Муштинского вала, с крылом которого оно связано.

Из этих фактов можно сделать вывод, что, хотя это поднятие уже намечалось в эпоху отложения верхнелейасовых пород, о чем свидетельствует переход их в песчаники над этим выступом, подвижки и окончательное воздымание вала происходили позже, после позднего лейаса. Облекающие его лейасовые породы на северном крыле близ осевой части вала падают под углами до 55° на север, далее быстро выполаживаясь. Шарнир антиклинали лейаса в соответствии с общим погружением вала к запад-северо-западу также погружается в этом направлении. Далее в верховьях Эшкакона происходит новое поднятие шарнира.

Лейасовые породы, залегающие севернее этой антиклинали, по существу, слагают ее пологое северное крыло с падением на север, северо-восток и восток-северо-восток. Эти наклоны в большей части района нарушены легкими изгибами, имеющими местный характер и нередко связанными с неровностями подошвы. И только в верховьях Хасаута и Эшкакона верхнелейасовые породы испытывают более сложные нарушения. Последние связаны здесь с многочисленными интрузиями порфиритов, внедрившихся в толщу глин и песчаников лейаса.

Нами описано 22 отдельных интрузивных массива этих пород, кроме того, о присутствии еще двух на глубине можно предполагать исходя из наличия в долине Хасаута и балке Оздагалы-Кол метаморфизованных песчаников лейаса.

Все массивы порфиритов тесно связаны друг с другом, имеют близкий петрографический состав и составляют в общем одно семейство. По составу они должны быть отнесены главным образом к плагиоклазовым (андезин № 30–45 во вкрапленниках) диорит-порфиритам.

Наиболее крупный массив располагается в верховьях Эшкакона и представляет собой интрузивное тело длиной 10 км и толщиной около 300 м, в средней части полого погружающееся в северо-западном направлении. Эта интрузия пересечена несколькими крупными секущими телами второй генерации наподобие штоков и даек. К югу от нее располагаются несколько интрузий меньших размеров, а затем округлый штокообразный массив, слагающий остроконечную гору Мамычар. К юго-востоку от этих

крупных массивов располагаются около 20 мелких интрузивных тел, внедрившихся со стороны главных, т.е. с северо-запада на юго-восток, и являющихся их сателлитами. Это в большинстве своем пластообразные и линзовидные тела – силлы, косо секущие осадочные породы и залегающие очень полого. Заканчиваясь, они сильно утолщаются и образуют подобие валов или куполов в несколько сот метров высотой (при толщине пластового тела 20–30 м). Эти валы приподнимают покрывающие их породы и выглядят как антиклинали, разбитые сбросами. По-видимому, эти вздутия или купола представляют собой начальные стадии формирования типичных лакколитов[1].

Метаморфизующее влияние порфиритовых интрузий на вмещающие породы очень слабо и выражается кое-где в окварцевании песчаников и ороговиковании глинистых пород. Зато порфириты вызывают весьма сложные мелкие нарушения в толще лейаса. Перед фронтом главного Эшкаконского массива с юга песчаники задраны кверху и стоят на головах. В других местах по краям массивов они разбиты ступенчатыми сбросами или образуют мелкие изгибы.

Наличие галек порфиритов в конгломератах ааленских отложений поблизости от массивов указывает на размывание этих массивов ааленским морем. Это позволяет точно установить возраст внедрения интрузий, возникших, очевидно, на границе тоарского и ааленского веков. Предааленский возраст имеют, очевидно, и связанные с ними нарушения.

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среднеюрские отложения распространены на сравнительно небольшой площади, сохранившись лишь в виде небольших остатков на водоразделах и склонах. Они уничтожены четвертичной эрозией и на значительной площади – размывом позднеюрского времени. Толща их, залегая с легким несогласием на верхнем лейасе, начинается серией слоистых, обычно железистых песчаников с прослоями мергелистых аргиллитов. Песчаники имеют в значительной степени аркозовый состав. Для них характерно обилие сферосидеритовых конкреций. В нижних горизонтах или часто в основании залегает один или несколько пластов мелкогалечниковых конгломератов. В районе распространения порфиритовых массивов в этих конгломератах преобладает порфиритовая галька и присутствуют валуны. Здесь же в песчаниках заключено много перемытого вулканогенного материала. В других местах галька преимущественно кварцевая. В более высоких горизонтах толщи присутствуют коричневато-бурые оолитовые мергели, содержащие фауну аммонитов и белемнитов.

Из наших сборов В.В. Бронгулеевым под руководством В.В. Меннера были определены следующие формы: Ludwigia aff. murchisonae Buck., Culindroteuthis blainvillei Voltz., Homaloteuthis breviformis Voltz. Все формы достаточно типичные для ааленского яруса. Кроме того, из этих же слоев, видимо, происходят многочисленные ископаемые ааленского яруса, собранные А.П. Герасимовым [1936, 1940], список которых приводится в ряде его работ.

Выше среди аргиллитов встречаются прослои плотных криноидных известняков. Вверх песчано-аргиллитовая толща ааленского яруса сменяется толщей темно-серых глин с тонкими прослоями песчаников и конкрециями сферосидеритов. По сопоставлению этих глин с аналогичной толщей глин, достигающей 350 м в бассейнах рек Тызыл и Баксан, откуда С.П. Соловьевым [1936] указываются байосские аммониты, возраст их может быть точно определен как байосский.

Истинная мощность ааленских песчано-глинистых пород колеблется от 270 м в юго-восточной части района (гора Канджал) до 60–80 м на северо-западе (гора Бермамыт) и 40 м у северо-восточной границы их распространения. Видимая мощность байосских глин достигает в нашем районе 200–250 м. Истинная мощность их неизвестна, так как они всюду срезаны верхнеюрскими породами. К северу и северо-востоку из-за этого

[1] Мы предлагаем именовать интрузии такой формы хоматолитами.

срезания глины исчезают из разреза. Также оказываются срезанными ааленские породы, и комплекс верхнеюрских пород налегает прямо на верхний лейас, а далее переходит на палеозойское основание.

Условия залегания среднеюрских пород очень просты. Породы слабо наклонены к северу и северо-востоку. В южных частях района ааленские породы, выполняя синклинали, сложенные песчаниками лейаса, участвуют в их строении, но, по-видимому, на крыльях этих структур несколько срезают подстилающие породы.

Трансгрессивное и несогласное залегание ааленских пород на тоарских, часто с конгломератом в основании, указывает на некоторый перерыв в отложении осадков между тоарским и ааленским временем. Ааленская трансгрессия ранее установлена В.П. Ренгартеном в бассейне р. Чегем и Г.П. Агалиным – по рекам Лабе и Зеленчуку. В бассейне р. Малки она, видимо, проявилась особенно ярко, вероятно, в связи с относительной приподнятостью этого района в структуре северного склона Кавказа.

С началом этой трансгрессии здесь резко изменились условия: вместо пресноводных угленосных верхнелейасовых отложений стали накапливаться типичные морские осадки. Смена песчано-аргиллитовой свиты аалена глинистой свитой байоса свидетельствует о прогрессивном углублении области накопления осадков и вероятном ее расширении. Следовательно, эта область была охвачена значительными опусканиями. Судя по характеру фаций средней юры (особенно верхней свиты), можно думать, что они формировались в достаточно обширном и относительно глубоководном бассейне. Поднятая область, из которой в позднем лейасе поступал обломочный материал в пределах современного Главного хребта, в эту эпоху, вероятно, была перекрыта морем. Значительно отодвинулась граница области накопления осадков и на севере. Однако нельзя считать, что современная Предкавказская равнина была значительно или тем более вся перекрыта морем. Последнее вряд ли распространялось далеко на север от описываемого района. Это видно прежде всего из уменьшения мощности ааленских отложений к северо-востоку от 270 до 40 м. Сокращение мощности, отнюдь не связанное здесь с последующим размывом, обусловлено, вероятно, приближением к краю того прогиба, в котором формировались осадки. В то же время наличие порфиритовой гальки в верховьях Эшкакона говорит о существовании местных очагов размыва в начале этой эпохи.

Д.С. Кизевальтер полагает, что увеличение мощности аалена к юго-западу может указывать на наличие областей размыва в районе Главного хребта и на снос материала с юго-запада.

Если это все можно предполагать для нижней части комплекса средней юры – ааленского яруса, то для эпохи отложения байосских пород несомненно относительное расширение того прогиба, в котором формировались осадки, и некоторое раздвигание границ его к югу и северу. Об этом говорит сравнительно глубоководный характер байосских глин.

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Комплекс верхнеюрских отложений налегает резко несогласно на различные горизонты подстилающих его пород, срезая их по ровной и пологой поверхности. Между ними заметно ясное угловое несогласие – наклон верхнеюрских пород круче падения среднеюрских. На юге, в районе выступов Скалистого хребта, гор Малый Бермамыт и Канджал, они налегают на байосские глины, севернее срезают ааленские породы, затем на значительном протяжении налегают на верхнелейасовые песчаники и далее переходят на палеозойское основание.

На юге в основании верхнеюрского комплекса можно считать вероятным присутствие отложений келловея и оксфорда, но севернее и северо-восточнее они исчезают и на подстилающие породы ложится толща лузитана. К северу и северо-востоку отложения лузитана тоже выклиниваются и в основании верхней юры залегают образования кимериджа. Наконец, еще дальше на подстилающие древние породы ложатся толщи титона.

Таким образом, по направлению с юга на север мы видим, как все более высокие горизонты верхней юры налегают на их основание. В.В. Белоусов [1938–1940] прав, указывая на то, что верхнеюрская трансгрессия на Северном Кавказе была единой и развивалась постепенно – от келловея до конца юры. В данном случае трансгрессия распространялась с юга на север, постепенно захватывая в этом направлении все большую площадь.

Рассматривая поверхность, на которую налегают верхнеюрские отложения, и сравнивая ее с поверхностью палеозойского фундамента (на которую ложится верхний лейас), можно видеть, что основание верхней юры имеет значительно более сглаженный характер, чем основание лейаса. Эта поверхность, в общем ровная и лишь слегка волнистая, имеет пологий наклон на северо-северо-восток. В западной части района он составляет около 5°. Севернее он становится положе – около 2°. На фоне такого однообразного наклона можно наметить двоякого рода нарушения: небольшие поперечные изгибы и следы сводообразного общего поднятия рельефа описываемой поверхности в средней части района.

Поперечных перегибов намечается два: один из них расположен на западе и примерно совпадает с долиной р. Эшкакон. Здесь северо-северо-восточный наклон поверхности восточнее довольно резко сменяется северным. Угол между направлениями падения здесь около 25°. Второй перегиб поверхности намечается на юго-востоке района. Он примерно совпадает с долиной р. Малки у устья Гедмыша. Общий перегиб поверхности основания верхней юры здесь меньше, чем в первом случае. Разница между направлениями наклона около 15°, но на фоне этого перегиба образуется частный флексурообразный изгиб поверхности в его восточном крыле, сопровождаемый поперечной общему простиранию ложбинкой у устья Гедмыша. У этой ложбины довольно крутое западное крыло с наклоном на восток. Оно осложнено рядом небольших сбросов с опущенным относительно западного восточным крылом.

Сводообразное поднятие поверхности верхнеюрского основания заметно на участке левобережья Малки между массивами Канджал и Бермамыт. Поднятие приурочено к северному крылу Малкинско-Муштинского палеозойского вала и выражено отклонением к северу изогипс рельефа верхнеюрского основания. По этому отклонению можно вычислить, что в средней части поднятие достигает величины более 200 м относительно точек, расположенных к западу и востоку по простиранию (на горах Канджал и Бермамыт).

Следовательно, эта поверхность после своего образования, т. е. после начала поздней юры, испытала сводовое поднятие примерно на 200 м над первоначальным уровнем. Несомненно, это восходящее движение было связано с формированием Малкинско-Муштинского палеозойского вала, точнее говоря, его северного склона. Вероятно, его сводовая часть, на которой верхняя юра сейчас отсутствует, так как уничтожена четвертичной эрозией, испытала еще более значительное поднятие, но установить его величину мы не можем.

В южной части своего распространения, на выступающих к югу массивах Гуд-горы, Бермамыта и Канджала, верхнеюрские отложения начинаются, по-видимому, келловеем. Раньше келловейские отложения не были известны в этом районе, но были описаны С.П. Соловьевым [1936] по Тызылу и установлены В.П. Ренгартеном, И.Г. Кузнецовым и С.И. Талдыкиным по долинам Чегема, Черека Безенгийского, Черека Балкарского и Уруха. Фауна из их сборов была описана П.К. Чихачевым [1932].

На основе сходства по литологическому составу отложений, залегающих в нашем районе в основании верхней юры, с келловейскими породами Тызыла, а также отдельных, правда, не очень характерных, собранных нами ископаемых мы относим эти отложения также к келловею. Они представлены косослоистыми аркозовыми и слюдистыми песчаниками, часто грубыми, но глинистыми, с прослоями мелкогалечниковых конгломератов и плотных песчанистых аргиллитов. В нижней части их часто залегают прослои сильнопесчанистых и глинистых темно-серых, иногда криноидных известняков, содержащих пелеципод. Породы налегают на размытую поверхность

среднеюрских глинистых сланцев или ааленских песчаников или на верхнелейасовые песчаники. Мощность их толщи очень изменчива и как максимум достигает 50 м, уменьшаясь в направлении к северо-востоку и затем довольно быстро выклиниваясь. В песчанистых известняках нами были собраны Aequipecten subinaequicostatus Kar., Aequipecten aff. inaequicostatus Phill., Trigonia panilata Ag. и другие пелециподы. Первые две формы указываются из келловейских отложений Кавказа. Однако надо думать, что верхние их горизонты должны быть отнесены уже к оксфорду, так как они без всяких следов перерыва сменяются слоями, содержащими лузитанскую фауну. Однако границу между лузитаном и оксфордом и оксфордом и келловеем пока на основе фауны провести нельзя, и приходится их разделить условно.

Вверх известковистые песчаники сменяются плотными массивными желтоватыми песчанистыми известняками лузитана, нередко доломитизированными. Эти известняки в нижней части толстослоистые, в верхних горизонтах их слоистость неправильная и слои изгибаются, облекая утолщения, вследствие чего толща и получила наименование псевдоскладчатой. Известняки обычно плотны, перекристаллизованы и не содержат почти никаких следов органических остатков.

На юго-востоке, в районе горы Канджал, мощность их достигает 100 м, на северо-западе, в районе Бермамыта и Гуд-горы, 50–60 м. К северо-востоку и северу мощность повсюду резко уменьшается, так что известняки постепенно выклиниваются, исчезая из разреза по Малке в районе устьев Большого Лахрана и Гедмыша и по Эшкакону в его нижнем течении.

Уменьшаясь в мощности, лузитанские известняки становятся сильнопесчанистыми. Псевдоскладчатость близ края их распространения исчезает. В юго-восточной части района, в долине Тызыла, известняки становятся брекчиевидными.

Особого внимания заслуживает псевдоскладчатость верхних горизонтов, происхождение которой до сего времени не получило правильного объяснения. Явление это и сейчас требует дальнейшего специального изучения. Псевдоскладчатость выражается в том, что верхние слои плотных кристаллических известняков, как это видно почти по всем долинам рек, равномерно раздуваются и утоняются в мощности. Как показывает их изучение, раздувы эти в плане имеют вид куполов, линз или караваев до 20–100 м в диаметре при толщине слоев в раздуве до 5–25 м против 2–5 м в соседнем пережиме. Поверх раздувов залегает небольшая пачка известняков несколько другого характера, облекая выпуклости и выполняя впадины между ними. В различных случаях они либо обладают правильной слоистостью с выдержанной мощностью слоев, либо имеют изменчивую мощность отдельных слоев, либо, наконец, не обладают слоистостью и представляют собой бесструктурную обломочную карбонатную массу, заполняющую впадины.

Слоистые известняки, нередко мергелистые или пелитоморфные, очень напоминают покрывающие их известняки кимериджа. В них часто встречаются ископаемые.

Объяснение псевдоскладчатости нужно искать в причинах равномерного раздувания и сокращения в мощности нижнего горизонта. Что касается верхних слоев, то они, очевидно, первоначально отлагались на неровной поверхности, облекая ее выступы и выполняя впадины.

А.П. Герасимов [1936] предположил, что раздувание нижнего горизонта связано с выщелачиванием $CaCO_3$ из пород в стадию диагенеза и обогащением их доломитов. Однако, как выяснилось при наших исследованиях, как раз раздувы наиболее обогащены перекристаллизованным доломитом и пережимы состоят из пелитоморфного известняка, хотя, по А.П. Герасимову, должно быть наоборот. В то же время совершенно ясно, что явление псевдоскладчатости не связано ни с каким вторичным явлением, а представляется в основе седиментационным, возникшим в момент формирования осадка. Не может оно явиться и следствием вторичного размыва, как это первоначально предполагали в более ранних работах А.П. Герасимов, а также автор.

И.И. Берсенев высказал, по-видимому, наиболее правдоподобную гипотезу происхождения псевдоскладчатости. Он считает, что раздувы представляют собой водоро-

слевые рифовые образования, возникшие на дне бассейна на определенной глубине. Рифообразующими организмами предполагаются известковые водоросли, строматолиты, неясные остатки которых как будто заметны во вторично перекристаллизованном материале. Перекристаллизация, изменив структуру пород и скрыв их биогенное происхождение, не изменила общих условий их залегания.

К этому надо добавить, что строматолиты, как указывает В.П. Маслов [1937], часто создают рифообразные постройки или банки в виде поднимающихся со дна куполов или вздутых валов. Вместе с тем В.П. Маслов упоминает, что в строматолитах их первоначальная микроструктура бывает весьма неясной и они обычно целиком перекристаллизованы, так что вся их масса состоит из кристаллического карбоната. Присутствие MgO свойственно вообще карбонатам, выделяемым известковыми водорослями.

У. Твенхофел [1936] также описывает валоподобные и куполовидные водорослевые образования, хотя и меньших размеров, но, видимо, похожие на наши.

Эта характеристика строматолитовых образований, не исключая доломитизации, вполне соответствует нашим куполовидным раздувам, что позволяет присоединиться к высказанной И.И. Берсеневым гипотезе и считать ее вероятной для объяснения генезиса псевдоскладчатых известняков. Рифообразные водорослевые банки отмечаются в весьма широких пределах глубин и температур морской воды [Твенхофел, 1936] вплоть до полярных морей (Баренцево море – Н.И. Тарасов [1943]).

Покрывающие раздувы слои известняков срезаны по довольно ровной поверхности, на которую налегает толща кимериджа. Тонкослоистые кимериджские известняки не участвуют в описанной псевдоскладчатости. В самом их основании нередко залегает тонкий слой глауконитового известковистого песчаника или песчанистого известняка, что наводит на мысль о некотором перерыве между лузитаном и кимериджем. Во всяком случае, срезание псевдоскладчатости указывает на следы размыва перед отложением кимериджа. Таким образом, литологически сходные слоистые известняки, выполняющие впадины, и породы кимериджа относятся к совершенно различным толщам и разделены перерывом.

Сказанное дает возможность отделить лузитанскую толщу от кимериджской, что не делал А.П. Герасимов [1940]. Это же позволяет прийти к заключению, что каждой толще свойствен, вероятно, свой комплекс фауны.

Указываемая А.П. Герасимовым [1940] на основе определений А.С. Моисеева (брахиоподы) и В.Ф. Пчелинцева (пелециподы и гастроподы) смесь кимериджских и лузитанских форм из этих слоев происходит, очевидно, из каждого из этих горизонтов в отдельности. А.П. Герасимов их четко не разграничивал и отнес всю толщу известняков к кимериджу, что, конечно, неправильно, тем более, что В.Ф. Пчелинцев [1931] и А.С. Моисеев указывают отсюда целый ряд типичных лузитанских форм. Лузитанский возраст нижней толщи известняков мы можем подтвердить первой находкой крупного аммонита из этих слоев с Канджала, определенного нами как Aspidoceras oegir. Opp. Это форма, характерная для нижних горизонтов лузитана Западной Европы.

Вышележащая кимериджская толща, отделяясь следами размыва, резко отличается от лузитанской и по литологическому составу. Это толща хорошо- и тонкослоистых светлых известняков, в большинстве своем пелитоморфных или мелкокристаллических, с прослоями ракушечных и оолитовых, иногда мергелистых, и даже мергелей. По внешнему виду из-за однообразного чередования тонких слоев толща эта очень напоминает флиш. Нередко внутри нее отмечают прослои известняковых брекчий, состоящих из обломков пелитоморфных известняков. Это еще больше сближает описываемую толщу с флишем. Однако она отличается от настоящего флиша сравнительно небольшой мощностью и отсутствием флишевых фигур на поверхности слоев. Мощность кимериджских отложений на юго-востоке района достигает 150 м, на Бермамыте – около 110 м. На северо-востоке мощность резко убывает до 20–30 м, на Малке, в районе устья Лахрана и сел. Хабаза, а также в нижнем течении Эшкакона (у устья оврага Уллу-Баганалы) толща выклинивается. Вместе с уменьшением мощности изменяется и характер известняков. Они становятся сильнопесчаными, хотя сохраняют свою слоистость.

На Эшкаконе в них наблюдались отдельные крупные кристаллы и желваки гипса (размером до кулака).

Кимериджские известняки, залегая с размывом на лузитанских породах, трансгрессивно ложатся на подстилающие песчаники лейаса, рудную толщу и палеозойское основание. Переходя на палеозойское основание, они быстро выклиниваются.

В скважинах в Кисловодске и на р. Березовке кимеридж и лузитан отсутствуют и титон налегает непосредственно на палеозойское основание. Внимательно изучая характер выклинивания кимериджских слоев, можно прийти к заключению, что оно происходит за счет последовательного исчезновения к северо-востоку нижних горизонтов. Верхние горизонты, наиболее выдержанные, развиты на бо́льшей площади.Это является следствием продолжавшейся в течение кимериджа трансгрессии моря с юго-запада на северо-восток.

Граница распространения кимериджских отложений является вместе с тем, очевидно, границей области их накопления, так же как границы лузитанских и келловейских пород рисуют соответствующие границы бассейнов этих эпох.

Позднеюрский бассейн, таким образом, располагался к юго-западу от этих границ, причем постепенно распространялся к северо-востоку. Увеличение песчанистости лузитанских и кимериджских известняков при приближении к их северо-восточным границам указывает на снос песчанистого материала при их формировании с северо-востока на юго-запад. Ограничивавшая их с северо-востока суша была, однако, невысокой и отлогой, так как давала, как видно, сравнительно небольшое количество обломочного материала, в особенности в кимериджское время. Преобладающими осадками в них были тонкие карбонатные илы.

Трансгрессивное и несогласное залегание верхнеюрских осадков на средне-нижнеюрских и палеозойских позволяет прийти к выводу, что перед отложением верхнеюрских пород область к северо-востоку от их современного распространения, перед тем покрытая среднеюрскими отложениями, испытала значительное поднятие. Область морского прогиба, если она сохранилась от среднеюрского бассейна, крайне сузилась и была оттеснена на юг. Среднеюрские породы, а может быть, и их основание в области поднятия на северо-восток испытали глубокую эрозию. В течение поздней юры прогиб снова начал расширяться, край его стал постепенно смещаться к северо-востоку, вследствие чего верхнеюрское ложе наступало в сторону поднятого перед тем массива. Срезая средне- и нижнеюрские осадки и перекрывая даже древнее палеозойское основание, эта трансгрессия протекала, очевидно, медленно, развиваясь в течение по крайней мере конца келловея, всего оксфорда, лузитана и кимериджа, сопровождаясь медленным опусканием расположенной на северо-востоке низменной суши, откуда поступало мало обломочного материала.

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА ТИТОНСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Титонские отложения без всяких следов несогласия или перерыва налегают на кимериджские. В то же время они на значительной площади на северо-востоке района переходят трансгрессивно на древнее основание. Следовательно, трансгрессия в титонское время продолжала развиваться дальше в направлении к северо-востоку.

В комплексе титонских и нижнемеловых отложений нет внутри никаких следов перерывов или несогласий, но отчетливо выделяются три различные части. Нижняя представляет собой толщу титонских отложений, трансгрессивно перекрывающих на севере палеозойские и характеризующихся резкими изменениями фаций. Вверх она переходит в среднюю толщу известняков и доломитов, относящихся к валанжину. Переход этот совершается очень постепенно в различных местах и на различных стратиграфических уровнях. Вследствие этого мощность известняковой толщи неодинакова, и нижние части ее местами относятся еще к титону.

Верхняя часть комплекса представляет собой мощную (до 650 м) толщу песчано-глинистых пород готерива, баррема, апта и альба. Они отделяются от известняков

валанжина весьма четко благодаря резкой смене литологического состава пород – карбонатных песчано-глинистыми.

Среди титонских отложений можно выделить три фациальных типа и области их распространения. В средней части района по склонам и плато Скалистого хребта (от Гуд-горы на западе до района горы Манглай – по выходам; восточнее, в нижнем течении р. Кич-Малки – предположительно) проходит полоса развития глинистых пород. К северу и югу от нее намечаются области развития грубообломочных фаций, при этом очень различных в каждой из них. Кроме того, на юго-востоке поверх них и глинистых пород располагается мощная толща известняков титона–валанжина.

Породы титона в области развития глинистой фации представлены красными или розоватыми пластичными или известковистыми глинами, местами имеющими пеструю окраску и переходящими в зеленые глины. В них проходят прослои розоватых или желтоватых пелитоморфных и мелкокристаллических доломитовых известняков с включениями мелких кристаллов гипса. В средней и верхней частях эти глины заключают прослои и линзы белого или розоватого гипса довольно значительной мощности, являющиеся предметом разработок. Гипсы присутствуют в толще не всюду. Мощность глинистой толщи 60–80 м.

Севернее, в нижнем течении р. Эшкакон и в верховьях р. Березовки, верхние горизонты глин замещаются чрезвычайно любопытными породами. Они состоят из крупных (от 2 мм до 1 см и более) неокатанных обломков, зерен кварца, розового полевого шпата или обломочков гранита со слюдой. Полевые шпаты в этих обломках совершенно свежи. Породы в общем слоисты. Несортированный обломочный материал сцементирован глинисто-известковым цементом с примесью алевритовых частиц. Местами вещество этого цемента, объединенное обломочным материалом, образует самостоятельные линзочки и прослойки. Окраска пород пестрая – красная, зеленая, серая, в общем мозаичная. Местами в них довольно много целестиновых конкреций. Эти породы, которые лучше всего именовать гранитной дресвой, вверх делаются хорошо слоистыми и состоят из окатанных обломков и зерен. Еще выше мелкие конгломераты и грубые песчаники чередуются с прослоями карбонатных пород и постепенно сменяются известковой толщей.

Несколько севернее, на р. Аликоновке в районе Кисловодска, вся толща титона состоит из подобной дресвы лишь с отдельными прослоями глин. При этом мощность титонских пород здесь сильно увеличивается, хотя в районе Кисловодска по скважинам можно констатировать крайнее ее непостоянство и колебание от 94 до 220 м на близком расстоянии. Кроме обломков гранитов, среди материала, слагающего дресву и песчаники, встречаются обломки кристаллических сланцев.

Изменения мощности можно поставить в связь с неровностями фундамента. В области выхода гранитов на поверхность в среднем течении р. Аликоновки, т.е. видимого выступа фундамента, мощность покрывающей их дресвы всего 50–60 м, тогда как при удалении от них она быстро возрастает до 100 м.

К югу от полосы развития красных глинистых пород, в районе верховьев Малого Лахрана и сел. Хабаза (левый берег Малки), в толще глин появляются прослои известняковых брекчий мощностью до 20–25 м. К югу их мощность постепенно увеличивается. Вместе с тем сильно увеличивается здесь и толща покрывающих глины известняков, причем в средней части их в мергелистом прослое встречены титонские брахиоподы.

Таким образом, здесь только верхнюю часть известняков можно отнести к валанжину. Нижняя, несомненно, входит еще в состав титона, а граница между ними, следовательно, проходит где-то внутри известняковой толщи.

Мощность известняковой толщи титона и валанжина достигает на юго-востоке, в долине Большой Кураты, более 250 м, по обрывам Тызыла – примерно 280 м. Здесь подстилающие их глины почти целиком замещаются известняковыми брекчиями, содержащими лишь небольшие прослои красных глин. Их мощность также 110–130 м. Общая мощность титона достигает, следовательно, 230–280 м.

Известняковые брекчии состоят в основном из угловатых обломков серых пелито-

морфных известняков типа кимериджских размером от величины спичечной коробки до огромных глыб. Они сцементированы карбонатной массой. Среди беспорядочно нагроможденных крупных глыб нередки пачки слоев и отдельные обрывки слоистых известняков. А.П. Герасимов [1936] указывает в обломках брекчий горы Канджал кимериджскую фауну. Это подтверждает вывод о том, что источником образования брекчий явились кимериджские известняки.

Как видно, среди фаций титона промежуточное положение занимает глинистая фация, располагающаяся полосой в средней части района. К северу от нее сначала верхние горизонты титона замещаются гранитной дресвой, а затем он весь переходит в грубообломочную фацию. К югу среди глин сначала появляются прослои брекчий, а затем нижняя часть их почти целиком также замещается известняковыми брекчиями.

Одновременно с изменением фаций изменяются и мощности титонских пород. В области развития глин они достигают 60–80 м. В области преобладания обломочных пород, на севере, мощность увеличивается до 220 м. На юге мощность обломочных пород 110 м, а всего титона (брекчий и верхних известняков) – 230–280 м.

Такое распределение фаций и мощностей указывает на снос материала для накопления толщи с севера и юга, причем с севера поступал обломочный материал разрушавшихся гранитов и кристаллических сланцев, с юга – известняков. С севера снос материала происходил в течение всего титона, с юга – лишь в эпоху образования нижней его части. Во вторую половину титонского времени на юге отлагались морские карбонатные осадки, хотя на севере и продолжалось еще формирование грубообломочных пород, отчасти, вероятно, уже морского происхождения (окатанные пески и галечники).

Характер обломочного материала гранитной дресвы позволяет сделать некоторые интересные выводы об условиях его образования. Крупный размер материала, слагающего дресву, а также отсутствие следов окатанности говорят о близком его приносе. Состав его не оставляет никаких сомнений в том, что он формировался за счет разрушения массивов гранитов и отчасти кристаллических сланцев. Очень слабые следы химического выветривания, в частности удивительная свежесть калиевого полевого шпата в дресве, позволяют сделать заключение, что процессы физической дезинтеграции пород и механического переноса играли основную роль. Процессы химического выветривания и растворения не имели почти никакого значения. Все это приводит к выводу, что формирование дресвы и перенос ее осуществлялись в условиях сухого климата, вероятно, жаркого. Это подтверждают красный цвет титонских глин и их загипсованность. Материал, вероятно, доставлялся ливневыми потоками из недалеко расположенных источников сноса, подвергавшихся разрушению в условиях пустыни или полупустыни. Источники материала располагались частично за пределами описываемого района, к северу от него, и отчасти в нем. Одним из таких источников являлся, вероятно, гранитный массив на р. Аликоновке, окруженный брекчиями и представляющий собой небольшой выступ фундамента, вскрытый долиной реки. Другие источники нам точно не известны. Эшкаконский массив не мог им быть, так как был прикрыт кимериджскими известняками и красными глинами нижней части титона.

Генетически гранитная дресва и связанные с ней образования являются, таким образом, отложениями конусов выноса ливневых потоков, переходящими в типичные пролювиальные отложения. Глины с гипсами средней полосы распространения титона теснейшим образом связаны с ними и тоже представляют собой в основном пролювиальные, более периферические образования, а также отложения пустынных впадин типа американских "плайя" с накоплением химических осадков (гипса) в наиболее пониженных местах.

Что касается известняковых брекчий южной полосы грубообломочных пород, то образование их нам представляется аналогичным гранитной дресве. Только источником обломочного материала служили здесь не граниты и сланцы, а кимериджские известняки, также поднятые на юге и подвергавшиеся разрушению в условиях жаркого сухого климата.

Временные ливневые потоки сносили огромное количество материала от подножий известняковых массивов к северу и отлагали его в виде брекчий в относительно опущенной области. Поскольку источник материала был другой, чем при формировании дресвы, характер и размеры обломков оказались тоже иными.

Сказанное позволяет сделать вывод, что в начале титонской эпохи к югу и северу от современной полосы распространения описанных фаций возникли крупные поднятия, в которых начали развиваться процессы выветривания и эрозии. На севере в результате был приподнят древний палеозойский фундамент, начавший интенсивно разрушаться. На юге поднятия захватили только что образовавшиеся известняки кимериджа. Между этими двумя областями поднятий, примерно на участке распространения глинистой фации титона, располагался район относительно опущенный, где отлагались мощные толщи приносимого потоками материала. Эта пониженность представляла собой, как видно, относительно узкий прогиб.

Во вторую половину титонской эпохи опускания в этой промежуточной области настолько расширились и углубились, что она оказалась целиком занятой морем, трансгрессировавшим, видимо, с юго-востока. Морские карбонатные осадки перекрыли участок накопления известняковых брекчий и значительную часть области развития глин. На север, в район Кисловодска, морская трансгрессия проникла, должно быть, несколько позже, начиная с самого конца титона. Однако и здесь поверх дресвы из угловатых обломков располагается довольно мощная свита песчаников и мелкогалечниковых конгломератов, вероятно, морского происхождения, но состоящих из окатанных обломков того же происхождения, что и дресва. Следовательно, этот район также был захвачен морем после накопления дресвы, причем сначала перемывался обломочный материал, а затем стали отлагаться карбонатные осадки.

Граница между титоном и валанжином (между юрой и мелом) сейчас на основе палеонтологических остатков точно проведена быть не может. Раньше некоторые исследователи толщу известняков и доломитов Кисловодска относили к верхней юре (Н.И. Каракаш, А. Стоянов и др.). Одним из неопровержимых доказательств ее раннемелового возраста оказалась находка Thurmannia thurmanni Pict., сделанная В.П. Ренгартеном на р. Кич-Малке. К сожалению, этот характерный валанжинский аммонит был найден в осыпи и хотя, несомненно, происходит из данной толщи, но неизвестно, из какой ее части. Литологически толща состоит из известняков и доломитовых известняков, довольно однородных по характеру. В основании она содержит прослои известковистых песчаников. Как уже упоминалось, фауна в ней бедна. На юго-востоке района мощность толщи сильно увеличивается, причем здесь нижняя половина ее заведомо должна быть отнесена к титону.

Во всяком случае, ясно, что переход от юры к мелу совершается здесь непрерывно и постепенно. Только бедность фауны не позволяет его наметить определенно. Поэтому мы не можем говорить о мощности титонской и валанжинской частей толщи. В целом же она составляет 90–110 м в районе Кисловодска, доходя до 120–130 м к западу от него. На юго-востоке мощность известняковой толщи увеличивается до 300 м, причем валанжинская ее часть, судя по редким находкам ископаемых (например, Rhynchonella corallina var. neocomiensis и др.), достигала по крайней мере 125–130 м.

Валанжинские осадки формировались, очевидно, в условиях значительно более обширного прогиба, чем титонский. Судя по незначительному содержанию обломочного материала в известняках, можно думать, что берега его были пологие и низменные. Однако развитие этого прогиба представляется прямым продолжением развития титонского континентального прогиба, который в конце титона или в начале мела сильно расширился, углубился и был захвачен морем.

По сравнению с верхнеюрским титонско-нижнемеловой прогиб сместился несколько к северу, так как естественный край области распространения лузитанско-кимериджских осадков располагается примерно посредине области видимого распространения титонских отложений. Последние вместе с нижнемеловыми протягиваются, видимо, еще довольно далеко на север от границы кимериджа. Итак, можно сказать, что ось ти-

тонско-нижнемелового прогиба расположена севернее оси келловейско-кимериджского прогиба.

Залегающая на известняках валанжина мощная толща нижнемеловых отложений, начиная от готерива и кончая альбом, состоит из мелкозернистых желтоватых и бурых песчаников, глауконитовых песчаников, известняков-ракушечников (обычно песчанистых) и глин. Толща содержит богатую фауну и была неоднократно уже предметом специального исследования. Особенно подробно она изучена и расчленена на отдельные горизонты Т.А. Мордвилко [1939] в районе Кисловодска. Нами разрез Т.А. Мордвилко был протянут к западу и юго-востоку от Кисловодска и были установлены некоторые изменения фаций и мощностей отдельных горизонтов. Следуя Е.В. Милановскому [1940], мы отнесли нижние горизонты баррема в разрезе Т.А. Мордвилко, содержащие Simbirskites ex gr. S. inversus M. Pavi., к готериву. Мощность последнего, таким образом, нами увеличена на 10–12 м по сравнению с приводимой Т.А. Мордвилко за счет соответственного уменьшения мощности баррема.

Общая мощность нижнего мела (без валанжина) составляет, по нашим данным, в районе Кисловодска около 550 м. На западе, в районе сел. Терезе, к водоразделу между Подкумком и Кумой она увеличивается до 585 м; на юго-востоке, в долине р. Малки у сел. Каменномостского, уменьшается до 540 м. Последняя цифра отражает лишь видимую мощность, поскольку верхний горизонт альба здесь целиком срезан предсеноманской эрозией. В действительности к юго-востоку от Кисловодска происходит сильное увеличение мощности всех горизонтов. Это наглядно видно из таблицы мощностей нижнего мела в районе Кисловодска, а особенно из последней графы (снизу), где суммированы все мощности, исключая верхний альб (табл. 5).

Вместе с изменением мощности отдельных горизонтов несколько изменяется и их фациальный характер. Широко развитые среди песчаников баррема и апта в районе Кисловодска плотные известняковые ракушечные прослои сильно уменьшаются в мощности и частично исчезают как к востоку, так и к западу, затем исчезают и красные железистые песчаники верхнего баррема, заменяясь буровато-желтыми и частично известковистыми песчаниками с оолитами.

Исчезновение наиболее мелководной фации известняков-ракушечников говорит о некотором углублении области отложения нижнемеловых осадков к юго-востоку и западу от Кисловодска, а следовательно, указывает на то, что район Кисловодска был относительно наиболее мелководным. О более значительном прогибании нижнемелового бассейна в юго-восточной части района по сравнению с районом Кисловодска свидетельствует сильное увеличение мощности нижнего мела в этом направлении.

Условия залегания пород титонско-нижнемелового комплекса очень просты. Титонские породы наклонены в общем моноклинально к северо-северо-востоку и северо-востоку. Довольно резкий, почти под прямым углом, перегиб в их простирании намечается только в районе долины р. Малки и близ устья р. Гедмыш. Здесь намечается глубокая ложбина в рельефе подошвы титона с относительно крутым склоном, обращенным к западу. Южнее этот перелом постепенно сглаживается, становится менее заметным.

Наряду с этим переломом, вполне совпадающим с переломом поверхности основания верхней юры, западнее, в районе левобережья р. Хасаут, близ слияния его с Малкой и Муштой намечается пологий выступ в рельефе подошвы титона. Он вполне совпадает с соответствующим выступом в рельефе подошвы верхней юры и имеет примерно такую же величину, отражая сводовое поднятие центральной части Малкинско-Муштинского выступа древнего основания.

Кроме относительно крупных изгибов поверхности основания титона, имеются более мелкие неровности в виде небольших флексурообразных перегибов. Один из них протягивается вдоль долины р. Эшкакон, другой намечается в верхнем течении р. Кич-Малки. Оба перегиба имеют вид как бы ступеней, у которых опущено восточное крыло относительно западного. Довольно резкий изгиб поверхности основания титона намечается еще в районе Кисловодска, где он констатирован в результате

Таблица 5. Мощности отдельных горизонтов нижнего мела в районе г. Кисловодска (в м)

Горизонты	Район к западу от г. Кисловодска (сел. Терезе, водораздел Подкумка и Кумы)	Окрестности г. Кисловодска	Район к востоку от г. Кисловодска (долина р. Малки у сел. Каменномостского)
Глины верхнего альба	120	90	0
Песчаники альба	130	110	130
Апт	230	230	270
Баррем	60	80	85
Готерив	45	50	60
Валанжин	120	90–110	130
Весь нижний мел	700	650	670
Нижний мел без верхнего альба	580	560	670

суммирования данных бурения ряда скважин и исследований гидрогеологов кисловодской гидрогеологической группы Бальнеологического института. Этот изгиб поверхности древнего фундамента имеет здесь вид меридионально вытянутого валоподобного выступа с довольно крутыми склонами. Одевающие его титонские обломочные породы (дресва) уменьшаются в мощности над его сводом (96 м) и увеличиваются к западу и востоку (до 220 м). Второй такой же выступ, вероятно, более пологий, несомненно существует в районе выходов на поверхность гранитов на р. Аликоновке. Форма его неизвестна. Между этими двумя выступами – Кисловодским и Аликоновским – можно догадываться о существовании ложбины с более крутым западным и пологим восточным склонами.

Интересно, что все эти второстепенные изгибы поверхности подошвы титона не отражаются в структуре кровли валанжина. Известняки валанжина на участке между западной границей района и нижним течением Кич-Малки имеют спокойный общий наклон к северо-северо-востоку с примерно одинаковым углом падения повсюду (около 4°). На фоне этого однообразного падения намечается лишь очень слабый перегиб в районе Аликоновского выступа гранитов. Направление падения слоев меняется от СВ 10° на западе до СВ 20° на востоке от этого перегиба. Кроме того, заметен плавный флексурообразный изгиб поверхности валанжинских известняков немного восточнее верховьев Березовки. Этот изгиб, вероятно, является отражением на более высоком уровне ступенчатого изгиба подошвы титона в верхнем течении Кич-Малки.

Все это показывает, что мелкие изгибы поверхности основания титона созданы движениями, проявлявшимися в основном до отложения титона. Они оказались в общем погребенными под толщей титонско-валанжинских осадков. Более молодыми движениями они были, очевидно, оживлены в слабой степени. Об этом можно судить по едва заметным изгибам кровли валанжина в районе Кисловодского и Аликоновского выступов древнего основания. Несколько более заметным является только ступенчатый изгиб слоев в верховьях Березовки и Кич-Малки.

Резкий изгиб все слои нижнего мела и кровля валанжина испытывают только на востоке, в нижнем течении Кич-Малки, и на Малке в районе сел. Каменномостского. Здесь простирание меняется под очень крутым углом, так что направление падения становится почти восточным (СВ 70–80°). Этот изгиб отражает на более высоком уровне соответствующий изгиб подошвы титона и верхней юры в районе Гедмыша и выступ к северу поверхности палеозойского фундамента на северном склоне Малкинско-Муштинского палеозойского вала. Резкое проявление его в породах нижнего мела говорит о том, что оформление его закончилось позже конца альба. Поскольку этот вал отража-

ется в породах и верхнего мела, и палеогена, его приходится признать очень молодым третичным элементом структуры Северного Кавказа. Однако развитие его, как увидим ниже, началось еще в дотитонское время.

Помимо описанных крупных и мелких общих изгибов слоев титона и нижнего мела, более или менее хорошо отраженных на имеющихся картах рельефа, в толще известняков титона можно видеть многочисленные мелкие, частные нарушения. Они не затрагивают толщи кимериджа и других подстилающих пород и лишь слабо отражаются в вышележащих нижнемеловых отложениях. Выражены они неправильными изгибами и складками в толще известняков валанжина–титона, иногда довольно крупного масштаба, до нескольких километров по простиранию и сотен метров в поперечнике. Природа этих нарушений не всегда ясна. Во многих случаях это, вероятно, нарушения чисто седиментационного характера, связанные с неоднородностью условий накопления известняков и известковых брекчий. Но отчасти это и тектонические нарушения небольшого масштаба, не отражающиеся заметно на общей структуре. Некоторую роль в нарушениях известняков играют также и карстовые процессы.

Комплекс титонских нижнемеловых отложений несогласно, с размывом перекрывается комплексом пород верхнего мела, которые изучали Г.П. Леонов и М.М. Москвин. Верхнемеловые породы со скрытым несогласием налегают на нижний мел, срезая, как уже упоминалось, его верхние горизонты. Это срезание особенно резко проявилось в восточной части района, но, несомненно, сказывалось и западнее.

Верхнемеловые породы, погружаясь к северу, выполняют целиком огромный Предкавказский прогиб и выходят на его противоположной стороне – по южной окраине Донецкого бассейна. Только начиная с позднего мела все пространство этого прогиба вместе со Ставропольским плато начало покрываться осадками. До позднемеловой эпохи на месте этого прогиба, как мы видели, приподнятые массивы располагались близко к современному северному склону Кавказа. В раннемеловое время они были оттеснены, вероятно, несколько дальше, но нет никаких признаков их полного исчезновения. И только начиная с позднего мела вся область поднятого Предкавказья испытала погружение. Прогиб сместился к северу от нашего района. В титонское и раннемеловое время в его пределах шло максимальное прогибание. В позднемелоую эпоху прогиб развился севернее, а в нашем районе, вероятно, проявились поднятия.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО РАЗВИТИЮ СТРУКТУР РАЙОНА

Как видно из изложенного материала, в развитии рассматриваемого района можно выделить два основных крупных периода. Первый из них – палеозойский, в течение которого формировались мощные осадочные и вулканогенные толщи древнего палеозоя, силура и карбона и образовался складчатый и прорванный интрузиями фундамент. Второй – мезозойский период образования сравнительно маломощных осадков юры и мела, создания осложняющих их залегание изгибов и складок и возникновения общей моноклинальной структуры района.

Конец первого периода падает на конец палеозоя–начало мезозоя. В эту эпоху оформился древний фундамент района, затем подвергшийся нивелировке и впоследствии перекрытый мезозоем. Присутствие в структурах фундамента каменноугольных пород позволяет считать его в основном герцинским, хотя, вероятно, каледонская складчатость и образование гранитных интрузий играли в его создании существенную роль.

Герцинский фундамент, обнажаясь в верховьях Малки и вскрываясь скважинами в Кисловодске, уходит далее на север под мезозойско-кайнозойские образования. Можно считать вероятным, что на небольшой глубине он прослеживается под довольно обширным районом Северного Предкавказья, под Ставропольским плато. Вся мезозойская и палеозойская история последнего приводит к выводу о значительных отличиях в структуре Ставропольского плато по сравнению с районами, расположенными северо-западнее и юго-восточнее. Фации почти всех мезозойских и третичных горизон-

тов по мере приближения к этой области изменяют свой характер и становятся мелководными, а отложения уменьшаются в мощности. Это видно, например, по картам изопахит и фаций, приложенным к работе В.В. Белоусова [1940].

Эта особенность, в основных чертах известная уже давно, позволила А.Д. Архангельскому еще в 1926 г. и несколько позже В.П. Ренгартену высказать предположение о наличии в районе Ставропольского плато древней, вероятно, докембрийской глыбы. А.Д. Архангельский [1941] до последнего времени придерживался представления о присутствии тут докембрийского массива.

Нам кажется, что можно считать более вероятным и обоснованным наличие здесь не докембрийской глыбы, а продолжения под Ставропольское плато приподнятого герцинского фундамента из Приэльбрусского района, с которым оно непосредственно смыкается. Наличием приподнятого герцинского основания можно объяснить все особенности строения и истории развития Ставропольского плато. Можно полагать, что это герцинское основание прослеживается под всей Предкавказской равниной в целом, вплоть до подземного кряжа, соединяющего Донецкий бассейн с Мангышлаком и нащупанного скважиной в районе ст. Котельниково. Только в Кубанской и Терской впадинах это основание глубоко погружено, а в области Ставрополья – сильно приподнято.

В течение мезозоя древний фундамент вместе с покрывавшими его осадочными образованиями испытал лишь сравнительно незначительные деформации. В процессе их развития формировались последовательно смещавшиеся впадины, заполнявшиеся осадками. Создалась та моноклинальная общая структура, которая составляет важнейшую черту современной тектоники района. Возник резкий перелом в простирании толщ юры и мела, который намечается в средней части описанного района. Наконец, образовались небольшие складки, связанные с выступами древнего фундамента, которые осложняют общую моноклинальную структуру.

Впадина, в которой отлагались континентальные верхнелейасовые осадки, образовалась в южной части описанного района. Она примерно совпадала по положению с областью современного распространения верхнелейасовых песчаников. В ложе этого прогиба с самого начала его возникновения наметились на фоне общего прогибания отдельные более приподнятые и более опущенные участки, определяемые сейчас по характеру распространения глинистых и песчаных фаций (рис. 37).

В среднеюрскую эпоху этот прогиб расширился и углубился и в нем стали отлагаться морские осадки. Перед этим на границе лейаса и аалена его охватили некоторые поднятия, вызвавшие размыв лейаса и несколько несогласное залегание на нем аалена.

Перед отложением верхней юры северный борт прогиба, видимо, испытал поднятие. Позднеюрский бассейн оказался оттесненным к юго-западу сравнительно со среднеюрским. Его южной границы мы не знаем. В течение поздней юры поднятия на севере сменились медленными опусканиями, обусловившими постепенную трансгрессию позднеюрского моря от келловея до кимериджа все дальше на северо-восток. Море последовательно абрадировало берег, сложенный среднеюрскими глинами, затем ааленскими породами и, наконец, верхнелейасовыми песчаниками, срезая их слой за слоем. В титонское время площадь накопления осадков сместилась еще дальше к северо-востоку, в область, до того приподнятую и сложенную палеозойскими породами. Вместе с тем юго-западнее зона, ранее опущенная и являвшаяся площадью отложения кимериджских осадков, испытала резкое поднятие, сопровождавшееся размывом и сносом только что возникших кимериджских известняков, из которых стали образовываться титонские брекчии. В то же время на северо-востоке, в области, сложенной палеозойскими гранитами и кристаллическими сланцами, также произошли сильные поднятия (образование дресвы). Таким образом, титонские осадки формировались в сравнительно узкой ложбине, ограниченной и с юго-запада, и с северо-востока поднятиями. Притом область накопления титонских осадков сместилась несколько к северу по сравнению с площадью накопления келловейских, лузитанских и кимериджских отложений. Иначе говоря, ось титонского прогиба оказалась северо-восточнее вероятной

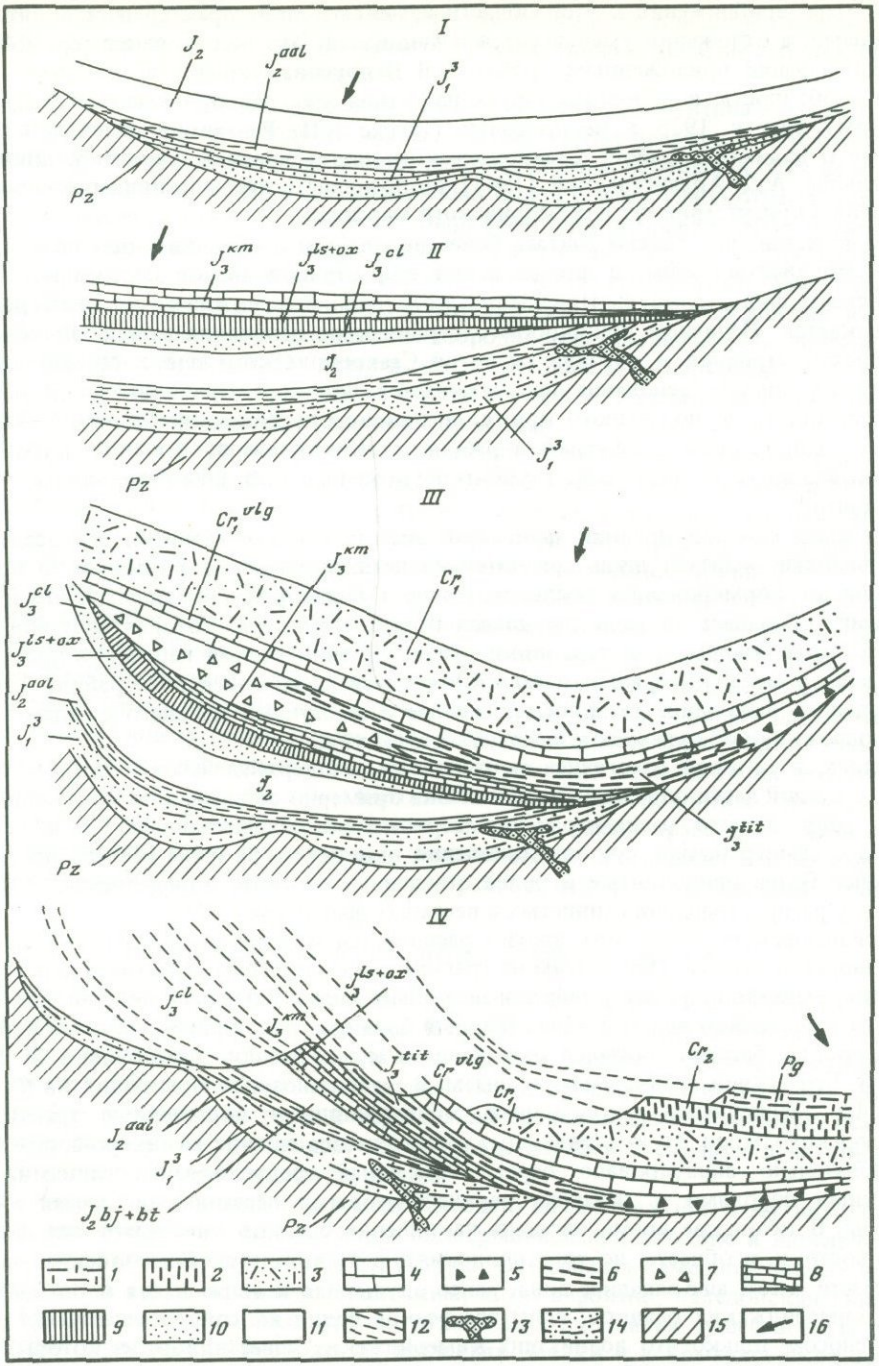


Рис. 37. Схема основных этапов развития структуры района северного склона Кавказа к югу от Кавказских Минеральных Вод

Структура района: *I* – после средней юры, *II* – после келловея, лузитана–кимериджа, *III* – после титона–раннего мела, *IV* – после позднего мела и создания моноклинали. Сплошными линиями показана современная структура, сохранившаяся от эрозии, пунктиром – то, что смыто эрозией. *1* – палеоген; *2* – верхний мел; *3* – нижний мел, готерив–альб; *4* – нижний мел, валанжин; *5* – титон – гранитная дресва; *6* – красные глины с гипсом; *7* – известняковые брекчии; *8* – известняки кимериджа; *9* – известняки лузитана и оксфорда; *10* – песчаники келловея; *11* – глины байоса и бата; *12* – ааленский ярус; *13* – порфиритовые интрузии; *14* – верхний лейас; *15* – палеозойский фундамент (Pz); *16* – оси впадин

оси областей накопления предыдущих осадков. Мы здесь видим начало смещения прогибов к северо-востоку начиная с поздней юры.

Нижнемеловой прогиб унаследовал титонский, но расширился и углубился по сравнению с ним. Верхнемеловой прогиб особенно сильно сместился к северу по сравнению с нижнемеловым. Область отложения верхнеюрских и нижнемеловых осадков оказалась в юго-западном крыле верхнемелового прогиба. Основание выполняющих его осадков срезает нижний мел и уходит, погружаясь, далеко к северо-востоку. Осевая часть верхнемеловой депрессии смещена далеко к северо-востоку (точного положения ее мы не знаем). Верхнемеловой прогиб захватил огромное пространство всей современной Предкавказской депрессии, вплоть до южной окраины Донецкого бассейна. Эта область до начала позднего мела была или целиком, или в значительной мере приподнята. Таким образом, в ее развитии с начала позднего мела наступает новый этап. До того приподнятая область, в основном герцинских сооружений, превращается в систему развивающихся затем передовых впадин альпийского сооружения Кавказа. Крыло этого прогиба захватило и область северного склона Главного хребта, вероятно, целиком и весь описанный район.

Смещение титонско-нижнемелового прогиба к северо-востоку по сравнению с келловейско-кимериджским и верхнемелового по сравнению с титонско-нижнемеловым в том же направлении связано, очевидно, с какой-то общей причиной. Таковой, по-видимому, являются периодические поднятия осевой части Главного Кавказского хребта — Кавказского мегантиклинала. Эти поднятия должны были вызвать смещение прогибов к его периферии. Погружение герцинской зоны Предкавказья и возникновение огромного верхнемелового прогиба связаны во времени с энергичным воздыманием и ростом Кавказского мегантиклинала, начало которого, вероятно, было заложено еще раньше — в лейасе (когда на северном склоне Главного хребта отлагались грубые конгломераты).

Таким образом, можно полагать начало заложения моноклинальной структуры рассматриваемого района с позднемелового времени. Хотя, конечно, окончательное оформление произошло намного позже — в неогеновую эпоху, но в позднем мелу в связи с опусканиями на северо-востоке и восходящими движениями на юго-западе между этими областями заложилось соединяющее их промежуточное крыло, впоследствии развившееся в современную моноклинальную структуру. Наоборот, до позднего мела нет признаков ее существования, и можно считать более вероятным наличие здесь мелких антиклиналей и синклиналей, несколько смещавшихся, как было показано выше, во времени и в пространстве.

Следовательно, моноклинальная структура северного склона Кавказа является довольно молодой, заложившейся в позднем мелу. Осложняющие ее изгибы и складки, как это ни странно на первый взгляд, оказываются более древними. Они возникли, когда еще не было общего моноклинального наклона слоев на север.

Мы уже говорили, что антиклинали и синклинали верхнемеловых пород, облекающих выступы и впадины древнего палеозойского фундамента, уже наметились в эпоху отложений лейасовых осадков, о чем можно судить по распределению фаций. Вместе с тем наличие круто задранных (до 60–80°) крыльев складок в верховьях Малки, сложенных лейасом, и вероятность сбросов показывают, что эти дислокации происходили после формирования верхнелейасовых осадков, т.е. структуры, заложившиеся до лейаса, продолжали развиваться и позднее. Более того, показанное выше некоторое поднятие поверхности основания верхнеюрских и титонских пород в районе северного крыла Малкинско-Муштинской антиклинали говорит о более поздних движениях. Эти движения проявлялись с конца лейаса до титона включительно и создавали пологие складки юрских отложений, в частности упомянутую Малкинско-Муштинскую складку, а образуя деформации фундамента, создавали выступы и впадины его поверхности.

У нас нет данных для того, чтобы сказать, продолжались ли эти движения позже титона, так как верхнеюрские и лейасовые породы в области Малкинско-Муштинской

антиклинали ничем не перекрыты. Карта кровли валанжина в этом отношении ничего не дает, так как валанжинские осадки слишком удалены от рассматриваемых дислокаций. Таким образом, конкретных данных нет ни за, ни против, но, конечно, вполне вероятно, что движения по ним происходили и позже, вплоть до третичного времени. Нам представляется, что пологие дислокации Ставропольского плато, как, например, вытянутая с северо-запада на юго-восток крупная Невинномысская антиклиналь и ряд других более мелких, расположенных параллельно ей севернее, по своей природе мало отличаются от Малкинско-Муштинской или Харбазской антиклиналей. Они характеризуются, правда, большими размерами и сложены с поверхности более молодыми слоями. В строении их участвует неоген вплоть до верхнего сармата. Но в ядрах их основания, если наше предположение о приподнятом герцинском фундаменте Ставропольского плато правильно, должны залегать те же палеозойские породы фундамента, которые образуют ядра рассмотренных антиклиналей. Однако возраст ставропольских складок, очевидно, послесарматский. Сопоставление с этими складками наших структур позволяет считать, что и в изученном районе движения, формировавшие складки, могли продолжаться до третичного времени. Однако, как уже говорилось, складки нашего района начали существовать в лейасе и вполне оформились уже в титоне. Были ли в них подвижки более молодые, мы все же точно сказать не можем.

То же самое касается описанных выше поперечных к моноклинали ступенчатых или флексурообразных изгибов слоев, прослеживающихся вдоль долины Эшкакона и от среднего течения Кич-Малки к верховьям Березовки.

Все эти дислокации резко выражены в основании титона, следовательно, оформились до титонского времени (или в начале титона). Кровля же валанжина их почти не отражает. Следовательно, подвижки по ним после валанжина могли происходить лишь очень слабые. То же касается Кисловодского выступа – резкие изменения мощности титонских пород на нем и рядом с ним показывают, что он был погребен титонскими осадками и, следовательно, существовал до титона. В кровле валанжина он почти не сказывается. В вышележащих нижнемеловых слоях, примерно над его склонами, установлены ступенчатые сбросы, свидетельствующие о подвижках, продолжавшихся после раннего мела. Но опять-таки в основном структура создалась до раннего мела – в начале титона или до него.

Все эти мелкие поперечные изгибы можно, по-видимому, считать как бы сопутствующими основному поперечному флексурообразному изгибу слоев, который резко разделяет простирание всех слоев к северу от Малкинско-Муштинского выступа. К западу от него слои моноклинали, как мы видели, имеют почти широтное простирание, к востоку – северо-западное, а для верхних горизонтов (нижний мел) – даже почти меридиональное.

В лейасовых, верхнеюрских и титонских отложениях, если не считать мелкие изгибы, осложняющие их залегание по-разному, общий излом простирания имеет одинаковый характер. Все эти породы наклонены западнее долины Малки примерно одинаково (СВ 20°).

В районе верховьев Лахрана и устья Гедмыша все они испытывают резкий перегиб, падая на северо-восток под углом 60–70°. Этот перегиб сопровождается в нижнем течении Гедмыша довольно глубокой ложбиной. Западное крыло последней относительно крутое и осложнено рядом мелких ступенчатых сбросов, у которых опущены восточные крылья. В восточном крыле слои имеют широтное простирание, а затем вновь перегибаются, приобретая северо-восточное падение. Весь перегиб имеет, таким образом, вид крупной флексурообразной ступени, осложненной продольной ложбиной и мелкими сбросами. В валанжинских слоях на более высоком уровне эта ступень также четко выражена, хотя здесь она не сопровождается разломами и имеет более плавный характер. В целом ступень в связи с общим моноклинальным падением слоев наклонена к северо-востоку.

Возникновение флексурообразной ступени, так же как и других дислокаций, произошло до образования моноклинали. Это подтверждает различный характер мощности

и отчасти фаций нижнемеловых и титонских отложений в области крыльев ступени. Мощность нижнего мела, как мы уже знаем, больше в восточном ее крыле – более чем на 100 м (район Каменномостского) по сравнению с западным (район Кисловодска). Титонские отложения в юго-восточном крыле представлены в значительной части морскими известняками и брекчиями (внизу). В западном крыле мы видим дресву и континентальные глины. Мощность титона на востоке значительно больше, чем на западе. Признаков различия фаций или мощностей пород в разных крыльях ступени для более древних горизонтов мы не имеем, поэтому нет данных, существовала ли она до титона. Но упомянутые фациальные различия титона указывают, что в титонское время она, несомненно, уже была.

Можно думать, что эта ступень сформировалась первоначально на фоне горизонтальных слоев как крупная флексура, у которой восточное крыло опустилось относительно западного. Может быть, на глубине ее образование сопровождалось разломами и сбросами в палеозойском фундаменте. Вероятно, одновременно с ней, отражая общую тенденцию опускания ее восточного крыла относительно западного, образовался ряд более мелких флексурообразных изгибов, имеющих также опущенные восточные крылья (Березовско-Кичмалкинская, Эшкаконская ступени).

Флексура возникла до титона. Мы полагаем, что первоначальное образование ее и сопровождающих ее дислокаций связано с теми движениями, которые вызывали поднятие гранитных массивов, их разрушение и образование гранитной дресвы на севере и сказались также на юге района, т.е. именно с поднятиями титонского времени. Впоследствии с ней были связаны небольшие подвижки, продолжавшиеся после раннего мела. Они вызвали образование главной флексуры в валанжинских слоях и мелких сбросов в толще нижнего мела. Проявляются они также в верхнемеловых отложениях.

При создании моноклинали в верхнем мелу оба крыла флексуры на юге были приподняты, на севере – опущены. Дальнейшие подвижки всей моноклинали, а также, вероятно, и в самой флексуре сформировали современную наклонную флексурообразную ступень, осложненную мелкими нарушениями.

Любопытно общее положение описываемой флексурообразной ступени. Она располагается на западном краю широкой меридиональной полосы, которая, начинаясь от нашего района или южнее, тянется на северо-северо-восток между Пятигорском и Георгиевском и далее к Буденновску. На геологической карте этой полосы легко видеть, как все отложения и структуры здесь быстро погружаются с запада на восток. На юге это погружение в предгорьях Главного хребта выражается в увеличении углов падения юрских, нижне- и верхнемеловых и палеогеновых пород. Севернее оно выражается в довольно резком погружении неогеновых отложений под четвертичные. Как указывает М.М. Жуков, в северной части Ставропольского плато апшеронские слои уходят к востоку под четвертичные, образуя флексурообразный перегиб с довольно крутым средним крылом. То же происходит южнее с породами миоцена и палеогена.

Таким образом, мы здесь имеем дело с единой зоной флексурообразного погружения всех пород от палеогена до плиоцена с запада на восток – от Ставропольского плато в недра Терской депрессии. По-видимому, флексурообразный перегиб слоев мезозоя в нашем районе можно рассматривать как некоторую часть в общей зоне этого крупного погружения. Возраст этой зоны погружения на севере, видимо, молодой: в области Ставропольского плато он плиоценовый или даже четвертичный. Не исключена вероятность того, что движение в этой зоне происходит до настоящего времени. Однако возникновение этой зоны произошло не позднее титона, и она является, таким образом, весьма древним и устойчивым элементом структуры Северного Кавказа

Интересно, что как раз с этой зоной в ее южной части связаны многочисленные четвертичные или плиоценовые проявления вулканической деятельности, о чем свидетельствует наличие пеплов и туфов, а также целых вулканических аппаратов. Можно думать, что их присутствие связано с разломами. Невольно возникает вопрос, не связаны ли все знаменитые пятигорские лакколиты тоже с разломами в этой зоне, к которой локально они очень близки.

УДК 551.24 (575.3+235.132)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ И ПОЛОЖЕНИЕ БОЛЬШОГО БАЛХАНА[1]

Первые представления о геологии западной части Туркмении были получены в 80-х годах прошлого века в результате работ В.А. Обручева [1890], К.И. Богдановича, Н.И. Андрусова и других исследователей Закаспийского края. Обобщение этих материалов и личных наблюдений позволило И.В. Мушкетову [1891] составить геологическую карту Западной Туркмении в масштабе сто верст в дюйме и выделить в пределах ее три резко различающиеся по геологическому строению области. К одной из них он отнес территорию, расположенную севернее Узбоя и Унгуза, для которой характерно горизонтальное залегание сарматских отложений и наличие домиоценовых складок Большого Балхана, Кубадага, Кюрянын-Кюрре, Туаркыра и Сары-Баба восточнее Кара-Богаз-Гола. К этой же области И.В. Мушкетов отнес и складки Мангышлака.

В качестве второй области И.В. Мушкетов выделил обширную впадину на месте Каракумов, которую он назвал Туркменской, или Каракумской, считая при этом, что она ограничена сбросами, т.е. представляет собой грабен.

К третьей, южной он отнес складчатую область Туркмено-Хорасанских гор и Копетдага, отмечая, что в ее пределах имеется ряд более или менее параллельных складок, сложенных меловыми отложениями и нарушенных продольными сбросами.

Среди материалов, которые послужили основой для выделения этих крупных тектонических элементов, в частности для выделения Туркменской впадины, важнейшую роль сыграли тщательно собранные данные В.А. Обручева, полученные им при исследованиях 1886–1888 гг.

В дальнейшем тектоническое разделение Туркмении, сделанное И.В. Мушкетовым, дополнялось, изменялось в деталях и уточнялось, но в основных чертах оно служит основой для тектонических построений до настоящего времени.

Н.И. Андрусов (1888 г.) показал, что в прилегающей к Туркмении части Каспийского моря следует различать две впадины – северную и южную, разделенные высокой подводной перемычкой, тянущейся от Апшеронского полуострова к Красноводскому. Эта перемычка, в пределах которой глубины не превышают 200 м, поднимается над прилегающими впадинами дна Каспия на значительную высоту – до 300–400 м. Таким образом, она представляет собой внушительный по размерам подводный кряж, соединяющий Кавказский хребет с горами Красноводского полуострова.

В более поздней работе Н.И. Андрусов [1905а] дал описание геологического строения Красноводского полуострова, Большого и Малого Балхана и побережья Кара-Богаз-Гола. Он установил, что Большой Балхан представляет собой антиклинальную структуру и что мезозойские отложения образуют выходы на побережье Кара-Богаз-Гола.

Дальнейшее развитие представлений о тектонике Туркмении исходило из приведенных данных, а также основывалось на более новых материалах исследователей Туаркыра, Большого Балхана, Красноводского полуострова, Каракумов и Копетдага (И.И. Никшич, П.М. Васильевский, Н.П. Луппов, В.Ф. Пчелинцев, В.Н. Огнев, А.В. Данов, М.И. Варенцов, П.И. Калугин, Г.И. Каляев, О.С. Вялов, В.П. Мирошниченко, Б.А. Федорович, Б.А. Петрушевский, П.Г. Суворов, П.А. Никитюк и др.).

В результате этих исследований о Копетдаге сложилось прочное представление как о сложной складчатой области, составляющей окраину огромного альпийского сооружения – мегантиклинория Туркмено-Хорасанских гор.

Область, расположенную севернее альпийских складчатых сооружений, обычно считают платформой с палеозойским складчатым основанием. В частности, Каракумскую впадину И.В. Мушкетова относят к этой платформе, считая, что часть последней захва-

[1] См.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 2. С. 69–80.

чена опусканиями вдоль края альпийской складчатости и превращена в передовой, или краевой, прогиб.

Значительно более спорным является вопрос о тектоническом положении и истории развития пологих складок побережья Кара-Богаз-Гола и Туаркыра. Основываясь на данных упомянутых исследователей, в особенности Н.П. Луппова, А.Д. Архангельский [1932] в известной сводной работе, посвященной геологическому строению СССР, объединил складки Прикарабогазского района и Мангышлака в единую систему, которую далее соединял со складками Донецкого бассейна, отнеся их все к киммерийским горным сооружениям. Такое представление о мезозойском возрасте туаркырских складок и тесной связи их с Мангышлаком очень распространено. А.Д. Архангельский [1941] придерживался его до последнего издания своей сводки.

А.Л. Яншин [1951], Б.А. Петрушевский, И.А. Резанов и В.А. Растворова [1954] не выделяют здесь области мезозойской складчатости, считая складки Туаркыра, а также и Большого Балхана развившимися на платформенном палеозойском основании в качестве унаследованных. При этом А.Л. Яншин [1951] относит складки Мангышлака и Туаркыра к разным системам.

Наиболее спорным и наименее разрешенным вопросом строения Западной Туркмении является вопрос о тектоническом положении Большого Балхана. Собственно хребет Большой Балхан в тектоническом отношении представляет собой лишь часть, восточную оконечность крупного складчатого антиклинального сооружения, продолжение которого расположено в горах Кубадага, в окрестностях Красноводска. На западе мегантиклиналь Большого Балхана уходит в Каспийское море, и оконечности ее мы не знаем. Следует отметить, что скрыто также и южное крыло большей части магантиклинали. Оно погребено под толщей четвертичных образований п-ова Дарджа и частично затоплено водами Красноводского залива. В ядре мегантиклинали лишь в немногих местах у подножия Кубадага и на островах Красноводского залива выходят изверженные породы, относимые большинством исследователей к палеозою.

В таком объеме сооружение Большого Балхана, или Балхано-Кубадагское, рассматривали многие исследователи [Луппов, 1952; Петрушевский, Резанов, Растворова, 1954], а также я.

Многие исследователи тектоники Туркмении, начиная с И.В. Мушкетова, считали сооружение Большого Балхана связующим звеном между Копетдагом и Кавказом и относили его к области альпийской складчатости. В частности, в Альпийскую зону как продолжение Копетдага его включают В.Н. Огнев [1939] и М.И. Варенцов [1940], который считает Большой Балхан продолжением тектонических линий северо-западного Копетдага.

В своей работе 1946 г. я также отнес Большой Балхан как крупную мегантиклиналь к единой зоне краевых антиклинальных сооружений альпийского пояса вместе с Кавказом. Н.П. Луппов [1952] относит Большой Балхан к краевой части Копетдагской геосинклинали, считая, однако, что в результате альпийских движений он образовал общую структуру с "жестким" массивом Кубадага. Вместе с тем А.Д. Архангельский [1932] относил Большой Балхан, так же как и Туаркыр, к системе киммерийских складчатых сооружений.

Наконец, многие исследователи причисляют Большой Балхан к области платформ с герцинским складчатым основанием, окаймляющей альпийские сооружения с севера. Это, например, нашло свое отражение на тектонической карте СССР, составленной под редакцией Н.С. Шатского.

В большой, чрезвычайно обстоятельной работе А.Л. Яншин [1951] подробно обосновывает представление о палеозойском возрасте основания северных Каракумов, Устюрта и Прикарабогазского района. Складки Туаркыра он рассматривает как типичные унаследованные антиклинали, развившиеся на этом основании, что, конечно, весьма вероятно. Однако к таким же унаследованным складкам А.Л. Яншин относит и сооружение Большого Балхана, при этом никаких доказательств не приводит.

Авторы интересной статьи, посвященной тектонике Туркмении, – Б.А. Петрушев-

ский, И.А. Резанов и В.А. Растворова [1954] – также к платформенным сооружениям относят Большебалхано-Кубадагскую мегантиклиналь. Правда, при этом они отмечают значительные отличия юрского, мелового и палеогенового разреза Большого Балхана от значительно меньшего по мощности разреза этих же отложений Туаркыра. Они отмечают и значительную дислоцированность осадочных толщ Большого Балхана, особенно нижне- и среднеюрских пород, достигающих 3000 м мощности в его ядре, подчеркивая при этом пологое залегание более молодых пород в крыльях мегантиклинали.

Между прочим, эти авторы пишут, что они не сомневаются в том, что Кубадаг (т.е. западная часть мегантиклинали Большого Балхана) представляет собой платформу, так как там верхнеюрские отложения с конгломератами в основании спокойно залегают на изверженных породах, относимых предположительно к палеозою. При этом они забывают, что упоминаемая ими часть мегантиклинали Большого Балхана является ее сводовой, осевой частью. Здесь более молодые отложения крыльев трансгрессивно переходят на палеозойское ядро структуры, что вовсе не отражает платформенного ее характера. Ведь даже на Главном Кавказском хребте, в бассейне р. Чегем, известно налегание слабонаклонного келловея с конгломератами в основании на кристаллические докембрийские породы ядра мегантиклинали Большого Кавказа, но никто при этом последнюю не относит к платформе.

Следуя Н.П. Луппову [1945] и А.Л. Яншину [1951], В.Ф. Соловьев [1952, 1954] тоже относит Красноводский полуостров вместе с Кубадагом (т.е. западную оконечность мегантиклинали Большого Балхана) к области палеозойской платформы.

В настоящее время вопросы тектоники Западной Туркмении вызывают особенно большой интерес в связи с проведением там больших работ по ирригации безводных районов. Правильные представления об истории тектонического развития этой территории должны привести к ее правильному тектоническому районированию. Тектонические же условия определяют многие физико-географические, в частности сейсмические, особенности, которые приходится учитывать при создании различного рода сооружений, рассчитанных на долгое время. Поэтому я думаю, что правильная оценка положения мегантиклинали Большого Балхана в системе структурных элементов Западной Туркмении тоже имеет немаловажное значение. Ниже я хочу привести дополнительные аргументы, подкрепляющие представление о необходимости относить Большой Балхан к альпийским сооружениям, а не к платформе с домезозойским складчатым основанием. Необходимо также коснуться и расположения краевых впадин Альпийского геосинклинального пояса.

Анализ тектонической структуры периферической части Альпийского пояса в пределах Кавказа и к востоку от Каспийского моря с несомненностью показывает, что мегантиклиналь Большого Кавказа и сложное антиклинальное сооружение Туркмено-Хорасанских гор вместе с Копетдагом составляют два внешних антиклинальных поднятия, расположенных вдоль края Альпийской области. Это, по-видимому, бесспорно принимается всеми исследователями тектоники юга нашей страны. На прилагаемой схеме (рис. 38) представлена общая картина взаимоотношений в плане между основными структурными элементами Западной Туркмении и Восточного Кавказа.

Перед этими сооружениями вытянуты впадины, отделяющие мегантиклинали от соседних платформенных областей. Это типичные краевые впадины, расположенные по внешнему краю альпийского пояса, по границе его с платформой: Индоло-Кубанская перед Западным Кавказом, Терско-Карабогазская, или Терско-Каспийская, перед Восточным Кавказом и Предкопетдагская на востоке перед Копетдагом.

А.Д. Архангельский [1923] в своей первой сводке, посвященной геологии Европейской части СССР, сначала включил в единую длинную депрессию, ограничивающую с юга Русскую платформу, всю систему впадин от Предкарпатья до Каспийского моря и назвал ее Причерноморской. При этом он считал, что Туркменская впадина И.В. Мушкетова служит ее восточным продолжением. Позднее в статье, посвященной строению Ставропольского плато, А.Д. Архангельский [1926] изменил представление о строении Причерноморской впадины, считаясь с тем, что предполагаемый им древний мас-

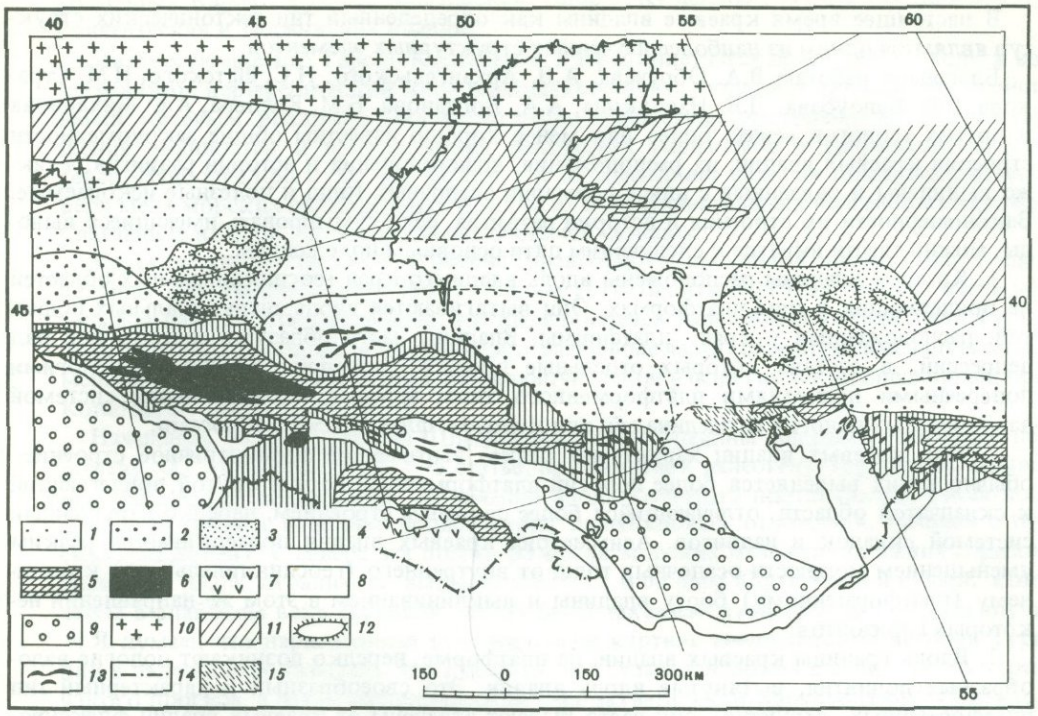


Рис. 38. Схема соотношений тектонических структур Западной Туркмении и Кавказа

1 – платформенные впадины на палеозойском основании, окаймляющие краевые впадины; *2* – краевые впадины Альпийской геосинклинальной области; *3* – платформенные поднятия, разделяющие краевые впадины; *4* – крылья больших антиклинальных поднятий (мегантиклиналей), сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями, а также области погружения этих структур; *5* – крылья и ядра антиклинальных поднятий, сложенные мезозойскими отложениями; *6* – ядра поднятий, сложенные палеозоем и докембрием; *7* – Севанский синклинорий; *8* – крылья внутренних впадин; *9* – наиболее прогнутые части внутренних впадин; *10* – Русская платформа с докембрийским основанием; *11* – платформенная область с палеозойским складчатым основанием и верхнепалеозойский краевой прогиб, отделяющий ее от Русской платформы; *12* – отдельные пологие антиклинальные поднятия; *13* – отдельные антиклинали; *14* – граница между основной южной и северной частями Южно-Каспийской впадины; *15* – погруженная часть мегантиклинали Большого Балхана

сив в области Ставропольского плато подразделяет общий прогиб на две части. Только за прогибом, расположенным западнее Ставропольского плато, он сохранил название Причерноморской впадины, а более восточный прогиб назвал Терско-Туркменской впадиной, предполагая первоначально, что он соединяется с Туркменским грабеном И.В. Мушкетова. Но затем в работе "Геологическое строение СССР" А.Д. Архангельский [1932] показал, что к востоку от Ставропольского массива последовательно расположены две впадины: Терско-Карабогазская, охватывающая бассейн Терека, среднюю часть Каспия и Кара-Богаз-Гол, и далее, обособленно от нее, Туркменская. В настоящее время Терско-Карабогазскую впадину правильнее было бы называть Терско-Каспийской, поскольку выяснилось, что бóльшая ее часть расположена под водами среднего участка Каспия, а на месте восточной половины Кара-Богаз-Гола находится пологое антиклинальное поднятие, являющееся продолжением Туаркырского.

В известной своей статье А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский [1933] Терско-Каспийскую и Туркменскую впадины впервые отнесли к категории передовых впадин альпийских складчатых сооружений Кавказаа и Копетдага. В этой же статье указанные авторы охарактеризовали Ставропольское поднятие как высокоподнятую поперечную перемычку между впадинами.

В настоящее время краевые впадины как определенный тип тектонических структур являются одним из наиболее изученных структурных элементов.

Благодаря работам В.А. Обручева, А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, Н.М. Страхова, В.В. Белоусова, Д.В. Наливкина, А.А. Богданова, Б.М. Келлера, А.Е. Михайлова и других геологов сейчас более или менее хорошо известны общие закономерности строения краевых впадин, их расположения, возникновения и истории развития, а также выявлены и связанные с ними формации осадочных толщ и полезные ископаемые. Закономерности их строения и истории развития, если суммировать имеющиеся выводы, можно свести вкратце к следующим пяти основным положениям.

1. Краевые впадины расположены вдоль внешнего края геосинклинальных областей на прилегающих к ним платформах. Они вытягиваются вдоль антиклинальных поднятий, расположенных у края платформы. Впадины часто образуют систему или ряд депрессий, в составе которых отдельные прогибы разделены крупными пологими поперечными поднятиями платформенного типа, нередко осложненными системой валообразных пологих антиклиналей, или куполов, флексурами и сбросами.

2. Для краевых впадин характерно резко выраженное асимметричное строение; обычно в них выделяется более пологий платформенный борт и крутой, прилегающий к складчатой области, отличающийся более сложным строением, нередко нарушенный системой складок и надвигов. Асимметрия краевых впадин подчеркивается резким уменьшением мощности осадочных толщ от внутреннего (геосинклинального) к внешнему (платформенному) борту впадины и выклиниванием в этом же направлении некоторых горизонтов.

3. Вдоль границы краевых впадин, на платформе, нередко возникают пологие валообразные поднятия, вытянутые вдоль впадин. Это своеобразный и характерный тип платформенных структур; они часто бывают отделены от краевых впадин флексурообразным изгибом слоев или тектоническим уступом.

4. Для краевых впадин характерными осадочными формациями являются песчано-глинистые отложения с прослоями известняков, континентальные молассовые толщи, иногда с мощными горизонтами конгломератов, угленосные, нефтеносные и соленосные свиты.

5. Краевые впадины образуются в эпоху, когда в геосинклинальной области происходит усиленный рост крупных внешних антиклинальных поднятий. Обычно это происходит в конечный этап развития геосинклинальной области, перед ее окончательным замыканием. При образовании краевой впадины в прогибание втягивается соседняя часть платформы, а рост впадины приводит к захвату ею все большей площади платформы. Образование и расширение краевых впадин самым тесным образом связаны с поднятием и ростом внешних антиклинальных структур по периферии геосинклинальной области. При замыкании краевых впадин прекращается их прогибание и они превращаются в систему крупных асимметричных синклиналей, разделяющих платформенные области различного возраста (пример – система краевых впадин Урала, развивавшихся в позднем палеозое и отделяющих палеозойскую платформу Урала от Русской докембрийской платформы).

Перечисленные признаки характерны не только для таких типичных краевых впадин, как упомянутая система впадин Урала или Ленская перед Верхоянским антиклинальным поднятием Восточной Сибири, но также для краевых впадин Альпийской геосинклинальной области. В пределах последней они, собственно, и были впервые выделены. В Европе и Западной Азии они образуют непрерывный ряд, к которому относятся Ронская, Швейцарско-Баварская и Нижнеавстрийская впадины перед фронтом мегантиклинория Альп и Словакии, Краковская и Прикарпатская перед мегантиклиналью[1]

[1] Я различаю понятия "мегантиклинали" и "мегантиклинории", считая первые в целом более простыми структурными элементами, большими антиклиналями, а вторые – более сложными. Примерами мегантиклиналей служат Большой Кавказ, Горный Крым; мегантиклинориев – Малый Кавказ (в целом), Альпийско-Словацкий и др.

Восточных Карпат, а также Альминская, Индоло-Кубанская, Терско-Каспийская, Предкопетдагская и Таджикская впадины.

Интересующие нас Терско-Каспийская и Предкопетдагская впадины, входя в состав упомянутой периферической зоны Альпийского пояса, обладают признаками, свойственными краевым впадинам. Они имеют резко асимметричное строение вследствие уменьшения мощностей и выклинивания некоторых горизонтов в направлении с юга на север. Наиболее прогнуты они на юге, где их выполняет мощная толща залегающих поверх мела морских палеогеновых и морских и континентальных неогеновых отложений. Слагающие их слои здесь осложнены системой складок.

Краткая характеристика строения предгорного прогиба Копетдага была сделана недавно Д.В. Наливкиным [1951]. Затем Л.Н. Леонтьев [1953] привел очень убедительные данные, показывающие, что выделявшаяся ранее Каракумская (или Туркменская) впадина распадается на две резко различные части: северную, имеющую платформенное строение, и южную, представляющую собой узкий глубокий предгорный прогиб Копетдага.

Начальные этапы развития Предкопетдагской впадины впервые намечены, по существу, О.С. Вяловым [1951] в статье, посвященной палеогену Туркмении. Приведенные им выводы показывают, что именно вдоль Копетдага протягивалась узкая полоса, с которой связана наиболее полная серия палеогеновых отложений, начиная с бухарских (палеоцен). С севера эта полоса развития морских отложений нижних горизонтов палеогена была ограничена выделяемой О.С. Вяловым Каракумской сушей, которая затем в алайском веке (средний эоцен) была захвачена трансгрессией моря и опущена.

Я думаю, что нарисованная О.С. Вяловым картина геологической истории Туркмении в палеогене показывает, что в бухарское и сузакское время впадина имела характер узкого прогиба, а затем расширилась за счет захвата части Каракумской суши, входившей в состав палеозойской платформы.

Заложение краевой впадины связано с началом поднятия мегантиклинория Туркмено-Хорасанских гор в конце мела. Дальнейшее развитие ее и заполнение мощной толщей морских и континентальных образований происходило уже в неогене. Формирование впадины сопровождалось усиленным поднятием Копетдага и Туркмено-Хорасанских гор и сносом с них обломочного материала во впадину.

По имеющимся сейчас данным невозможно обоснованно провести границу между глубокой и осложненной складками Предкопетдагской впадиной и пологой платформенной Каракумской. Однако ясно, что глубокая впадина простирается в виде узкого прогиба вдоль предгорий, а бóльшая, северная часть Каракумов до Унгуза занята платформенной депрессией, которая осложнена пологими изгибами и складками.

Превращение краевой впадины из очень узкого прогиба на начальных стадиях ее развития в более широкую ложбину типично для развития структур этого рода. Именно такая история формирования Предкарпатской впадины была нарисована А.Е. Михайловым [1951], а ранее в таком же виде и мною [Муратов, 1946].

Типичными чертами краевой впадины обладает и Терско-Каспийская, достигающая 1000 км в длину. Она занимает все пространство Терско-Кумской низменности и центральную часть Каспийского моря. Осевая часть прогиба протягивается вдоль Кавказа через низовья Терека в область средней впадины Каспия, прилегающей к Восточному Кавказу. Как и для Предкопетдагской впадины, имеющиеся данные не позволяют точно провести северную границу описываемой впадины. Но все же здесь эта граница обосновывается несколько лучше, чем в Туркмении: на западе впадины ее позволяют провести бóльшие мощности неогеновых отложений в низовьях Терека, чем в северной части впадины. Восточнее различия в характере крыльев впадины отражены в рельефе дна Каспия. Глубоко прогнутая часть замыкается на юге, не доходя до подводного кряжа между Баку и Красноводском.

Обе впадины – Терско-Каспийская и Предкопетдагская – разделены между собой крупным поперечным поднятием, расположенным в области к востоку от Кара-Богаз-Гола, которое можно назвать Туаркырским [Муратов, 1946], или Карабогазским.

Подобное же поперечное поднятие – Ставропольское – ограничивает с запада Терско-Каспийскую впадину, отделяя ее от Индоло-Кубанской. Оба поднятия занимают совершенно аналогичное положение по отношению к системе краевых впадин. При этом обращает на себя внимание большое сходство не только положения, но и общей тектонической структуры обоих поднятий – Ставропольского и Карабогазского. Поэтому нелогично Ставропольское поднятие относить к области альпийской складчатости, а Карабогазское – к мезозойской, как это сделал А.Д. Архангельский, или одно из них относить к альпийскому поясу, а второе – к герцинской платформе, как это сделали другие исследователи. Оба поднятия являются одинаково платформенными, хотя сложены с поверхности различными отложениями. На Ставропольском поднятии, как известно, палеозойское складчатое основание покрыто в основном меловыми, палеогеновыми и сарматскими отложениями, а на Карабогазском – средне- и верхнеюрскими, меловыми, палеогеновыми. Сармат здесь играет меньшую роль.

Эти различия объясняются неодинаковой геологической историей обоих поднятий, но не различием в тектоническом положении.

Широкое развитие на Ставропольском поднятии мощной толщи неогеновых отложений, в частности сарматских, и слабое – неогена на Карабогазском поднятии указывает, что первое в неогене было сильно погружено под уровень моря, в то время как второе выступало выше его уровня. В то же время общий пологий характер поднятий в целом и положение их между соответствующими впадинами убеждают в их полной гомологичности.

Сходно построены и осложняющие поднятия структуры. В южной части оба поднятия представлены отчетливо вытянутыми антиклиналями, иногда с крутым флексурообразным изгибом одного из крыльев. В северной части обоих поднятий осложняющие их антиклинали имеют изометричную форму, иногда куполовидное строение. Резкое погружение крыльев некоторых антиклиналей позволяет предположить, что флексурообразный перегиб отражает существующие на глубине расколы в палеозойском фундаменте. Еще больше подтверждается это предположение наличием продольных сбросов на крыльях некоторых антиклиналей (Туаркырская, по Н.П. Луппову).

Обращает на себя внимание также наличие к югу и северу от обоих поднятий сходно расположенных синклинальных прогибов. К югу от Ставропольского поднятия, южнее Невинномысска, расположена довольно широкая синклиналь, протягивающаяся на востоке до района Минеральных Вод и отделяющая Ставропольское поднятие от северного крыла Кавказской мегантиклинали. Точно так же с севера мегантиклиналь Большого Балхана отделена от Карабогазского поднятия пологой и широкой синклиналью, упоминаемой Н.П. Лупповым для района песков Чильмаметкум, южнее Кемальской антиклинали. Эта синклиналь протягивается в северную часть Красноводского полуострова и сливается там с Терско-Каспийской впадиной. С севера Ставропольское поднятие ограничено Манычским прогибом, а Карабогазское – Ассакеауданским прогибом, описанным Н.П. Лупповым, а также А.Л. Яншиным [1951]; этот прогиб сливается на востоке с Сарыкамышской впадиной.

Таким образом, оба поднятия – Ставропольское и Карабогазское – составляют определенные равноценные элементы в краевой части платформы, окаймляющей Альпийскую геосинклинальную область. При этом настоящей краевой впадины нет ни между Большим Кавказом и Ставропольским поднятием, ни перед Большим Балханом. Последний резко примыкает с юга к поднятому Карабогазскому участку палеозойской платформы, отделяясь от него только упомянутой пологой синклиналью. Наоборот, краевые впадины отделяют от альпийских сооружений более опущенные участки платформ. Прогибание краевых впадин, видимо, сопровождалось некоторым воздыманием поперечных поднятий, которые, следовательно, до известной степени связаны по своему положению и истории развития с краевыми впадинами Альпийской области.

Весьма вероятно, что на расположение отдельных частных антиклиналей и синклиналей сильное влияние оказала структура палеозойского основания. Я вполне согласен с А.Л. Яншиным, что расположение отдельных антиклиналей и синклиналей на Карабо-

газском поднятии, так же, вероятно, как и на Ставропольском, может быть объяснено в соответствии с идеей об унаследованности этими структурами каких-то черт строения палеозойского основания. Правда, некоторые факты позволяют считать, что наиболее важную роль в расположении поверхностных структур в пределах поднятий играют разломы в складчатом основании. Разломами объясняется асимметрия отдельных антиклиналей и резкие флексурообразные изгибы их крыльев (Ставропольское поднятие). Может быть, некоторые из поверхностных складок подчинены в своем расположении именно расколам палеозойского основания, секущим складчатую структуру. Понятно, что это предположение лишь делает более сложным вопрос об унаследованности поверхностными структурами черт глубинного строения основания, но ни в коем случае не снимает его и не меняет в общем правильных заключений А.Л. Яншина.

Мегантиклиналь Большого Балхана сильно отличается по своей структуре и истории развития от описанных платформенных поднятий. Она имеет ясно выраженную линейную ориентировку и вытянута в соответствии с простиранием антиклинальных сооружений Большого Кавказа и Туркмено-Хорасанских гор, хотя и расположена по отношению к ним кулисообразно. Палеозойские, в частности интрузивные, породы, а также сильно дислоцированные нижне- и среднеюрские отложения образуют обширное по площади ядро структуры. Северное крыло ее крутое, местами слои в нем опрокинуты. Строение южного крыла не выяснено. Описываемая антиклинальная структура образовалась в области, где накапливались мощные геосинклинальные осадки юры, а может быть, и триаса. Начальное поднятие на месте сводовой части структуры, южнее Кубадага, возникло еще в неокоме [Луппов, 1952]. Оно продолжало существовать затем в конце мела и в палеогене, как об этом свидетельствуют данные по уменьшению мощностей и появлению песчанистых фаций ближе к сводовой части мегантиклинали. Современная ее структура создана поднятиями, которые происходили в начале миоцена и в начале плиоцена. Первые устанавливаются по резко несогласному залеганию среднемиоценовых отложений на запрокинутых палеогеновых породах у Иртык-Буруна [Луппов, 1952], вторые – по залеганию миоценовых слоев с углами до 40° в том же районе.

Мегантиклиналь Большого Балхана образовалась в результате постепенного развития антиклинального поднятия, заложившегося в геосинклинальном прогибе в мезозое и продолжавшего расти в неогене. Таким образом, мегантиклиналь Большого Балхана вместе с Кубадагом является одной из составных частей внешних сооружений альпийского пояса и должна быть поставлена в один ряд с мегантиклиналями Горного Крыма, Большого Кавказа и др.

Мегантиклиналь Большого Балхана обладает некоторыми особенностями структуры и истории развития, свойственными только ей. Она меньше захвачена новейшими поднятиями неогенового и четвертичного времени, чем Горный Крым и Большой Кавказ. Неогеновые отложения по ее периферии не дислоцированы. Она несравненно меньше сооружения Большого Кавказа, хотя и не намного меньше мегантиклинали Горного Крыма. Кроме близких размеров, с Горным Крымом ее сближает еще одна особенность – отсутствие значительной части южного крыла и западной оконечности. Южное крыло и западная оконечность структуры Горного Крыма погружены, как известно, в прилегающую часть впадины Черного моря. Точно так же южное крыло мегантиклинали Большого Балхана вместе со значительной частью ядра этого сооружения опущено в глубины прилегающей части Южно-Каспийской впадины. Вероятно, с этим погружением было связано образование ряда крупных разрывов в земной коре, по которым шло опускание. Возможно, что подвижки по разрывам продолжаются и до сего времени и что землетрясения, известные в районе Красноводска, имеют свои очаги в зоне этих разрывов.

Как показывают гравиметрические данные, мегантиклиналь Большого Балхана. погружаясь на западе в Каспийское море, одновременно несколько отклоняется в северо-западном направлении. Таким образом, она расположена по отношению к мегантиклинали Кавказа несколько кулисообразно. Кулисообразное расположение во-

обще характерно для всей системы крупных антиклинальных сооружений Альпийской геосинклинальной области. Поэтому подводную возвышенность между Апшеронским и Красноводским полуостровами, впервые отмеченную Г. Абихом и Н.И. Андрусовым, нельзя рассматривать как какое-то единое в структурном отношении сооружение. Можно вполне согласиться с основным выводом В.Ф. Соловьева [1952] о различии в структуре западной и восточной частей Апшеронского порога, хотя он и считает Красноводский полуостров целиком платформенным образованием. Я считаю, что восточная часть подводной возвышенности отражает погружение мегантиклинали Большого Балхана, а западная – погружение в противоположном направлении мегантиклинали Большого Кавказа, причем они имеют кулисообразное расположение. Наиболее глубокая часть подводной возвышенности соответствует, вероятно, прогибу между ними.

ЛИТЕРАТУРА

Абакелиа М.С. К вопросу о гравиметрической маятниковой изученности Кавказа: (Гравиметр. карта Кавказа) // Пробл. сов. геологии. 1936. № 4.

Авднесян Г.М. Геологическое развитие Молдавской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 1.

Авдеенко Г.П. Этапы развития Корякско-Анадырской складчатой области в раннемеловую эпоху // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 10.

Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 8.

Азизбеков Ш.А., Рустамов М.И. Тектонические условия формирования гранитоидных интрузий на примере Мегри-Ордубадского батолита // Геотектоника. 1972. № 6.

Алексейчик С.Н. Геологическое строение полуострова Мангышлак // Тр. НГРИ. 1941. Вып. 16.

Алексейчик С.Н. Геоструктурные схемы Японо-Охотской геосинклинальной области и положение в ней Сахалина // Сов. геология. 1962. № 12.

Алексейчик С.Н., Гольцев-Безюк С.Д., Сычев Н.М., Кавальчук В.С. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина // Тр. ВНИГНИ. 1963. № 217.

Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В., Калабурдина А.И. и др. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.

Андронов С.М., Ильина Н.С. О юрских железорудных горизонтах Северного Кавказа // Сов. геология. 1941. № 3.

Андрусов Н.И. Геотектоника Керченского полуострова // Материалы по геологии России. 1893. Т. XVI.

Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области // Тр. Арало-Касп. экспедиции. 1905а. Ч. 1, вып. 7.

Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минералогии России. СПб., 1905б. Т. VII.

Андрусов Н.И. Босфор и Дарданеллы // Землеведение. 1905в. Т. 12, кн. 2.

Андрусов Н.И. Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и горного Мангышлака: Отчет по исслед. фосфоритовых залежей. М., 1911. Т. III.

Андрусов Н.И. Террасы Судака // Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей. СПб., 1912. Т. XXII.

Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области. Ч. II. Мангышлак // Тр. Арало-Касп. экспедиции. 1915. Вып. 8.

Артемьев М.Е. О связи нарушений изостатического равновесия с новейшими и современными тектоническими движениями // Изостазия: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 12. М.: Наука, 1964.

Артемьев М.Е. Изостатические аномалии силы тяжести Черноморской впадины // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1971. № 1.

Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. М.: Госиздат, 1923.

Архангельский А.Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта // Бюл. МОИП. 1926. Т. 33, № 1–2.

Архангельский А.Д. Об отношении складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор // Вестн. Геол., ком., 1928. Т. II, № 2.

Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. М.; Л.: Георазведиздат, 1932.

Архангельский А.Д. Геология и гравиметрия // Тр. Ин-та геологии и минералогии. 1933. Вып. 1.

Архангельский А.Д. Геологическое строение СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1934. Вып. 2.

Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1941.

Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Госгеолиздат, 1947. Т. 1; 1948. Т. II.

Архангельский А.Д., Блохин А.А., Меннер В.В.

и др. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова // Тр. ГГРУ. 1930. Вып. 13.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. Т. 10, вып. 1.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.

Архангельский А.Д., Шатский Н.С. Схема тектоники СССР // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11, вып. 4.

Архангельский А.Д., Шатский Н.С., Меннер В.В. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1937.

Архипов И.В., Гайнанов А.Г., Гончаров В.П. и др. Глубинное строение Черноморской впадины к югу от берегов Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 2.

Архипов И.В., Муратов М.В., Постельников Е.С. Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области //Альпийский и гималайский орогенез: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука. 1964.

Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Гаррис М.А., Хамрабаев И.Х. Материалы к обоснованию возраста рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 11.

Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных //Абсолютный возраст геологических формаций. МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1964.

Бабак В.И. История развития рельефа Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. № 5.

Барт Г., Рейтан П. Докембрий Норвегии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.

Басков Е.А., Драгунов В.И., Крылов И.И. и др. Тектоника // Геология Сибирской платформы. Л.: Недра, 1966.

Бахтеев М.К. Особенности порфировой формации южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Вып. 6.

Безруков П.Л. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана // Геология дна океанов и морей: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука, 1964.

Белоусов В.В. Большой Кавказ: Опыт геотектонического исследования // Тр. ЦНИГРИ. 1938. Вып. 108, ч. I; 1939. Вып. 121; 1940. Вып. 126, ч. III.

Белоусов В.В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР // Тр. ИГН АН СССР. 1944. Вып. 76.

Белоусов В.В. Общая геотектоника. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В.В. Очередные проблемы общей геотектоники // Сов. геология, 1955. № 41.

Белоусов В.В. Развитие земного шара и тектогенез // Сов. геология. 1960, № 7.

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

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966а.

Белоусов В.В. О возможных глубинных условиях магматизма // Сов. геология. 1966б. № 4.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.

Белоусов В.В., Яроцкий Л.А. Некоторые общие вопросы тектоники Керченско-Таманской области // *Пробл. сов. геологии.* 1934. № 3.

Белоусов И.М. О рельефе дна северо-западной части Индийского океана // Геология дна океанов и морей: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука. 1964.

Белый В.Ф. О тектоническом строении правобережья нижнего течения р. Анадырь (ларамиды Северо-Востока Азии) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. Вып. 16.

Белый В.Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана // Геотектоника. 1974. № 4.

Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964а.

Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока СССР // Тр. СВКНИИ. 1964б. Вып. 11.

Белый В.Ф., Тильман С.М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса // Геотектоника. 1966. № 2.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Беляевский Н.А. Основные черты геологии Каракорума // Сов. геология. 1965. № 1.

Беляевский Н.А., Борисов А.А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса // *Сов. геология.* 1964. № 9.

Беляевский Н.А., Громов Ю.Н. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья //Сов. геология. 1962. № 7.

Берсенев И.И. Итоги геологического изучения Приморья // Сов. геология. 1962. № 11.

Беспалов В.Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги восточного Казахстана // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.

Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота // Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2.

Бирштейн Я.А. Палеотемпературы и проблемы происхождения глубоководной фауны // Природа. 1959. № 5.

Бобылев В.В. Новые данные по стратиграфии

каменноугольных и пермских отложений левобережья среднего Амура //Сов. геология. 1962. № 6.

Богачев А.И., Куликов В.С., Пекуров А.В., Слюсарев В.Д. Новые данные по геологии и магматизму Ветренного Пояса. М.: Наука, 1967. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 1).

Богданов А.А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья // Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1947. Вып. 7 (2).

Богданов А.А. Основные черты тектоники Восточных Карпат // Сов. геология. 1949. № 40.

Богданов А.А. Тектоника западной части Центрального Казахстана // Сов. геология. 1954. № 41.

Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Ст. 1 // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1961. № 5.

Богданов А.А. О некоторых проблемах тектоники Европы. Ст. 2 // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1962. № 2.

Богданов А.А. Восточно-Европейская платформа [Введение] // Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. М.: Недра, 1964а.

Богданов А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ на примере Восточно-Европейской платформы // Сов. геология. 1964б. № 9.

Богданов А.А. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы: Ввод. поясн. к дискус. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964в. Т. 39, вып. 3.

Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. № 5.

Богданов А.А. Обзор дискуссии о положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, вып. 3.

Богданов А.А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1968а. № 1.

Богданов А.А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1968б. № 5.

Богданов А.А. О создании международных геологических карт Южной Америки // Геотектоника. 1970. № 1.

Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация осадочных структурных элементов земной коры материков // Геотектоника. 1972. № 5.

Богданов А.А., Муратов М.В., Хаин В.Е. Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, вып. 3.

Богданов А.А., Пущаровский Ю.М. Основные черты тектоники Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 2.

Богданов А.А., Трусова И.Ф. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений южной части Кокчетавской области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1949. Т. 24, вып. 6.

Богданов А.А., Хаин В.Е. Вместо послесловия к книге Г. Штилле "Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли". М.: Мир, 1968.

Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Богданов Н.А. Строение палеозоид запада Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1966. № 2.

Богданов Н.А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // Геотектоника. 1969. № 3.

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. О соотношении карелид и беломорид Восточной Карелии // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1968. Т. 143.

Богданов С.В., Каляев Г.И. Лазарев Ю.И. и др. Докембрий континентов // Древние платформы Евразии. М.: Наука, 1977.

Боголепов К.В. Мезозойский тектогенез во внегеосинклинальных областях Европы // Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.

Бондаренко Б.В. Складчатые зоны докембрия Белоруссии по геофизическим данным // Геология и перспективы металлоносности кристаллического основания Белоруссии. Минск, 1965.

Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968.

Бондарчук В.Г. Геологічна структура УРСР. Київ, 1946.

Бондарчук В.Г. Геологическая структура УССР и перспективы ее нефтеносности // Тр. Научгеол. совещ. АН УССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1949.

Бондарчук В.Г. О тектонике Большого Донбасса и происхождении рифтоподобных прогибов платформы // Геол. журн. АН УССР. 1956. № 2.

Борисяк А.А. Геологическое исследование в окрестностях Балаклавы // Изв. Геол. ком. 1901. Т. XX, № 3.

Борисяк А.А. Геологические исследования юго-западной части Крыма. Бассейн р. Черной, Байдарская долина, Хайто // Изв. Геол. ком. 1903. Т. XXII, № 4.

Борисяк А.А. Байдарская и Коккозская долины и южный берег у Фороса (сбросы) // Изв. Геол. ком. 1904. Т. XXIII.

Борисяк А.А. Исследование в районе Фороса–Симеиза // Изв. Геол. ком. 1905. Т. XXIV.

Борисяк А.А. Антиклиналь титонских известняков с абрадированной поверхностью у д. Шули, район р. Черной и Бельбека, Мангуп-Кале, Кикенеиз–Алупка // Изв. Геол. ком. 1907. Т. XXVI, № 1.

Борисяк А.А. Известняки и мергели кимериджа между Мисхором и Ялтой // Изв. Геол. ком. 1908а. Т. XXVII, № 2.

Борисяк А.А. Геологическое строение района проектируемой железной дороги и туннеля

Ялта–Бахчисарай // Изв. Геол. ком. 1908б. Т. XXVII, № 10.

Борисяк А.А. Известняки кимериджа и секвана на южном склоне Яйлы между Ялтой и Алуштой // Изв. Геол. ком. 1909. Т. XXIII, № 4.

Борисяк А.А. Район между Алуштой и Судаком // Изв. Геол. ком. 1910. Т. XXIX.

Борисяк А.А. Верховья Бельбека и Алмы. Сдвиг между Бабуганом и Четырдагом // Изв. Геол. ком. 1911. Т. XXX.

Борисяк А.А. Исследования в области Бабуган-яйлы: Годовой отчет за 1911 г. // Изв. Геол. ком. 1912. Т. XXXI, № 1.

Борисяк А.А. Теория геосинклиналей // Изв. Геол. ком. 1924. Т. 43, № 1.

Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А. Докембрий континентов // Основные черты тектоники. М.: Недра, 1977.

Браун Г.Ф., Джексон Р.О. Аравийский щит / / Тр. 21-й сес. Междунар. геол. конгр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 1.

Брод И.О. Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины Европейской части СССР // Докл. АН СССР. 1945. Т. 49. № 7.

Брод И.О. К проблеме поисков погребенных структур на южной окраине Русской платформы и в Предкавказье. – Учен. зап. МГУ. Геология. 1946. Т. 1.

Брунс Е.П., Гейслер А.Н., Иголкина Н.С., Толстихина М.М. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР // Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., 1960.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии / Пер. с нем. под ред. Е.В. Милановского. М.; Л.: Новосибирск: ОНТИ, 1934.

Буланже Ю.Д., Муратов М.В., Субботин С.И. и др. Земная кора и история развития Черноморской впадины М.: Наука, 1975.

Вадас Э. Геология Венгрии: Пер. с венг. М.: Мир, 1964.

Варданянц Л.А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы // Проблемы стратиграфии и корреляции докембрия: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Варенцов М.И. Нефтяные месторождения Туркмении // Тр. 17-й сес. МГК. М.: ОНТИ, 1940. Т. 4.

Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной науки // Тр. СНИИГГиМС. 1960. Вып. 13.

Васильковский Н.П. О направленности геологических процессов Земли // Геология и геофизика. 1962. № 11.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.: Гостоптехиздат, 1951.

Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М.: ГИЗ, 1924.

Велин Э. Свекофенинская складчатая область в Северной Швеции // Геотектоника. 1972. № 5.

Вергунов Г.П. Тектоника и основные черты геологического развития Курильских островов // Гималайский и Альпийский орогенез: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 11. М.: Недра, 1964.

Вильсон А.Ф., Компстон В., Джефри П.М. Возраст докембрийских пород Австралии // Вопросы геохронологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Вильсон Д. Геофизика и рост континентов // Природа. 1959. № 8.

Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли: Чтения им. В.И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.П. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10.

Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Геохронология докембрия // Геохимия. 1961. № 9.

Виноградов А.П., Тугаринов А.И. Проблемы геохронологии Восточной Азии // Абсолютный возраст геологических формаций: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964.

Вистелиус А.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Рябинин В.Н. Девонские известняки из красноцветной толщи Туаркыра // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 2.

Власов Г.М., Ярмолюк В.А. Структурно-тектонические зоны Камчатки // Докл. АН СССР. 1959. Т. 127, № 11.

Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1968.

Вялов О.С. Краткий очерк палеогеографии Туркмении в нижнетретичное время // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Вып. 1.

Вялов О.С. Общее структурное подразделение западных областей УССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5.

Вялов О.С., Ладыжинский Н.Р., Ткачук Л.Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1951. Т. 79, № 1.

Вяюрюнен Х. О тектонике Карельской зоны // Тр. 17-й сес. МГК. М.: ГОНТИ. 1939. Т. 2.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.

Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.

Гамкрелидзе П.Д. Общие соображения о тектоническом строении Грузии // Сб. тр. Ин-та геологии и минералогии АН ГССР, посвящ. А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 1951.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967.

Гарецкий Р.Г. Тектоника Туранской плиты: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1964.

Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972.

Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1.

Гаркаленко И.А., Бородулин М.И., Михалев В.К.

О переходной зоне между Днепровско-Донецкой впадиной и Донецким складчатым сооружением // Геол. журн. АН УССР. 1971. № 4.

Гаррис М.А., Казаков Г.А., Келлер Б.М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя // Абсолютный возраст геологических формаций: МГК. 22-я сес. сов. геологов. М.: Наука, 1964.

Гафаров Р.А. Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963а. № 8.

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1963б. № 85.

Гафаров Р.А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1966. № 4.

Гафаров Р.А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ Северного полушария // Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971.

Гафаров Р.А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976.

Гвоздовер М.Д., Невесский Е.Н. Находка мустьерского остроконечника на Южном берегу Крыма // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1961. № 26.

Гейер П. Докембрий Швеции // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.

Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса / Л.И. Красный, Г.С. Ганешин, Ю.Ф. Чемеков и др. М.: Недра, 1966.

Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия / Под ред. А.И. Жамойды. М.: Недра, 1968.

Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов. М.: Недра, 1975.

Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток, ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1970.

Герасимов А.П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ) // Тр. ЦНИГРИ, 1936. Вып. 62.

Герасимов А.П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы // Тр. ЦНИГРИ. 1940. Вып. 123.

Герлинг Э.К., Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б. и др. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии // Абсолютный возраст пород докембрия СССР. М.: Наука, 1965.

Гертнер Г., Ватцнауер А. Среднеевропейские варисциды // Тектоника Европы. М.: Наука, 1964.

Гестил Г., Блейз Р., Ноулс Д., Бержерон Р. Лабрадорская геосинклиналь // Тр. 21-й сес. МГК. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 1.

Гзовский М.В. Геологическое строение района верховьев р. Малки (северо-восточное подножие Эльбруса) // Тр. МГРИ. 1948. Т. 23.

Гилярова М.А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова Л.: Изд-во ЛГУ, 1972.

Гилярова М.А. Стратиграфия, структуры и магматизм докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974.

Гладенков Ю.Б. Тектоника восточной части Корякского нагорья // Тр. ГИН АН СССР. 1964. Вып. 113.

Глуховский М.З. Некоторые особенности тектоники ранних этапов развития Олёкмо-Витимской горной страны // Геотектоника. 1969. № 3.

Гнибиденко Г.С. Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1969.

Голивкин Н.И., Романщак А.К. Новые данные по геологии докембрия Старооскольского и Новооскольского железорудных районов КМА Русской платформы // Материалы по геологии и полез. ископаемым центральных районов Европейской части СССР. 1970. Вып. 6.

Головенок В.К. О взаимоотношении гнейсовой и сланцевой толщ кейвской серии Кольского полуострова // Тр. ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175.

Головкинский Н.А. К геологии Крыма // Зап. ова естествоиспытателей. 1883. Т. VIII.

Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П. Геоморфология дна и глубинное строение Черноморской впадины // Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966.

Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.

Горбунов Г.И., Зайцев Ю.С., Чернышев Н.М. Основные черты стратиграфии и магматизма Воронежского кристаллического массива // Сов. геология. 1969. № 10.

Горецкий Г.И. О возрастных соотношениях осадков и карангатской трансгрессии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. Вып. 2.

Горжевский Д.И. О геотектонической позиции полиметаллического пояса Рудного Алтая // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1961. № 7/8.

Горжевский Д.И., Муратов М.В. Основные этапы развития Рудного Алтая в палеозое // Сов. геология. 1958. № 11.

Горячев А.В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. М.: Наука, 1966.

Гофштейн И.Д. Схема тектоники Бессарабии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Вып. 6.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 64. Геол. сер. № 7.

Гуляев П.В. К тектонике Алазейского поднятия // Геотектоника. 1975. № 6.

Гэскелл Г.Ф. Под глубинами океанов. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Двойченко П.А. Синеклизы и антеклизы Крыма // Тр. Крымск. НИИ. 1926. Т. 1, вып. 1.

Двойченко П.А. Алминская синеклиза Крыма // Тр. Крымск. НИИ. 1927. Т. 1, вып. 2.

Дедеев В.А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты // Геотектоника. 1972. № 3.

Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967.

Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Киселев Ю.Г. Строение земной коры в Арктике // Геология дна океанов и морей: МГК. 22-я сес. докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука, 1964.

Джанелидзе А.И. Проблема Грузинской глыбы / Сообщ. АН ГССР. 1942. Т. III. № 1–2.

Дзевановский Ю.К. Алданский щит // Стратиграфия СССР: Нижний докембрий. М.: Недра, 1963.

Дзенс-Литовская Н.Н. Красная земля на Тарханкутском полуострове в Крыму // Тр. Геогр.-экон. науч.-иссл. ин-та при ЛГУ. 1938. Вып. 1.

Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.

Дзоценидзе Г.С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его тектонической историей // Геотектоника. 1966. № 3.

Дикенштейн Г.Х., Соловьев Б.А., Хаин В.Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания // Геотектоника. 1975. № 3.

Дмитриевич М.Д., Чирич Б.М. Тектоническое строение Сербо-Македонского массива // Геотектоника. 1966. № 5.

Доброхотов М.Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии // Сов. геология. 1961. № 11.

Доброхотов М.Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967. Вып. 2.

Добрынин Б.Ф. К геоморфологии Крыма // Землеведение. 1922. Т. 1–2.

Докембрийская тектоника Сибири / Под ред. Ю.А. Косыгина. Новосибирск: Наука, 1964.

Дранник А.С. Тектоника и стратиграфия Словчанско-Овручской возвышенности // Геотектоника. 1968. № 3.

Дю Тойт А. Геология Южной Африки: Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

Егиазаров Б.Х. Геологические описания архипелага Северной Земли // Геология Советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Егиазаров Б.Х. Тектоника Корякской складчатой системы // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.

Егиазаров Б.Х., Дундо О.П., Аникеева Л.И. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья // Тр. НИИГА. 1965. Вып. 148.

Епифанов Б.П. Геологическое строение Воронежской антеклизы и изучение ее полезных ископаемых // Железистые кварциты и железные руды КМА. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Ефремов Н.Е. Серпентиниты Северного Кавказа в связи с вопросами их комплексного использования // Сов. геология. 1938. № 7.

Живаго А.В. Геоморфология и тектоника дна Южного океана. М.: Наука, 1965. (Океанол. исслед.; Сб. 13. X раздел программы МГК).

Жижченко Б.П., Колесников В.П., Эберзин А.Г. Неоген // Стратиграфия СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1940. Т. 12.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника экзогональных впадин Русской платформы: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1964.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972.

Журавлев В.С., Раабен М.Е. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития // Орогенические пояса: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1968.

Заборовская Н.Б., Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм зоны перехода от Яно-Колымских мезозоид к Корякско-Камчатской складчатой области // Геотектоника. 1977. № 1.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1944.

Зайцев Н.С. О тектонике южной части Сибирской платформы// Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.

Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П. Тектоника Монгольской Народной Республики. – Тр. совмест. Сов.-Монг. геол. эксп. 1974. Вып. 9.

Зайцев Ю.А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане // Орогенические пояса: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1968.

Зайцев Ю.А. Об историко-геологическом содержании "переходного" этапа на примере Казахстана и Средней Азии // Геотектоника. 1972. № 5.

Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М.: Недра, 1967.

Зенкевич Л.А. О древности океана и о значении в решении этого вопроса истории морской фауны // Океанология. 1966. Т. VI, вып. 2.

Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях // Геотектоника. 1969. № 4.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.

Зоубек В. Тектоническое развитие Чехословакии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Иванова И.К. Геологический возраст ископаемого человека. М.: Наука, 1965а.

Иванова И.К. Стратиграфическое положение молдавских палеолитических стоянок на среднем Днестре в свете общих вопросов стратиграфии и абсолютной геохронологии верхнего плейстоцена Европы. // Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы. М.: Наука, 1965б.

Ивантишин М.Н., Ладиева В.Д., Зайдис Б.Б., Ветштейн В.Е. Катархей Украины // Абсолютный возраст геологических формаций: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964.

Иванчук П.К., Эдельштейн А.Я. Геологическое строение Преддобруджинского (юрского) прогиба // Материалы V съезда Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев: Наук. думка, 1962.

Илич М. Положение офиолитов в геотектоническом развитии Динарид // Acta geologica Hung. 1967. T. II, fasc. 1–3.

Ильин А.В., Кудрявцев Г.А. Докембрий Тувы // Сов. геология. 1960. № 9.

История геологического развития Русской платформы и ее обрамления / Под ред. В.Д. Наливкина. М.: Недра, 1962.

Калинин Н.А. К тектонике юго-востока Русской платформы // Нефт. хоз-во. 1954. № 10.

Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев: Изд-во АН УССР, 1965.

Каляев Г.И. Генетические типы джеспилитовой формации и их тектоническое положение в Украинском щите // Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, 1969.

Канаев В.Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана // Геология дна океанов и морей: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука, 1964.

Каракаш Н.И. Геологические исследования верховьев рек Альмы и Качи–Роман-Кош, Донга–Писара // Изв. Геол. ком. 1903. Т. XXII, № 4.

Каракаш Н.И. Строение г. Басман и Кермен (Бабуган-яйла) // Изв. Геол. ком. 1904. Т. XXIII.

Караулов В.Б. Палеозойские структуры Западного Приохотья // Геотектоника. 1970. № 1.

Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России // Горн. журн. 1883. Т. III.

Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды // Зап. Акад. наук. 1887. Т. 60. Прил. 8.

Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Очерки геологического прошлого Европейской России: Статьи 1883–1894 гг. с примеч. М.; Пг.: Природа, 1919.

Кассин Н.Г. Очерк тектоники Казахстана // Пробл. сов. геологии. 1934. № 6.

Кассин Н.Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана // Пробл. сов. геологии. 1937. № 8.

Кастерас М. Пиренеи // Тектоника Европы: Объяснительная записка к Тектонической карте Европы. М.: Наука; Недра, 1964.

Каэн Д. Геохронология Центральной и Северной Африки // Вопросы геохронологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963.

Кей М. Геосинклинали Северной Америки / Пер. под ред. Н.С. Шатского. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя на Южном Урале // Тр. ИГН АН СССР. 1949. Вып. 104.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования // Тр. ИГН АН СССР. 1952. Вып. 104. Геол. сер.; № 34.

Келлер Б.М. О терминах "альгонк" и "протерозой" // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 2.

Кетин И. Тектонические структуры Анатолии // Геотектоника. 1966. № 3.

Кизевальтер Д.С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 6.

Кизевальтер Д.С., Муратов М.В. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34, Вып. 2.

Кипарисова Л.Д., Курбатов В.С. О наличии триасовых отложений на Туар-Кыре // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 6.

Кириллова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А. и др. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Клитин К.А. О тектонике Шпицбергена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 10.

Клитин К.А. Проблемы байкальской складчатости в свете современных данных // Геотектоника. 1975. № 4.

Книппер А.Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, вып. 2.

Кожухаров Д. Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива // VIII конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Белград, 1967. Т. 1.

Козловская А.Н., Гладкий В.Н. Украинский щит // Тектоническая карта УССР и МССР. Киев, 1972. – То же. – Геол. журн. АН УССР. 1970. Т. 30, № 5.

Колотухина С.Е. Стратиграфия докембрия Африканской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, вып. 2.

Колотухина С.Е. Стратиграфия докембрия Бразильского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 39, вып. 4.

Комлев Л.В., Кучина Г.Н., Крюкова Н.Ф. и др. Древнейшие породы Днепровской складчатой зоны и проблемы катархея на Украине // Тр. 10 сес. Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Копелиович А.В. Палеозойские отложения района Астрахани // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Вып. 2

Копелиович А.В., Лоджевский И.Г., Тихомиров С.В. Новые данные о кристаллическом фундаменте северо-восточного Подмосковья // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 2.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 4.

Коптев-Дворников В.С., Григорьев И.Ф., До-

ломанова Е.И. и др. Гранитные формации малых глубин // Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 13. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Коптев-Дворников В.С., Полквой О.С., Дистанова А.Н. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Далы // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. № 54.

Коптева В.В. Позднепалеозойские вулканотектонические структуры Северного Прибалхашья // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 252.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1.

Королев В.Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое // Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1967.

Корценштейн В.Н. К вопросу о тектонике Западного Причерноморья // Докл. АН СССР. 1951. Т. 81, № 6.

Корценштейн В.Н. Некоторые черты древнепалеозойской истории Западного Причерноморья в свете новейших данных // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Вып. 4.

Корценштейн В.Н. К стратиграфии и литологии нижнепалеозойских отложений Одесского района // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 3.

Косыгин Ю.А. Развитие Сибирской платформы в докембрии // Геология и геофизика. 1962. № 7.

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Карта тектоники докембрия континентов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1970.

Косыгин Ю.А., Мокшанцев К.Б., Парфенов Л.М. и др. Тектоника Сибирской платформы // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3.

Косминская И.П. Строение земной коры по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1958. Вып. 4.

Котляр В.Н. Некоторые итоги изучения рудоносности вулканических формаций // Геология руд. месторождений. 1968. № 2.

Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области // Материалы ВСЕГЕИ. 1960. Вып. 37.

Кратц К.О. Карелиды и свекофенниды // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1963. Вып. 16.

Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б. Тектоническое положение гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии в геосинклинальной системе карелид // Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-запада Карелии. М.: Наука, 1969.

Кратц К.О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит // Тектоника Европы. М.: Наука, 1964.

Крашенинникова О.В. Рифейские отложения УССР и условия их образования: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Крестников В.Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных стран Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Кришнан М.С. Стратиграфия докембрия Индии // Тр. 21-й сес. МГК. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. Вып. 1.

Кропоткин П.Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана // Тектоника СССР. Т. 1. Тектоника Казахстана. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1948.

Кропоткин П.Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана // Тр. ИГН АН СССР. 1950. Вып. 108. Геол. сер. № 36.

Кропоткин П.Н. Происхождение материков и океанов // Природа. 1956. № 4.

Кропоткин П.Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971.

Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 134.

Кузнецов Ю.А. Енисейский кряж // Статиграфия СССР. Нижний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.

Куликов П.К. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972.

Кууспалу Т.И., Побул Э.А. Новые данные о строении кристаллического основания Русской платформы в пределах Эстонии – Докл. АН ЭССР, 1964.

Лазько Е.М. Некоторые замечания о границах Алданского щита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 7.

Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. Т. 3.

Левенштейн М.М., Павленкова Н.И., Баранова Е.П. Особенности строения погруженной части Днепровско-Донецкой впадины // Геол. журн. АН УССР. 1971. № 2.

Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олёкмо-Витимской горной страны // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 122.

Лейтес А.М., Федоровский В.С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Геотектоника. 1977, № 1.

Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Вып. 5.

Леонтьев Л.Н. О характере тектонического сопряжения Копет-Дага и Каракумов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1953. Вып. 5.

Лесникова А.Ф. Юрские растения Кавказа // Изв. Геол. ком. 1915. Т. XXXIV, № 3.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенные структуры Шпицбергена // Тр. НИИГА. 1973. Т. 174.

Ли Пу, Чен Ючи, Ту Гонджи, Тугаринов А.И., Зыков С.И. Об абсолютном возрасте горных пород КНР // Геохимия. 1960. № 7.

Личков Б.Л. К вопросу о происхождении Черного моря // Зап. Одес. о-ва естествоиспытателей. 1928. Т. 44.

Лобанов И.Н. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 5.

Лобанов М.Ф. Геологическое строение Новосибирских островов // Тр. НИИГА. 1957. Т. 81.

Луппов Н.П. Геологический очерк Восточно-Карабогазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. // Тр. ВГРО. 1932. Вып. 269.

Луппов Н.П. К геологии окрестностей Красноводска // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. № 3–4.

Луппов Н.П. Основные черты геологической структуры района Большого Балхана, Куба-Дага и истории их тектонического развития // Изв. АН ТССР. 1952. № 4.

Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974.

Люстих Е.Н. О гипотезах талассогенеза и глыбах земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 11.

Люткевич Е.М., Пейсик М.И. Север Русской платформы // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 101.

Магницкий В.А. О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948. Т. 24, вып. 2.

Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.

Магнуссон Н.Х. Стратиграфия докембрия Швеции // Тр. 21-й сес. МГК. М.: Наука, 1963. Вып. 1.

Макарычев Г.И. Докембрийские и каледонские гранитоиды Срединного Тянь-Шаня и их положение в структуре // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Вып. 6.

Макарычев Г.И. Проблема становления гранитного слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1974. № 4.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Интрузивные комплексы Пскемского синклинория Срединного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 3.

Макарычев Г.И., Гесь М.Д. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.

Малеванный Е.Т. К вопросу о Николаевской флексуре: (Причерноморская впадина) // Докл. АН СССР. 1949. Т. 66, № 1.

Малеванный Е.Т., Яцко И.Я. Новые данные о распространении киммерийских отложений на левобережье Нижнего Днепра // Докл. АН СССР. 1952. Т. 86, № 6.

Мануйлова М.М., Никитина Л.П., Неелов А.Н. и др. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Наука, 1968.

Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии // Тр. Вост.-Сиб. ин-та СО АН СССР. 1962. Вып. 5.

Марков М.С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов // Вопросы тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.

Марков М.С. Метаморфические процессы и их место в истории развития островных дуг // Геотектоника. 1970. № 2.

Марков М.С. Метаморфические комплексы и базальтовый слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975.

Марков М.С., Аверьянова В.Н., Карташов И.П. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М.: Наука, 1967.

Марков М.С., Соловьева И.А., Чехович В.Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры // Геотектоника. 1967. № 1.

Марков Ф.Г., Равич М.Г., Вакар В.А. Геологическое строение Таймырского полуострова // Тр. НИИГА. 1957. Т. 81.

Маркова Н.Г. Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана // Тектоника СССР. М.; Л., 1948. Т. 1.

Маркова Н.Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых структур на примере Центрального Казахстана // Складчатые области Европы. М.: Наука, 1964.

Масао М., Масао Г., Мицуо Ф. и др. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.

Ма Синюань и др. Основные проблемы геологического строения гор Утай-Шань // Древнейшие породы Китая. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

Маслакова Н.И., Муратов М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1951. Т. 81, № 3.

Масленников В.А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита // Геология и глубинное строение Балтийского щита. М.: Наука, 1968.

Маслов В.П. Атлас карбонатных пород. Ч. I. Породообразующие организмы. М.; Л.: ОНТИ, 1937.

Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966.

Миклухо-Маклай А.Д., Муратов М.В. О каменноугольных и пермских породах горного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1958. № 8.

Микунов М.Ф. Закономерности распространения и условия формирования малоульбинской свиты на Рудном Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 5.

Милановский Е.В. О возрасте симбирскитовых слоев и белемнитовой толщи Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. № 1.

Милановский Е.Е. Новые представления о структуре и истории Малого Кавказа // Докл. АН СССР. 1963. Т. 151, № 5.

Милановский Е.Е. Проблема происхождения

Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса // Тр. VII конгр. Карпато-Балк. геол. ассоц. Киев: Наук. думка, 1967.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Военно-Грузинской дороги // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. 39, вып. 6.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1968.

Милашин А.П. О тектоническом районировании в свете данных геофизических исследователей Сахалина // Геология и геофизика. 1960. № 9.

Милашин А.П., Федорова Р.А. Строение осадочной толщи восточной части Средиземного моря // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 2.

Михайлов А.Е. История развития Предкарпатского краевого прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 26, вып. 3.

Михайлов А.Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тинизской впадины (Центральный Казахстан) // Сов. геология. 1956. № 52.

Михайловский С.Н. По поводу тектоники и яйлинских вод Кастрополь-Симеизского оползневского района // Вестн. Геол. ком. 1925. № 2.

Моисеев А.С. О Средиземноморской орогенической зоне и отношении к ней Крымских гор // Тр. Ленинград. о-ва естествоиспытателей. 1929а. Вып. 4.

Моисеев А.С. О Бешуйском каменноугольном месторождении в Крыму // Материалы общей и прикладной геологии. Л.: Геол. ком., 1929б. Вып. 100.

Моисеев А.С. К геологии юго-западной части Главной гряды Крымских гор // Материалы общей и прикладной геологии. Л.: Геол. ком, 1930. Вып. 189.

Моисеев А.С. Гидрогеологический очерк г. Севастополя и его окрестностей // Тр. ВГРО. 1932. Вып. 137.

Моисеев А.С. Основные черты строения Горного Крыма // Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей. 1935. № 1.

Мокринский В.В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака: Сб. памяти акад. Н.И. Степанова. М.: Изд-во АН СССР, 1952.

Мокшанцев К.Б. Основные этапы тектонического развития восточной части Сибирской платформы // Строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы. Якутск, 1966.

Мокшанцев К.Б. Тектоника восточной части Сибирской платформы и обрамляющих складчатых структур: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. *Новосибирск: ИГиГ СО* АН СССР. 1971.

Моралев В.М., Перфильев Ю.С. К геологии докембрия Южной Индии // Сов. геология. 1972. № 6.

Моралев В.М., Чешихина К.Г. Тектоническая эволюция Австралийской платформы в дорифейском протерозое // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 2.

Мордвилко Т.А. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1939. Ч. 68, № 1.

Москаленко В.Н. Результаты сейсмических исследований строения дна Средиземного моря // Морская геология и геофизика. 1970. № 1.

Моссаковский А.А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы // Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Наука, 1964.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975.

Мошкин В.Н. Восточная часть Станового хребта и Джугджура // Стратиграфия СССР: Нижний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Муратов М.В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ. 1937. Т. 7.

Муратов М.В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран // Изв. АН СССР. Сер, геол. 1946. № 1.

Муратов М.В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1947. Т. 22, вып. 2.

Муратов М.В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод) // Тр. МГРИ. 1948. Т. 23.

Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2.

Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951а. Т. 26, вып. 1.

Муратов М.В. Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря // Памяти А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951б.

Муратов М.В. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955а. Т. 30, вып. 5.

Муратов М.В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Рус-

скую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа: Автореф. докл., прочит. 16/XII 1954 г. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955б. Т. 30, вып. 1.

Муратов М.В. Проблема происхождения океанических впадин // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 5.

Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960а. Т. 35, вып. 5.

Муратов М.В. Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и их история развития // Структуры земной коры и деформации горных пород: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960б.

Муратов М.В. О тектоническом строении и положении Исландии // Изв. вузов. геология и разведка. 1961. № 12.

Муратов М.В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 2.

Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 6.

Муратов М.В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 10.

Муратов М.В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. 1965а. № 1.

Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии // Геотектоника. 1965б. № 6.

Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 3.

Муратов М.В. Тектоническое расчленение территории СССР и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1967. № 10.

Муратов М.В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса // Геотектоника. 1969. № 2.

Муратов М.В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития // Геотектоника. 1970. № 2.

Муратов М.В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.

Муратов М.В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст: МГК. 24-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1972а.

Муратов М.В. История формирования глубоководной впадины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // Геотектоника. 1972б. № 5.

Муратов М.В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972в. Т. 47, вып. 5.

Муратов М.В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука, 1973.

Муратов М.В. Средне-Европейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, № 3.

Муратов М.В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования // Геотектоника. 1979. № 2.

Муратов М.В., Бондаренко В.Г., Плахотный Л.Г., Черняк Н.И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма // Геотектоника. 1968. № 4.

Муратов М.В., Маслакова Н.И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1951. Т. 81, № 2.

Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 11.

Муратов М.В., Непрочнов Ю.П. Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, № 5.

Муратов М.В., Николаев Н.И. Террасы Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1939. Т. 17, № 2/3.

Муратов М.В., Шуцкая Е.К. Строение Тарханкутского поднятия в свете новых данных // Докл. АН СССР. 1955. Т. 101, № 4.

Мушенко А.И. О строении и образовании куполов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4.

Мушкетов И.В. Краткий очерк геологического строения Закаспийской области // Зап. СПб. минерал. о-ва. 1891. Ч. 28.

Мятлюк Е.В. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер // Тр. ВНИГРИ. Н.С. 1951. Вып. 51.

Нагибина М.С. История развития структур Монголо-Охотского пояса: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Наливкин В.Д. О морфологической классификации платформенных структур // Геология нефти и газа. 1962. № 8.

Наливкин В.Д., Гроссгейм В.А., Гостинцев К.К. О типах крупных платформенных структур США // Геотектоника. 1969. № 6.

Наливкин Д.В. Геологические районы СССР / Пробл. сов. геологии. 1933. № 1.

Наливкин Д.В. Предгорный прогиб Копет-Дага // Изв. Туркмен. фил. АН СССР. 1951. № 3.

Наливкина Э.Б., Дьячкова А.Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах // Сов. геология. 1970. № 4.

Невесская Л.А. Определитель двустворчатых моллюсков четвертичных отложений Черноморского бассейна // Тр. ПИН АН СССР. 1963. Вып. 96.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология // Тр. ПИН АН СССР. 1965. Вып. 105.

Невесская Л.А., Невесский Е.Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 137, № 4.

Неелов А.Н., Седова И.С. Западная часть Станового хребта // Стратиграфия СССР. Т. 5. Нижний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Непрочнов Ю.П. Глубинное строение земной коры под Черным морем по сейсмическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35, вып. 4.

Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П., Ельников И.Н. Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от берегов Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 7.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1966. Т. 139.

Николаев Н.И. О возрасте рельефа Горного Крыма // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1946. № 8.

Николаевский А.А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1968.

Новикова А.С. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10.

Новикова А.С. Вулканогенно-осадочная серия рифея Русской платформы: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Новикова А.С. О строении Восточно-Европейской платформы в протерозое // Геотектоника. 1965. № 1.

Новикова А.С. О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1971. № 6.

Новикова А.С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы // Тр. ГИН АН СССР. 1971. Вып. 237.

Носовский М.Ф. О меридиональном тектоническом разломе в юго-восточной (приазовской) части Украинского кристаллического массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 10.

Обручев В.А. Закаспийская низменность: Геологический и орографический очерк по данным, собранным во время экскурсий 1886–1887–1888 гг. // Зап. Рус. геогр. о-ва. 1890. Т. 20.

Обручев В.А. Геология Сибири. М.: Изд-во АН СССР. 1935–1938. Т. 1–3.

Обручев С.В. Тунгусский бассейн // Тр. ВГРО. 1932. Вып. 164.

Огнев В.Н. Тектоника Туркменской ССР. // Тр. 17 сес. МГК (1937 г.). М.: ОНТИ, 1939. Т. 2.

Основы тектоники Китая: Пер. с кит. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Оффман П.Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 4.

Оффман П.Е. Происхождение Тимана // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 58.

Очерки по геологии Южной Америки / Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.

Павлов А.П. Попытка распознать доархейскую эру в истории Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1922. Т. 31.

Павлова Т.Г. К вопросу о генезисе гранитно-гнейсовых куполов // Геотектоника. 1967. № 3.

Павловский Е.В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. // Тр. ИГН АН СССР. 1948. Вып. 99. Сер. геол. № 31.

Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5.

Павловский Е.В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10.

Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 2.

Павловский Е.В. Стадии геосинклинального развития "герцинских массивов" Франции // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960а. № 11.

Павловский Е.В. Поздний докембрий Западного и Восточного Прибайкалья: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960б.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1962. Вып. 5.

Павловский Е.В. Происхождение и развитие древних платформ // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.

Павловский Е.В. Тектонические аспекты проблемы анортозитов // Геотектоника. 1967. № 5.

Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 5.

Павловский Е.В., Марков М.С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов // Деформации пород и тектоника: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Наука, 1964.

Пазюк Л.И. Материалы по петрологии метаморфических сланцев района рек Мушты и Хасаута на Северном Кавказе // Учен. зап. Рост. ун-та. 1937. Вып. 10.

Палей И.П. Основные черты тектоники Балтий-

ского щита // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 92.

Палей И.П. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации // Геотектоника. 1965. № 4.

Палей И.П. Области дорифейских складчатостей // Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.

Палеогеография СССР: Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР / Под ред. А.П. Виноградова. М.: Недра, 1974.

Панов Д.Г. Тектоника и происхождение Центрального Полярного бассейна //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, вып. 1.

Панов Д.Г. Морфология дна Мирового океана. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Пантелеев Ф.П. Геологическое строение Южных Ергеней. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1947.

Пап А.М. Кристаллический фундамент Белоруссии // Геология и перспективы металлоносности докембрия Белоруссии. Минск, 1965.

Паффенгольц К.Н. Граниты Малки и Мушты // Изв. Геол. ком. 1924. Т. 43, № 10.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5.

Пейве А.В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 3.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4.

Пейве А.В., Синицын В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники: К 60-летию акад. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1971.

Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. № 5.

Петрушевский Б.А. Вопросы геологической истории и тектоника Восточной Азии. М.: Наука, 1964.

Петрушевский Б.А. О тектоническом соотношении Средиземноморского и Тихоокеанского складчатых поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 14, вып. 2.

Петрушевский Б.А., Резанов И.А., Растворова В.А. К сейсмогеологической характеристике Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 2.

Петрушевский Б.А., Резанов И.А., Растворова В.А., Леонов Н.Н. О тектонике Западной Туркмении // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29, № 4.

Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. (Тр. НИИАрктики; Т. 166).

Полканов А.А. Геология хогландия–иотния Балтийского щита // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1956. Вып. 6.

Полканов А.А., Герлинг Э.К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1961. Вып. 12.

Полканов А.А., Кратц К.О., Щуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1964. Вып. 19.

Половинкина Ю.И., Наливкина Э.Б. Генезис чарнокитов Украины // Чарнокиты: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 13. М.: Наука, 1964.

Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938.

Попов В.И. Ядерная теория развития земной коры. Ташкент, 1960.

Попов Г.И. Корреляция морских и аллювиальных отложений Эвксино-Каспийского бассейна по палеонтологическим данным // Вопросы стратиграфии континентальных толщ. М.: Госгеолиздат, 1959.

Постельников Е.С. Краткий очерк тектоники Индокитая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 1.

Потапов И.И. Схема классификации тектонических форм // Сов. геология. 1960. № 8.

Потапов И.И. О геологическом развитии Земли // Изв. вузов. Геология и разведка. 1962. № 6.

Православлев П.А. Случаи высокого залегания послетретичных ракушников Азовского и Черного морей // Крым. 1926. № 2.

Прокопов К.А., Алферов Б.А., Гречишкин Л.А. Геологоразведочные исследования в нефтеносных районах Керченского полуострова. // Тр. ГГРУ. 1931, 1932. Вып. 38, 39.

Прялухина А.Ф. Материалы по стратиграфии южных Курильских островов // Тр. СахНИИНефти. 1961. Вып. 10.

Пущаровский Ю.М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948а. № 3.

Пущаровский Ю.М. О красненских отложениях Центральной Карпатской синклинальной зоны // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1948б. Т. 23, вып. 6.

Пущаровский Ю.М. Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан // Сов. геология. 1957. Сб. 59.

Пущаровский Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды Северо-Востока Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960а.

Пущаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960б. № 9.

Пущаровский Ю.М. О тектонике Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12.

Пущаровский Ю.М. Основные черты строения Тихоокеанского тектонического пояса // Геотектоника. 1965. № 6.

Пчелинцев В.Ф. Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа // Тр. Геол. ком. 1927. Вып. 172.

Пчелинцев В.Ф. Материалы по изучению верхне-

юрских отложений Кавказа // Тр. ГГРУ. 1931. Вып. 91.

Пчелинцев В.Ф. Геологический очерк Южного берега Крыма // Сб. оползневой станции ЦНИГРИ. 1936. № 3.

Равич М.Г. Таймыр и Северная Земля // Стратиграфия СССР: Нижний докембрий. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Рассказов Ю.В., Лагдзина Г.Ю., Миронюк Е.В. и др. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего Востока // Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1967.

Резвой Д.П. Тектоника Гималаев: (Развитие представлений и современное состояние проблемы) // Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.

Рид Г. Гранитные серии в подвижных поясах // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

Робинсон В.Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе // Тр. ВГРО. 1932. Вып. 226.

Ронов А.Б. Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосферы // Геохимия. 1964. № 8.

Рубинштейн М.М. Абсолютная геохронологическая шкала // Тр. Геол. ин-та ГССР. 1961. Т. 6.

Рудич Е.М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961.

Рябенко В.А. Тектоника Украинского щита. Киев, 1970.

Салоп Л.И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964.

Салоп Л.И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Ст. 1, 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. № 4–5.

Салоп Л.И. Стратиграфия и тектоника докембрия Балтийского щита // Тр. ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175.

Салоп Л.И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков // Докембрий Африки. Л.: Недра, 1977.

Салун С.А. Основные черты тектоники Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974.

Салун С.А. Основные черты тектоники и истории развития Сихотэ-Алинской складчатой системы // Геотектоника. 1977. № 1.

Салун С.А., Бобылев В.В. К вопросу о границе Сихотэ-Алинской складчатой области // Изв. вузов. Геология и разведка. 1963. № 5.

Святловский А.Е. Сейсмотектоника Камчатско-Курильской области // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 1.

Семененко Н.П. Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1964.

Семененко Н.П. Сопоставление докембрия Украины и Балтийского щита // Геотектоника. 1972. № 5.

Сергеев А.Д., Молявко Г.И. Геологическое строение и газоносность Причерноморской впадины и задачи ее дальнейшего изучения Киев: Изд-во АН УССР, 1949.

Семихатов М.А. К проблеме протерозоя // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 2.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974.

Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Симонен А. Стратиграфия докембрия Финляндии // Тр. 21-й сес. МГК. М.: Мир, 1963. Вып. 1.

Синицын В.М. Общая схема тектоники Высокой Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. № 2.

Славин В.И. Нижнеюрские отложения северо-восточных Карпат // Докл. АН СССР. 1950. Т. 75, № 3.

Слензак О.И. Про структури Українського докембрію. Киев: Наук. думка, 1967.

Смехов Е.М. Геологическое строение острова Сахалин и его нефтегазоносность. М. 1953.

Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Снятков Л.А., Снятков Б.А. Верхояно-Чукотская складчатая область // Геологическое строение СССР. М.: Госгеолиздат, 1958.

Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 1964. № 1.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Природа границ Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным // *Природа сейсмических границ.* М.: Наука, 1971.

Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968.

Соболевская В.Н. Некоторые закономерности формирования структур чехла эпипалеозойских плит // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рыжев А.В. и др. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970.

Соколов В.Д. Предварительный отчет о геологических исследованиях крымской юры летом 1884 г. // Мат. для геологии России. 1885.

Соколов В.Д. Тектоника юго-западной части Крымского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1895. Вып. 4.

Соколов В.Н., Красильщиков А.А. Лившиц Ю.Я. Тектоника архипелага Шпицберген // Геотектоника. 1968. № 2.

Соколов Д.В. Отчет о работах в районе Карадага в 1924 г. // Изв. Геол. ком. 1925а. № 2.

Соколов Д.В. О некоторых результатах детальных геологических исследований в Восточном Крыму // Вестн. Геол. ком. 1925б. № 3.

Соколов Д.В. Некоторые данные по геологии восточной части Горного Крыма // Крым. 1927. № 1 (3).

Соловьев А.В. К вопросу о тектонической схеме Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 12.

Соловьев В.Ф. К вопросу о строении Апшеронского порога // Докл. АН СССР. 1952. Т. 85, № 5.

Соловьев В.Ф. Рельеф и строение Апшеронского порога // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 5.

Соловьев С.П. Краткий геологический очерк верховьев Баксана (южное и юго-восточное подножие Эльбруса) : Предвар. отчет о работах в 1930 г. в Кабардино-Балкар. авт. обл. // Изв. ВГРО. 1932. Вып. 37.

Соловьев С.П. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Приэльбрусском районе в 1931 г. // Материалы ЦНИГРИ. 1933. Сб. 2.

Соловьев С.П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызыла, Урдю и Гижгита (Северный Кавказ) // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 89.

Сорский А.А. О причинах отсутствия гранитного слоя в осевой части Черного моря и Южного Каспия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. № 3.

Спижарский Т.Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития // Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М.: Наука, 1964.

Спижарский Т.Н. Сибирская платформа // Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т. 3. Тектоника.

Старосельский В.С., Лебедев В.М., Хоменко А.В. Строение и история формирования Тунгусской синеклизы // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970. Т. 3.

Стоквелл К.Х. Тектоническая карта Канадского щита // Тектонические карты континентов на 17-й сес. МГК. М.: Наука, 1964.

Стратиграфия СССР. Т. 1. Нижний докембрий. Т. 2. Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Страхов Н.М. Историко-геологические типы осадконакопления // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 2.

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.: Госгеолиздат, 1948. Ч. 1, 2.

Страхов Н.М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 12. .

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960–1962. Т. 1–3.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Недра, 1963.

Страхов Н.М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.

Субботин С.И. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры// Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 4.

Субботин С.И. О причинах и механизме образований платформенных и геосинклинальных прогибов земной коры: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1964.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Процессы в верхней мантии Земли и связь с ними строения земной коры. Киев: Наук. думка, 1965.

Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964.

Судовиков Н.Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л.: Наука, 1967.

Сухаревич П.М. О стратиграфии и литологии юрских отложений юго-западной части Причерноморской впадины // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3.

Тарасов Н.И. Коралловые рифы высоких широт // Природа. 1943. № 4.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогенические особенности некоторых элементов геосинклинальных областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 3.

Твенхофел У.Х. Учение об образовании осадков: Пер. с англ. М.; Л.: ОНТИ, 1936.

Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.

Тектоника Якутии / К.Б. Мокшанцев, Д.К. Горнштейн, Г.С. Гусев и др. Новосибирск: Наука, 1975.

Терехов А.А., Хахалев Е.М., Маловицкий Я.П. Строение верхней части разреза Черноморской впадины по профилю Геленджик–Синоп // Морская геология и геофизика. М.: Недра, 1971. Вып. 11.

Тетяев М.М. Принципы геотектонического районирования территории СССР // Пробл. сов. геологии. 1933. № 1.

Тильман С.М. Тектоника и история развития Северо-Восточного Прикольмья // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1962. Вып. 1.

Тильман С.М. К истории тектонического развития Восточной Арктики // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид Северо-Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973.

Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблемы Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4.

Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Геологическое строение острова Врангеля // Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. Магадан, 1964.

Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.И. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР // Геотектоника. 1975. № 6.

Тихомиров В.В. К вопросу о развитии земной коры и природе гранитов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1958. № 8.

Тихонов В.И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 89.

Трусова И.Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп // Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.

Тугаринов А.И. Эпохи минералообразования в докембрии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 9.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966.

Тугаринов А.И., Зыков С.И., Карпенко С.Ф. Об абсолютном возрасте саксаганских плагиогранитов в Криворожье // Геохимия. 1965. № 2.

Тугаринов А.И., Ступникова А.И., Зыков С.И. К геохронологии юга Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 1.

Удинцев Г.Б. Геологическое строение Курило-Камчатской впадины // Природа. 1955. № 12.

Удинцев Г.Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Удинцев Г.Б. Тектоника дна морей и океанов на тектонической карте Евразии // Геология дна океанов и морей: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 16. М.: Наука, 1964.

Удинцев Г.Б. Рельеф и структура дна Тихого океана. М.: Наука, 1965. (Океанол. исслед. Сб. 13. X раздел программы МГГ).

Уилсон М.Е. Докембрий Канады // Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968.

Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза // Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950.

Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы // Сов. геология. 1959. № 3.

Устиев Е.К. Проблемы вулканизма-плутонизма: Вулкано-тектонические формации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 88.

Федорович Б.А. К вопросу о террасах в долинах Качи и Альмы в Крыму // Изв. АН СССР. VII сер. 1929.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука, 1972.

Фесенков В.Г. Метеориты и происхождение Солнечной системы // Природа. 1964. № 10.

Формозов А.А. Пещерная стоянка Староселье // Материалы по археологии СССР. 1958. Вып. 71.

Формозова Л.Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции // Тр. ГИН АН СССР. 1965. Вып. 141.

Фотиади Э.Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований // Геология и геофизика. 1962. № 10.

Фохт К.К. О третичных отложениях юго-западного Крыма // Тр. СПб. о-ва естествоиспытелей. 1887. Т. XVIII, вып. 1.

Фохт К.К. О геологическом строении Евпаторийского плато // Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. 1889. Т. XX.

Фохт К.К. Исследование Судакских гор // Изв. Геол. ком. 1901а. Т. XX, № 3.

Фохт К.К. О древнейших осадочных образованиях Крыма//Тр. СПб. о-ва естествоиспытателей. 1901б. Т. XXII, вып. 1.

Фохт К.К. Геологические исследования в окрестностях Феодосии//Изв. Геол. ком.1904. № 1.

Фохт К.К. Тектоника Крымских гор и нижнемеловые известняки//Изв. Геол. ком. 1909. Т. XXVIII, № 4.

Фохт К.К. Доггер от Ай-Сереза до мыса Киик-Атлама в юго-восточном Крыму. // Изв. Геол. ком. 1912. Т. XXXI, № 1.

Фохт К.К. Верхнеюрские породы южного склона яйлы между Алуштой и Судаком и Отузами: Находки каменноугольных известняков лейаса и триаса на севере Главной ряды//Изв. Геол. ком. 1913. Т. XXXII, № 1.

Фролова Н.В. О наиболее древних осадочных породах Земли//Природа. 1950. № 9.

Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре//Тр. Иркут. гос. ун-та. 1951. Т. 5. Сер. геол. Вып. 2.

Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии//Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1962. Вып. 5.

Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции / Пер. с фр. М.: Изд-во иностр. лит., 1955.

Хабаков А.В. О находке фауны радиолярий в кремнистых сланцах и яшмах палеозоя Кавказского хребта//Изв. ВГРО. 1932. Вып. 12.

Хаин В.Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.

Хаин В.Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа// Докл. АН СССР. 1953. Т. 90, № 2.

Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.

Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, вып. 3.

Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях//Сов. геология. 1960. № 11.

Харитонов Л.Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита//Вопросы геологии Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Харитонов Л.Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное разделение: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М.: Наука, 1964.

Харланд В.Б. Схема структурной истории Шпицбергена//Геология Арктики. М.: Мир, 1964.

Хворова И.В. Батиальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье//Докл. АН СССР. 1947. Т. 57, № 9.

Хворова И.В. Флишевая нижнемолассовая формация Южного Урала//Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 37.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

Херасков Н.П. Методика составления тектонических карт на примере Южного Урала//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5.

Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27, вып. 5.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры//Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 91.

Хольтедаль Г. Геология Норвегии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957.

Хоментовский В.В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 10.

Хоментовский В.В. Общий обзор и корреляция верхнего докембрия Саяно-Алтайской складчатой области//Стратиграфия СССР: Верхний докембрий. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Хоментовский В.В., Семихатов М.А., Репина Л.Н. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна//Региональная стратиграфия СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 4.

Чекунов А.В. Особенности строения земной коры юга европейской части СССР//Сов. геология. 1967. № 12.

Чекунов А.В. Эволюция земной коры в процессе развития герцинских геосинклинальных прогибов юга СССР//Геотектоника. 1970. № 1.

Чекунов А.В. Эволюция земной коры в развитии герцинских геосинклинальных прогибов юга европейской части СССР//Геотектоника. 1971. № 1.

Чернов В.М., Инина К.А. Лептиты и лептитовые породы Западной Карелии//Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 1.

Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск: Наука, 1978.

Чирвинская М.В., Гуревич Б.Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины//Сов. геология. 1959. № 4.

Чирич Б.М. Развитие Динарид в Альпийском цикле//Геотектоника. 1967. № 6.

Чихачев П.К. Аммонитиды келловейских отложений Северного Кавказа//Тр. ВГРО. 1932. Вып. 207.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит//Тр. ГИН. АН СССР. 1951. Вып. 135. Геол. сер. № 55.

Шатский Н.С. О тектонике северной части Донбасса//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1923–1924. Т. 2, № 3.

Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1932. № 3/4.

Шатский Н.С. О тектонике Арктики//Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Л.: Изд-во Главсевморпуть, 1935.

Шатский Н.С. Происхождение Донецкого бассейна//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937а, № 4.

Шатский Н.С. О неокатастрофизме//Пробл. сов. геологии. 1937б. Т. 7, № 7.

Шатский Н.С. О тектонике Центрального Казахстана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 6.

Шатский Н.С. О синеклизах А.П. Павлова//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18, вып. 3/4.

Шатский Н.С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины//Докл. АН СССР. 1941. Т. 31, № 5.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М.: МОИП, 1945. (Материалы к познанию геол. строения СССР. Н.С. Вып. 2. № 6).

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946а. № 1.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946б. № 6.

Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946в. № 4.

Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 5.

Шатский Н.С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1951. № 1.

Шатский Н.С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1954а. Т. 29, вып. 5.

Шатский Н.С. О марганценосных формациях и металлогении марганца//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954б. № 4.

Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей// Совещание по осадочным породам. М.: Изд-во АН СССР, 1955а. Вып. 2.

Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955б. Т. 30, вып. 5.

Шатский Н.С. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955в. № 3.

Шатский Н.С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1960а. № 11.

Шатский Н.С. Парагенезы осадочных пород и формаций//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960б. № 5.

Шатский Н.С. О прогибах Донецкого типа//Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2.

Шатский Н.С., Богданов А.А. О международной тектонической карте Европы//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4.

Шатский Н.С., Богданов А.А., Яншин А.Л. и *др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1:5 000 000: Объяснительная записка.* М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Шевченко В.И., Резанов И.А. Тектонический план байкальского этапа развития юга Европейской части СССР и смежных территорий//Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 11.

Шевченко В.И., Резанов И.А. К вопросу о возрасте Скифской и Туранской платформ//Изв. вузов. Геология и разведка, 1977. № 1.

Шейнманн Ю.М. Место Атлантического и Индийского океанов в формировании структур Земли//Докл. АН СССР. 1958а. Т. 119, № 4.

Шейнманн Ю.М. Некоторые черты развития складчатой структуры Азии//Изв. вузов. Геология и разведка. 1958б. № 8.

Шейнманн Ю.М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959. (Тр. ВНИИ; Вып. 49).

Шейнманн Ю.М. Значение океанов атлантического типа для развития структур Земли//Бюл. МОИП. Н.С. Отд. геол. 1961. Т. 66, вып. 2.

Шейнманн Ю.М. О тектонических условиях магмообразования//Проблемы магматизма и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Шейнманн Ю.М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли//Геотектоника. 1970. № 4.

Шейнманн Ю.М. Магмы и геосинклинальный процесс//Тектоника и магматизм. М.: Наука, 1976.

Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир, 1964.

Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система – новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР//Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 5.

Шлыгин Е.Д. Надвиги в Кокчетавском районе// Изв. ГГРУ. 1932. № 8.

Шлыгин Е.Д. Тектоническое строение северной части Северо-Восточного Казахстана//Пробл. сов. геологии. 1935. № 2.

Штауб Р. Механизм движений земной коры. М.: ГОНТИ, 1938.

Штеклин Д. Тектоника Ирана//Геотектоника. 1966. № 1.

Штех Г.И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М.: Наука, 1965.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964.

Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Т. 3.

Штрейс Н.А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Штрейс Н.А. О происхождении Гондваны: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М.: Наука, 1964.

Шубер Г.А., Фор-Мюре А. Эпиварисцийская платформа Северной Африки. Геология Европы: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы. М.: Наука; Недра, 1964.

Шуркин К.А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья// Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1960. Вып. 9.

Шуркин К.А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита//Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1968.

Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. М.: Недра, 1971.

Щерба И.Г. Герцинская структура Северного Прибалхашья//Тр. ГИН АН СССР. 1973. Вып. 249.

Щерик Е.А. Тектоническое строение Азово-Кубанской впадины//Докл. АН СССР. 1954. Т. 94, № 4.

Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии// Геотектоника. 1967. № 2.

Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии//Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1.

Эскола П. Докембрий Финляндии. М.: Мир, 1967.

Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И. О рифейском возрасте галек и валунов из верхнеюрских конгломератов горного Крыма//Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965.

Яншин А.Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. № 5/6.

Яншин А.Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5.

Яншин А.Л. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы//Памяти академика А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии// Геотектоника. 1965а. № 5.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965б. Вып. 5.

Яншин А.Л., Гарецкий Р.Г., Зайцев Н.С. и др. Тектоника Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте. М.: Наука, 1966.

Арсовски М. Некои особенности на тектонскиот склон на централни отдел на Пелагонскиот хорст-антиклинориум и неговиот однос Вардараска зона//Тр. на Геол. завод на Н.Р. Македонија, 1960, св. 7.

Бончевъ Е. Опитъ за тектонска синтеза на западна България//Геология на Балканитъ. София. 1936. Т. II. Кн. 1.

Бончев Е. Геология на България. София, 1955. Ч. 1.

Димитровъ Ст., Димитровъ Ц. Указания за младокимерска фаза от алпидското-планинообразуване в юго-западна България (Предварителни бележки). Списание на Българского геол. Дружство, кн. 3. София, 1931.

Стоянов Р. Претходни резултати од геолошките и петрографските истражувања на високометаморфните стени во централниот дел на Пелагонизской массив // Тр. на Геол. завод на Н.Р. Македонија. 1960, св. 7.

Aberg G. Rb/Sr age of the Smaland porphyries// Geol. fören. Stockholm förhandl. 1971.

Almeida F.F. Origem e evolucao da platforma brasileira//Div. geol. Min. Bol. Rio de Janeiro, 1967. N 241.

Aswathanarayana U. Age determination of Rocks and Geochronology of India//Intern. Geol. Congr. Delhi, 1964. Sess. 22.

Auboin J. Essai sur l'evolution paléogéographique et le développement tecroorogénique d'un systéme géosynclinal: le secteur gréc des Dinarides//Bull. Soc. géol. France. Sér. 6. 1958. Vol. 8, N 7.

Bailey E. The Paleozoic mountain sistems of Europe and America//Panamer. Geol. 1928. Vol. 50, N 3.

Bailey E., Holtedahl G. North-Western Europe Galedonids//Reg. Geol. Erde. 1938. Bd. 2.

Barbu C., Vasilescu E. Tectonique du saubassement prémésozoique de la plateforme Moesique Ass//Géol. Carpato-Balkanique VIII Kongr. Beograd, 1967. T. 1.

Bertran M. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen//Bull. Soc. géol. France. 1887. Vol. 15, N 3.

Bleahu M. Observation sur l'evolution de la Zone d'Istria au cours des trois derniers millénaires// Rev. géol. et géogr. Buc., 1962. Vol. 6, N 2.

Bullard E.C., Everett J.E., Smith A.G. The fit of the continent around the Atlantic//Philos. Trans. Roy. Soc. Symp. Continent. Drift. Cambridge, 1965. Vol. 258.

Choubert B. Etat actuél de los connaissances sur la géologie de la Gyane francaise//Ibid. 1965. Vol. 7, N 1.

Ciocardel R. Die pliozane Fauna von Beciu-Arbanasi//Ztschr. Dt. geol. Ges. 1943. Bd. 95, H. 9/10.

Čirič B. Sur le magmatisme jeune dans les Dinarides externes de Jougoslavia//Bull. Soc. géol. France. Sér. 7. 1960. Vol. 2.

Čirič B., Karamata S. L'evolution du magmatisme dans les géosynclinales Dénariques, mesozoiques et cénozoiques//Ibid.

Dana J.D. On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior // Amer. J. Sci. Ser. 3. 1973. Vol. 5.

Dessila-Codarcea M. La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates Roumanies// Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1967. Vol. 2, N 1.

Dessila-Codarcea M. Evolution préalpine des Massifs crystallophylliens des Karpates roumaines//XXIII Intern. Geol. Congr. Prague, 1968. Vol. 3.

Dmitrievic M.D. The geological problems of the Serbo-Macedonian Massive//Carpatho-Balkan Geol. Assoc. VIII Congr. Belgrade, 1967.

Eskola P. Huvuddragen av Onega Karolens geologi//Medd. Geol. fören i Helsingfors ar aeg 1917 ach 1918.

Fabian H., Nicolesco M. Ein pliozän teilprofil bei Glodeni Sudroumanien//Ztschr. Dt. geol. Ges. 1943. Bd. 95, H. 9/10.

Ferreira E.O. About some problems of Tectonics of the Brazilian Platform and its Principal Tectonic Map Units//Bol. geol. 1968. N 2.

Fink J. Die Gliederung des Jungpleistoäns in Osterreich//Mitt. Geol. Ges. Wien. 1962. Bd. 54.

Furon R. Esquisse structurale provisoire de l'Afrique a 10 000 000//Congr. Geol. Intern. Assos. Serv. Afr. P., 1958.

Gill J.E. Mauntain building in the Canadian Shield// Intern. Geol. Congr. XVIII Sess., pt. 13. L., 1952.

Grabau A.W. Principles of Stratigraphy. N.Y. 1924.

Grabert H. Zum Bau des Brasilianischen Schieldes. Versuch einer Analyse des Brasiliaen Orogenes// Geol. Rdsch. 1963. Bd. 52, H. 1.

Guertner H.R. Über die Verbindung der Bruchstücke des kaledonischen Gebirges im nördlichen Mitteleuropa//Intern. Geol. Congr., XXI Sess. Caledonian Orogenesis. Copenhagen, 1960.

Hall J. Natural History of New York. N.Y., 1859.

Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales//Bull. Soc. géol. France. Ser. 3. 1900. Vol. 28, N 3.

Haug E. Traité de Géologie. P., 1909–1914.

Heezen B.C., Tharp M. Tectonic fabric of the Atlantic and Indian oceans and Continental Drift// Philos. Trans. Roy. Soc. Symp. Continent. Drift. Cambridge, 1965. Vol. 258.

Hills E.S. Geological Notes in Explanation of the Tectonic Map of Australia. Melbourn, 1961.

Holmes A. The sequence of praecambrian Orogenic Belts in South and Central Africa//Intern. Geol. Congr. XVIII Sess., pt. 14. L., 1951.

Katz S., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean//Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 4.

Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. B., 1923.

Kober L. Der Bau der Erde. B., 1928.

Körössy L. Tectonics of the basin areas of Hungary// Acta geol. 1964. Vol. 8, N 1.

Kossmat F. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. B., 1924.

Krishan M.S. The structural and tectonic History of India//Mem. Geol. Surv. India. 1961. Vol. 81.

Llado L.N. Reccurencia de los arcos herciniano y alpino en la Peninsula Iberica//XXIII Intern. Geol. Congr. Praha, 1968. Vol. 3.

Mac Gregor A.M. The geology of Suothern Rodesia// Trans. Geol. Soc. South Afr. 1951. Vol. 54.

Macovei G. Les gisements de petrol. P., 1938.

Macovei G., Atanasiu I. L'evolution géologique de la Roumanie, Grétacé//Anu. Inst. géol. 1934. Vol. 16.

Marmo V. Prekambristen Kivien nuorentumisesta// Geologi. 1959. N 6.

Michot J. Le massif complex anorthosito-leuconoritique de Haaland-Heeleren et la palingénése basique//Mem. Acad. roy. Belg. Cl. sa. 25 ér. 1961. Vol. 15, N 1.

Mikkola T. Suomen Peruskallion ikä//Geologi. 1959. N 3/4.

Milovanovic B., Ilić M., Jovanović R. i dr. Simpozium o problemina alpiskog inicijalnog Magmatizma. Geol. otsek rud.-geol. fakulteta Beogr. univ. i Zavodza inz. geol. tehničkog faculteta Sarajevs. univ. Ilidža-Vares, 1960.

Mrazec L. Sur les roches vertes des conglomérates tertiaires des Carpates et des Cübcarpates de la Roumanie//C. r. séanses Inst. geol. Roum. 1911. Vol. 2.

Officer C.B., Ewing M., Wenschel P. Seismic refraction measurement in the Atlantic Ocean. Pt IV// Bull. Geol. Soc. Amer. 1952. Vol. 63, N 8.

Paeckelman W. Probleme des Varistikums der Dobrudscha//Ztschr. Dt. geol. Ges. 1935. Bd. 87, H. 8.

Petković K., Andjelković M. Biostratigrafsko razvice paleogeografski Odnosi donjekrednich facij na territoriji Jugoslavije. Zb. II Kongr. Geol. FNKJ. Sarajevo, 1957.

Ringwood A.E. Composition and evolution of the Upper Mantle//The Earth's Crust and Upper Mantlle. Wash. Amer. Geophys. Union, 1969.

Pruvo P. Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoiqus // Ann. Hebert et Hang. P., 1949. Vol. 7.

Raitt R. Seismic refraction studies of Pacific Ocean Basin // Bull. Geol. Soc. Amer. 1956. Vol. 67, N 12.

Sarcar S., Saha A.A. Revision of precambrian stratigraphy and tectonic of Singhbum and adjacent regions // Quart. J. Geol., Mining and Metal. Soc. India. 1962. Vol. 34, N 2/3.

Schuchert Ch. Sites and natures of the north-american geosynclines // Bull. Geol. Soc. Amer., 1923. Vol. 34.

Schürmann H.M. The Riphean of the Red Sea Area (in memory of N.S. Schatsky) // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1961. Bd. 83, H. 2.

Sederholm J.J. Eine archäische Sedimentformation in Süd-Westlichen Finland // Bull. Commis. Geol. Finl. 1899. N 6.

Sederholm J. On the geology of Fennoscandia // Ibid. 1932. N 98.

Selli R., Fabbri A. Tyrranian: a pliocene deepsea // Acad. Natur. Lincei. Roma. Ser. VIII. 1971. Vol. 50.

Simonen A. Das finnische Grundgebirge // Geol. Rdsch. 1971. Bd. 60, H. 4.

Sorgenfrei Th. On the granite problem and the similarity of salt and granite structures // Geol. fören. Stockholm förchandl. 1976. Bd. 93, H. 2, N 545.

Steinmann G. Die ophiolitische Zonen in den mediterranen Kettengebirge // Congr. Geol. Intern. XIV Sess. Kl. 2. Madrid, 1926.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. B., 1924.

Stille H. Wege Ergebnisse der geologisch-tektonischen Forschung // 25 Jh. Kaiser Wilhelm Cased. 1936. Bd. 2.

Stille H. Einführung in den Bau Nordamerikas. B., 1940.

Stille H. Ur- und Neuozeane // Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin. Math.-Naturwiss. Kl. 1945–1946, N 6.

Stille H. Das mitteleuropäische varizische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen // Beih. Geol. Jb. 1951. H. 2.

Stockwell C.H. Structural provices orogenies, and time classification of the Canadien Precambrian Shied // Geol. Surv. Canada. 1961; 1964.

Stockwell C.H. A tectonic map of the Canadian shield // Roy. Soc. Canada. Spec. Publ. 1962. N 4.

Stöklin J., Nabavi M., Ruttner A. New data of the Lower paleozoic and precambrian of North Iran// Geol. Surv. Iran. Rep. 1964. N 1.

Suess E. Das Antlitz der Erde. Wien etc., 1883–1909. Bd. 1–3.

Summary of Deep Sea Drilling Project. Leg XIII. Scripps. Inst. Oceanogr. San Diego: Univ. Cal., 1970.

Szentes F. Mouvement Mésozoiques de l'Ecorce terrestre en Hongrie // Ann. Inst. Geol. Hung. 1958. Vol. 49, N 3.

Tornquist A. Geologie von Ostpreussen. B., 1910.

Vorgt C.C. Jurassique à Soudak // Guide des exursions du VII Congr. Geol. Intern. 1897.

Wegmann C.E. Uber die alpine Tektonik und Grundgebirge Finlands // Bull. geol. Finl. 1929. Bd. 85.

Wilson J. The origin of continents and Precambrian history // Trans. Roy. Soc. Canada. Sec. 4. Ser. 3. 1949.

Woldstedt P. Über die Gliederung des Quariars und Pleistozens // Eisezeitalter und Gegenwart, 1962. Bd. 12.

ГЛАВНЫЕ РАБОТЫ М.В. МУРАТОВА ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ, ТЕКТОНИКЕ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

1937

Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор // Тр. МГРИ. Т. 7. С. 21–122. Основные черты тектоники Крымского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 15, вып. 3. С. 215–239.

1939

Террасы Горного Крыма // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 17 (№ 2/3). С. 3–17. (Совместно с Николаевым Н.И.)

1940

К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород // Сов. геология. № 11. С. 55–62. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижепсе (южный склон Главного Кавказского хребта) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 18, вып. 2. С. 3–36.

1941

Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма // Учен. зап. МГУ. География. Вып. 48. С. 65–73. (Совместно с Николаевым Н.И.)

1942

Неметаллические ископаемые: Учебное пособие для вузов. Свердловск: Госгеолиздат. 328 с. (Совместно с Меренковым Б.Я.)

1945

Юрские порфиритовые интрузии в верховьях рек Хасаута и Эшкакона (Северный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 3. С. 85–102.

1946

Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и сопредельных стран // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 1. С. 63–96.

1947

Строение Причерноморской впадины // Сов. геология. № 16. С. 60–79.

Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 22, вып. 2. С. 3–48.

1948

К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Калбы // Сов. геология. № 31. С. 10–22. (Совместно со Славиным В.И.)

Основные этапы развития Эльбруса как вулкана // Тр. МГРИ. Т. 23. С. 75–82. (Совместно с Гзовским М.В.)

Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 105–120.

Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод) // Тр. МГРИ. Т. 23. С. 12–56.

1949

Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат // Тр. МГРИ. Т. 25. С. (Совместно с Маслаковой Н.И.)

Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР. Т. 2. 510 с.

1951

История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 26, вып. 1. С. 7–34.

Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря // Памяти А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР. С. 359–372.

1952

Основные этапы геологической истории Восточных Карпат // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 17, вып. 3. С. 3–26. (Совместно с Маслаковой Н.И.)

Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000 (для высших учебных заведений). М.: Учпедгиз. (Совместно с Шатским Н.С., Богдановым А.А., Яншиным А.Л. и др.)

1953

Краткий геологический очерк Калбы // Очерки по геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР. Вып. 16. С. 3–84. (Совместно со Славиным В.И.).

Развитие представлений о тектонической структуре юга Центральной Европы: Сб. Памяти А.Н. Мазаровича. М.: МОИП. С. 14–29.

1954

О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 29, вып. 1. С. 3–20.

1955

История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 30, вып. 5. С. 27–50.

Салгирский грабен в Горном Крыму // Тр. МГРИ. Т. 28. С. 92–101. (Совместно с Маслаковой Н.И.)

Тектоническая структура Западной Туркмении и положение Большого Балхана // Вопросы геологии Азии. М. Т. 2. С. 69–80.

Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // Сов. геология. № 48. С. 36–66.

1956

Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области // Совещание по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Баку. С. 17–24.

1957

Проблема происхождения океанических впадин // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 32, вып. 5. С. 55–70.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000: Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат. (Совместно с Шатским Н.С., Богдановым А.А., Яншиным А.Л. и др.)

1958

Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат // Изв. вузов. Геология и разведка. № 1. С. 19–33. (Совместно с Богдановым А.А., Хаиным В.Е.)

1959

Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии // Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР. Тбилиси. С. 179–187.

Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 16–34. (Совместно с Кизевальтером Д.С.).

О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. № 11. С. 31–41.

Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 34, вып. 2. С. 19–43. (Совместно с Кизевальтером Д.С.)

1960

Геологическое прошлое Крыма и Черного моря // Природа. № 6. С. 57–64.

Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат. 207 с.

Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисаря и их значение для стратиграфии палеогена юга СССР // Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР. С. 15–23. (Совместно с Немковым Г.И.)

Тектонические структуры Альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития // Структуры земной коры и деформации горных пород: МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 18. М.: Изд-во АН СССР. С. 126–136.

Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 35, вып. 5. С. 107–123.

1961

История тектонического развития Рудного Алтая в палеозое // Сов. геология. № 11. С. 86–108. (Совместно с Горжевским Д.И.)

Основы стратиграфии четвертичных отложений Горного Крыма // Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., Т. 2. С. 351–357.

О стратиграфическом положении мустьерских культур Крыма // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. Т. 28. С. 199–203.

О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии / Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 4. С. 97–121. (Совместно с Архиповым И.В.)

О тектоническом строении и положении Исландии // Изв. вузов. Геология и разведка. № 12. С. 16–29.

1962

История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. С. 3–24.

Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. № 11. С. 3–35. (Совместно с Микуновым М.Ф., Черновой Е.С.).

1963

Об основных структурных элементах земной коры // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 38, вып. 3. С. 3–31. (Совместно с Богдановым А.А., Хаиным В.Е.)

Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 6. С. 3–23.

Тектоника Европы: Объяснительная записка к тектонической карте Европы масштаба 1 : 2500000. М.: Недра. 362 с. (В коллективе авторов)

Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области, их взаимоотношение и развитие // Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Изд-во АН СССР. С. 132–146.

1964

Основные черты строения и истории развития Альпийской геосинклинальной области: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 11. М.: Недра. (Совместно с Архиповым И.В., Постельниковым Е.С.)

Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна // Литология и полез. ископаемые. № 4. С. 3–20.

Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 10–29.

Тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2500000. М.: Наука; Недра. (В коллективе составителей.)

Этапы и стадии развития геосинклинальных складчатых областей: МГК. 22-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М.: Недра. С. 39–57.

1965

Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры // Геотектоника. № 1. С. 6–29.

Складчатые геосинклинальные пояса Евразии // Геотектоника. № 6. С. 3–18.

1966

Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования // Изв. вузов. Геология и разведка. № 3. С. 3–48.

1967

Геологическое строение Керченского железорудного бассейна и история его геологического развития // Керченский железорудный бассейн. М.: Недра. С. 21–55.

Геосинклинальные складчатые пояса и системы, их этапы развития и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 47–67.

Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. № 33. С. 57–76.

Проблемы связи тектоники и магматизма // Геотектоника. № 3. С. 121–125. (Совместно с Книппером А.Л.)

Строение дна Черноморской котловины и ее происхождение // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 42, вып. 5. С. 40–59. (Совместно с Непрочновым Ю.П.)

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000000. М.: Наука. (В коллективе авторов.)

Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах // Изв. вузов. Геология и разведка. № 10. С. 17–63.

1968

Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, С. 48–53. (Совместно с Хаиным Е.)

Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 43, вып. 5. С. 5–22. (Совместно с Цейслером В.М.)

Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, С. 78–101.

Складчатые геосинклинальные пояса и системы и особенности их развития // Изв. Геол. ин-та Болг. Акад. наук. Т. 17. С. 41–51.

Строение складчатого основания равнинного Крыма // Геотектоника. № 4. С. 54–59. (Совместно с Бондаренко В.Г., Плахотным Л.Г., Черняк Н.И.)

1969

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра. 576 с. (Участие в составлении и редактирование.)

Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса // Геотектоника. № 2. С. 3–21.

1970

Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития // Геотектоника. № 2. С. 47–73.

Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ. – Докл. АН СССР. Т. 191, № 6. С. 1355–1358. (Совместно с Лейтесом А.М., Федоровским В.С.)

1971

Строение и развитие эвгеосинклинальных прогибов и их магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. С. 3–11.

Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 11–30.

Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем // *Проблемы теоретической и региональной тектоники*. М.: Наука. С. 152–166.

Ранние эры в истории Земли // Природа. 1971. № 11. С. 16–23.

1972

Взаимоотношения складчатого основания и чехла молодых платформ // Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука. С. 116–120.

Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст: МКГ. 24-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, С. 5–17.

Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 47, вып. 5. С. 61–71.

История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного // *Геотектоника*. № 5. С. 22–41.

Тектоническая карта УССР и МССР // Геол. журн. Т. 30, вып. 5. (В коллективе авторов.)

Тектоническая номенклатура, классификация основных структурных элементов земной коры // Геотектоника. № 5. С. 3–21. (Совместно с Богдановым А.А., Зоненшайном Л.П., Наливкиным В.Д., Пущаровским Ю.М., Хаиным В.Е., Штрейсом Н.А., Цейслером В.М.)

1973

Руководство по геологической практике в Крыму. Т. 2. Геология Крымского полуострова. М.: Недра. 192 с.

Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М.: Недра, 222 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 141). (В коллективе авторов.)

Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования // Тектоника фундамента древних платформ. М.: Наука. С. 112–143.

Типы впадин осадочного чехла древних платформ: Учение о древних платформах и роль А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского в его развитии // Очерки по истории геологических знаний. М.: Наука. Вып. 16. С. 89–101.

1974

Историческая геология. Учебное пособие для вузов. М.: Недра. 319 с. (В коллективе авторов.)

Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей // Геотектоника. № 3. С. 36–46.

Тихоокеанский пояс в ряду больших складчатых поясов земной коры // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, С. 7–11.

Урало-Монгольский пояс // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука. С. 5–10.

1975

Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука. 176 с.

Среднеевропейская плита и ее соотношение с Восточно-Европейской платформой // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 50, вып. 3. С. 129–138.

1976

Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов // Тектоника срединных массивов. М.: Наука. С. 5–12. (Совместно с Яншиным А.Л.)

Роль магматизма при формировании структур орогенного этапа складчатых областей // Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука. С. 126–133.

Тектоника Европы и смежных областей: Краткая объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2500000. М.: Наука. (В коллективе авторов.)

1977

Главнейшие черты тектоники территории СССР // Изв. вузов. Геология и разведка. № 11. С. 21–35.

Основные тектонические подразделения территории Советского Союза // Геотектоника. № 5. С. 20–43.

Роль глубинных разломов в формировании синеклиз и других платформенных структур // Разломы земной коры. М.: Наука. С. 3–8.

1978

Краткий очерк тектонической истории материков // Тектоносфера Земли. М.: Наука, С. 67–78.

Особенности тектоники Гималаев в связи с проблемой принадлежности их к геосинклинальным складчатым областям // Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: С. 71–80.

Региональная тектоника материков // Тектоносфера Земли. М.: Наука. С. 11–32.

Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2500000. М.: Наука, 588 с.

Тектоника Европы и смежных областей: Древние платформы, байкалиды, каледониды: Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2500000. М.: Наука. 422 с.

1979

Межплатформенные системы глубинных разломов и сопровождающие их складчатые структуры Центральной и Юго-Восточной Азии // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука. С. 231–237.

Развитие учения о древних и молодых платформах // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 12. С. 44–51.

Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования // Геотектоника. № 2. С. 3–28.

1980

Блоки фундамента Балтийского щита и главнейшие черты их формирования в раннем протерозое // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л. С. 33–43.

1981

Древние и молодые платформы // Тектоника платформ и тектонические карты в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука. 126 с.

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ 3

КРАТКИЙ ОЧЕРК НАУЧНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ М.В. МУРАТОВА 4

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СТРУКТУР 9

Главнейшие структурные элементы земной коры 9

Структурные элементы материков, их взаимоотношение и возраст 9

Океанические впадины, их рельеф, строение и проблема происхождения 18

Геосинклинальные складчатые пояса, их строение и развитие 33

Геосинклинальные складчатые пояса, геосинклинальные области и геосинклинальные системы 33

Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных областей 35

Роль магматизма в развитии геосинклинальных складчатых областей 48

Типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области 59

Срединные массивы и их роль в строении и развитии геосинклинальных областей 68

Складчатые геосинклинальные пояса Евразии 77

Строение комплекса основания и этапы развития западной части Средиземноморского пояса 96

Основные черты строения и развития Альпийской геосинклинальной области 109

Строение и история развития впадин внутренних морей 115

Древние платформы 130

Складчатые системы докембрия и особенности их развития 130

Типы впадин осадочного чехла древних платформ 150

История формирования земной коры 157

Ранние этапы в истории Земли 157

Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры 164

СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ ТЕРРИТОРИИ СССР 180

Основные тектонические подразделения территории Советского Союза 180

Восточно-Европейская платформа 198

Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы 198

Основные этапы тектонического развития Русской плиты 226

Урало-Монгольский пояс 243

Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан) . . 243

Средиземноморский пояс 260

Скифская плита 260

Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа 260

Восточные Карпаты 283

Основные этапы геологической истории Восточных Карпат 283

Горный Крым 299

Основные черты тектоники Крымского полуострова 299

Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст 316
Большой Кавказ 331
Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод) 331
Большой Балхан 358
Тектоническая структура Западной Туркмении и положение Большого Балхана 358

ЛИТЕРАТУРА 366

ГЛАВНЫЕ РАБОТЫ М.В. МУРАТОВА ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ, ТЕКТОНИКЕ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ 386

Михаил Владимирович
МУРАТОВ

Избранные труды

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Утверждено к печати Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук Академии наук СССР и Московским обществом испытателей природы

Редактор издательства *Н.М. Митяшова*
Художественный редактор *В.Ю. Кученков*
Технический редактор *Н.А. Торгашова*
Корректор *З.Д. Алексеева*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31583

Подписано к печати 05.11.86. Т – 15176. Формат 70×100 1/16
Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман
Печать офсетная. Усл.печ.л. 31,9 + 0,2 вкл. Усл.кр.-отт. 33,1. Уч.-изд.л. 39,9
Тираж 900 экз. Тип. зак. 794. Цена 6р. 30к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4701

НАУКА