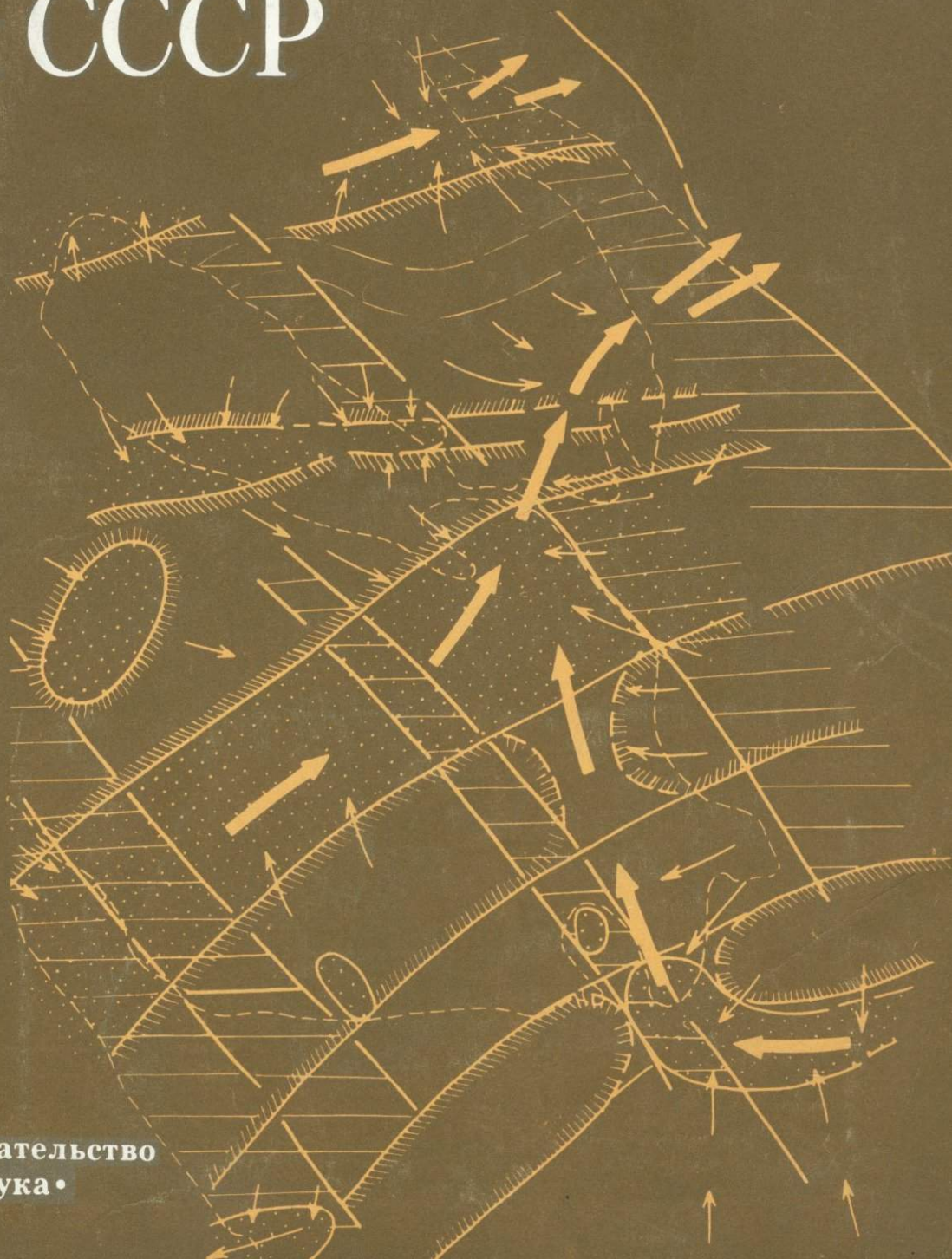


Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР



Издательство
•Наука•

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

BRANCH OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND GEOCHEMISTRY

Mountains
report of the
of the Middle
and the USSR

ПРЕДПРИЯТИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКВА 1977

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
РАНЧО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО

Mountain-building epoch in the variscides of the Middle Europe and the USSR



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1977

551.24

Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР

**Сборник статей
ученых
ГДР и СССР**

1996



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977



Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Сборник статей ученых СССР и ГДР посвящен орогенному тектоническому развитию средневропейских варисцид и отложений, формировавшихся в орогенную эпоху. Детально рассмотрено строение варисцидских моласс и распространение субсеквентных вулканов на территории Средней Европы. Проведено сравнение структуры и тектонического развития варисцид Средней Европы с орогенными образованиями Центрального Казахстана, Южной Сибири, с Предуральским прогибом. Описаны эпиварисцидские прогибы в Средней Европе, на Скифской и Туранской плитах. Рассмотрены соотношения геосинклинальных и платформенных структур в варисцидах Евразии. В статьях сборника использованы новые данные, полученные учеными ГДР, проводившими исследования на территории Средней Европы, и советскими учеными — в СССР.

Редакционная коллегия:

академик *А.Л. Яншин* (главный редактор)

В.С. Буртман, Р.Г. Гарецкий, Э. Шрёдер, К.-В. Юбитц

Ответственный редактор

В.С. Буртман

Editorial board:

Academycian *A.L. Janshin* (Chief Editor),

V.S. Burtman, R.G. Garetzkii, E. Schroeder, K.-V. Jubitz

Responsible Editor

V.S. Burtman

ОРОГЕННЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ВАРИСЦИД СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ И СССР

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор *А.А. Моссаковский*, Редактор издательства *Л.П. Ладычук*

Обложка художника *И. Галановой*. Художественный редактор *Н.Н. Власик*

Технический редактор *Г.П. Каренина*

Подписано к печати 18/III-77 г. Т-03373. Усл.печл. 12,6 + 1,1 вкладки. Уч.-изд.л. 15,3

Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 800 экз. Тип. зак. 94.

Цена 1 р. 54 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом читателям сборнике статей ученых СССР и ГДР рассмотрен орогенный (морфогенный) этап развития варисцид Средней Европы и проведен сравнительный анализ строения и развития варисцид Средней Европы и некоторых районов СССР на этом этапе. Выполнению сравнительного анализа способствовали работы по программе совместных исследований в области тектоники, проводившиеся по соглашению между Академиями наук СССР и ГДР. Советские авторы и ученые ГДР, чьи статьи представлены в этом сборнике, принадлежат к разным тектоническим школам и работали в разных геологических условиях (различны масштабы изученных явлений, методы исследований, условия обнаженности и т.д.). Поэтому главной частью программы исследований были совместные полевые экскурсии, проходившие по многим районам СССР и ГДР. Они позволили взаимно уяснить точки зрения, оценить надежность их аргументации и во многих случаях прийти к согласным выводам. Программой исследований руководили академик А.Л. Яншин и К.Б. Юбитц.

Перевод статей ученых ГДР сделан В.П. Колчановым. При чтении сборника будет полезна приводимая ниже таблица сопоставления стратиграфических подразделений карбона и перми, принятых в Средней Европе и СССР.

Сопоставление стратиграфических подразделений

СССР		Средняя Европа	
Верхняя пермь			Цехштейн
Нижняя пермь		Саксоний	Красный лежень (ротлигенд)
		Отэн	
Верхний карбон		Стефан	Силезий
Средний карбон	Московский ярус	Вестфал	
	Башкирский ярус		
Нижний карбон	Намюрский ярус	Намюр	
	Визейский ярус	Визе	Динант
	Турнейский ярус	Турне	

АВТОРЫ СТАТЕЙ

- Бенек Рейнхард (R. Benek)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Гарецкий Радим Гаврилович*, Институт геохимии и геофизики Академии наук БССР (220600 Минск, Ленинский пр., 68).
- Грумбт Эберхард (E. Grumbt)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (69 Jena, Burgweg 11, Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Казанцев Юрий Васильевич*, Институт геологии Башкирского филиала Академии наук СССР (450025 Уфа, Маркса 16/2).
- Камалетдинов Мурат Абдулхакович*, Институт геологии Башкирского филиала Академии наук СССР (450025 Уфа, Маркса 16/2).
- Катцунг Гюнтер (G. Katzung)*, Центральный геологический институт (104 Berlin, Invalidenstrasse 44. Zentrales Geologisches Institut).
- Людвиг Альфред (A. Ludwig)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (15 Potsdam, Telegrafenberg. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Лютцнер Гаральд (H. Lütznert)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (69 Jena, Burgweg 11. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Матвеевская Ариадна Леонидовна*, Институт геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР (630090 Новосибирск).
- Мёбус Гюнтер (G. Möbus)*, Грейсвальдский университет (Greifswald, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Section Geologische Wissenschaften).
- Пейх Ганс-Юрген (H. J. Paech)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Рёллиг Гюнтер (G. Röllig)*, Центральный геологический институт (104 Berlin, Invalidenstrasse 44. Zentrales Geologisches Institut).
- Суворов Анатолий Иванович*, Геологический институт Академии наук СССР (109017 Москва, Пыжевский 7).
- Тешке Ганс-Юрген (H. J. Teschke)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Фальк Фриц (F. Falk)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (69 Jena, Burgweg 11. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Шваб Гюнтер (G. Schwab)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Шлезингер Александр Ефимович*, Геологический институт Академии наук СССР (109017 Москва, Пыжевский 7).
- Шрёдер Эрих (E. Schroeder)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Элленберг Юрген (J. Ellenberg)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (69 Jena, Burgweg 11. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Яншин Александр Леонидович*, Геологический институт Академии наук СССР (109017 Москва, Пыжевский 7).

ВАРИСЦИЙСКИЕ МОЛАССЫ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

ВВЕДЕНИЕ

Слово "моласса" происходит из провансальского наречия (Rutsch, 1958). В XVIII в. Соссюр ввел его в геологию. Это наименование было присвоено третичным продуктам разрушения воздымающихся Альп, которые отлагались в краевом прогибе, протягивающемся от Южной Франции через Швейцарию и Баварию до Австрии.

С. Бубнов (Bubnoff, 1949) перенес это понятие на все сходные обломочные осадки, которые отлагались перед более древними горными сооружениями или в их внутренних областях во время и после их воздымания. С вещественной точки зрения — это прежде всего обломочные породы и наряду с ними также карбонатные, каустобиолитовые и соленосные отложения. Цикличность строения разреза считается весьма типичным признаком молассы (Bubnoff, 1949). Для моласс варисцийской, каледонской и ассинтской эпох характерно преобладание красноцветных осадков.

Варисцийские молассы Европы с формационной точки зрения можно разделить в пространстве и времени. Пространственно С. Бубнов (Bubnoff, 1949) различал внешнюю молассу, отложившуюся в краевых (передовых) прогибах, и внутреннюю молассу, образовавшуюся в межгорных прогибах. По времени он разделял молассовые отложения на раннюю молассу, которая начинает терригенное осадконакопление во внутренних областях еще во время позднего этапа флишевой седиментации в краевых прогибах, и позднюю молассу, отвечающую фазе пенепленизации при переходе к эпиконтинентальному развитию после завершения разрывной тектоники и вулканизма. Молассовое развитие в промежутке между ними, которое сопровождается более или менее сильными явлениями магматизма и разрывной тектоники, мы вслед за Г. Катцунгом (Katzung, 1970) называем временем образования главной молассы. В формационном отношении она может быть разделена на несколько стадий развития — главная моласса I, главная моласса II и т.д. (Lütznier, 1974).

В варисцийской молассе Средней Европы между внутренней и внешней молассой отмечаются различия как седиментологического, так и вулканологического и тектонического характеров.

Ниже предпринимается попытка сравнить седиментологические особенности обеих областей. Вулканизм и тектоника привлекаются лишь в той степени, в какой они влияли на осадконакопление.

Выводы о критериях оценки моласс дополняются некоторыми соображениями об отграничении молассовой стадии от флишевой и платформенной стадий и связанных с этим изменениях седиментологических признаков и условий.

ВНУТРЕННЯЯ МОЛАССА

Распространение и мощность

Накопление варисцийской внутренней молассы происходило в протяженных впадинах, которые в своем расположении следовали продольным структурам тектогена. Самыми крупными являются Саарско-Заальская впадина, которая временами разделялась в продольном направлении узким поднятием кристаллических пород, Среднебогемская и Внутрисудетская впадины. Параллельно или почти параллельно относительно них располагаются более мелкие впадины (см. вкладку рис. 1, 2). Впадины частично заложены на крупных синклиналиях складчатой структуры фундамента, частично в местах шовного сочленения основных тектонических зон. Закономерности размещения внутренних впадин были выяснены уже Г. Штилле (Stille, 1928) и последующими работами лишь исправлялись и уточнялись.

Внутренние впадины представляют собой участки земной коры, испытывавшие длительное опускание (что приводило к образованию морфологически выраженных депрессий) и все время остававшиеся местом отложения продуктов сноса обломочного материала. Общий характер распространения молассы во внутренних впадинах создает впечатление нарастающей интенсивности опускания во время молассовой стадии. Однако это распространение в большинстве случаев не отражает существование единого седиментологического бассейна. Судя по палеогеографическим особенностям отдельных частей молассового комплекса, можно думать, что области активной седиментации часто мигрировали во времени вдоль продольного направления впадин, а иногда и в поперечном направлении. Таким образом перемещались, например, центры седиментации во впадине Саар-Наз в период от силезия до ранней перми — от Саарской области до долины Рейна у Майнца. В Рудногорской впадине центр седиментационного бассейна смещался в карбоне с северо-востока (хайнинские слои) к юго-западу (красный лежень). Смещение центра седиментационного бассейна вдоль впадины известно также в борозде Босковице (Jaroš, 1968). Краевые части впадин во многих случаях не сохранились, однако о конфигурации седиментационных бассейнов можно приблизительно судить по фациальному строению заполняющих их отложений. На раннем и среднем этапах молассовой стадии седиментационные бассейны имели примерно эллиптическую форму, представляя собой отдельные области внутренних впадин. Там, где впадины были косо или поперечно пересечены палеотектоническими разломами, существовали более или менее прямолинейные края бассейнов или же четко выраженные "заливы". Последние отвечают примыкающим "побочным бассейнам" или ареалам опускания более мелких порядков. Примером могут служить многие седиментационные бассейны Заальской впадины в отэне, возникшие на пересечении с палеотектоническими разломами Франконской линии и линии Галле (например, бассейны с гольдлаутерскими и хорнбургскими слоями и слоями Галле). Области накопления саксонской поздней молассы обнаруживают явную склонность к тому, чтобы располагаться вне границ областей предшествующего прогибания или же заполнять в них лишь остаточные площади с неправильными очертаниями.

Размеры межгорных бассейнов весьма различны, однако они всегда меньше общей площади развития внешней молассы и геосинклинальных формаций. По соотношениям размеров могут быть выделены три категории: мелкие бассейны — менее 1000 км², бассейны средних размеров — 1000–10 000 км², крупные бассейны — более 10 000 км². Примерные площади некоторых бассейнов приводятся в табл. 1.

При значительных прогибаниях развитие бассейнов в общем начиналось с мелких депрессий, которые в намюре или раннем вестфале относительно быстро расширялись до крупных бассейнов [саарбрюккенские слои впадины Саар-Наз, слои Жаклерж (Шатцлар) Внутрисудетской впадины, нижняя сероцветная свита Среднебогемской впадины]. В Заальской впадине после первоначально незначительного по площади бассейнообразования возникли крупные межгорные бассейны — сперва в самом конце вестфала (грилленбергские слои), а затем еще

Таблица 1

Размеры некоторых межгорных бассейнов пермо-силезия на юге ГДР и мощности осадочных и вулканогенных отложений

Бассейн	Площадь, км ²	Мощность отложений, м	
		осадочных	вулканогенных
Мейсдорф	Около 100	Более 300	—
Борна-Хайнихен	" 250	" 1000	—
Ильфелд	Более 500	" 400	Более 400
Эркслебен	Около 900	" 350	—
Брахвиц	Более 2000	Менее 200	—
Зенневиц	Около 2000	Более 600	—
Хорнбург	Более 5000	Менее 450	—
Галле	Около 7000	" 300	Более 600
Веттин	Не подсчитана	Более 300	Менее 400
Грилленберг	Более 10 000	Менее 150	—
Мансфельд	Много более 10 000	Более 1000	—

в большей степени в стефане (мансфельдские слои). В отэне и саксонии, напротив, даже в крупных полях опускания доминировали бассейны средних размеров, которые расчленились или разделялись поперечными поднятиями, нередко с интенсивным проявлением вулканизма. В более мелких впадинах бассейны осадконакопления часто имели небольшие размеры (бассейны Эркслебен, Ильфельд, Мейсдорф, Штокгейм и др.). Образование мелких, в значительной степени замкнутых бассейнов происходило также и в крупных прогибах в местах интенсивной разрывной тектоники и вулканизма. Многочисленные примеры этого отмечаются в порфириновом комплексе Галле (M. Schwab, 1968), в геренских слоях Тюрингенского Леса (Lützner, 1972, 1974), в граничной группе области Наэ (Falke, 1959; Schäfer, 1965; K. Schwab, 1967). Некоторые из таких бассейнов представляют собой вулканотектонические впадины или кальдеры. Реконструкция мелких бассейнов, учитывая их природу, часто бывает возможна лишь в ограниченных масштабах. В подавляющем большинстве случаев пока еще нет ясного представления о том, существовали ли (и если да, то каким образом) связи между отдельными бассейнами через речные системы. Вопрос этот важен, если по составу гальки пытаться делать выводы об областях размыва. Эта проблема имеет значение и с точки зрения баланса масс отложений во внешних впадинах.

В межгорных областях отмечаются существенные различия мощностей отложений. Во впадине Саар-Наэ одни лишь намюр и вестфал достигают мощностей свыше 3000 м, стефан — нижняя пермь — более 4000 м (Кнеуер, 1974). Во Внутрисудетской впадине и борозде Босковице также отложились осадки силезия и красного лежня мощностью в несколько тысяч метров (Holub, Prouza, Tasler, 1965; Jagoš, 1968). В северо-восточной части Заальской впадины общая мощность тех же отложений составляет более 1700 м (Hagendorf, Schwahn, 1969).

В Тюрингенском Лесу Заальская впадина также заполнена осадками и вулканитами мощностью около 2000 м. Напротив, наибольшие мощности в области Тюрингенского бассейна составляют всего 400–700 м. В более мелких впадинах мощности еще меньше.

Количественная оценка скоростей седиментации внутренней молассы в межгорных бассейнах производится с более значительными трудностями, чем в случае с внешней молассой. Области опускания внутренней молассы были значительно меньше, а смещение центров бассейнов происходило быстрее и незакономерно. Осадконакопление во внутренних впадинах продолжалось, по-видимому, более непрерывно, и, кроме того, вулканогенная часть отделяется здесь труднее, чем во внешней молассе. Поэтому если ниже все же приводятся некоторые численные данные о скоростях опускания в межгорных впадинах, то делается

Таблица 2

Скорость осадконакопления в позднем карбоне и перми

Стратиграфические подразделения	Мощность, м	Длительность, млн. лет ¹	Скорость осадконакопления (см/100 лет)
Саксоний	350	260 – 240 = 20	0,18
Отэн	750	280 – 260 = 20	0,38
Стефан	1050	295 – 280 = 15	0,7

¹ По М. Швабу (M. Schwab, 1975).

это весьма условно. При этом особое внимание мы уделяем области особенно сильного опускания в пределах северо-восточной части Заальской впадины, в частности области Кверфурт – Мерзебург. По аналогии с подсчетами Хедемана и Тейхмюллера (Hedemann, Teichmüller, 1972) мы получили следующие скорости осадконакопления в позднем карбоне для упомянутой области на северо-востоке Заальской впадины (табл. 2).

Таким образом для рассматриваемой области выявляется уменьшение скоростей осадконакопления от стефана до саксония. В этом, по меньшей мере для данной области, выражается усиливающаяся кратонизация или же ослабевание палеодинамических сил в ходе молассовой стадии, что характерно также и для внешних впадин.

Ассоциации горных пород

Отложения вариссийской внутренней молассы состоят преимущественно из песчаников, конгломератов (в краевых областях они выступают на первое место), алевролитов и глинистых сланцев. Особенно характерными осадками внутренних моласс являются грубообломочные конгломераты с высоким содержанием глыбовой фракции и слабой окатанностью обломков. В подчиненном количестве наблюдаются пласты каменного угля, карбонатные и кремнистые породы. Местами встречаются также засоленные образования с участием ангидритовых залежей, конкреций и журавчиков. В заполнении бассейнов в некоторых районах принимали участие также вулканические и пирокластические образования.

Смена ассоциаций горных пород по разрезу является основной для расчленения на литостратиграфические свиты (табл. 3). Для характеристики свит важно, с одной стороны, соотношение конгломерат – песчаник – алевролит (или глинистый сланец), с другой – наличие слагающих незначительные части разреза, но весьма характерных маркирующих пород (горизонты карбонатных пород, роговиков, туфов и покровов вулканитов). При этом через весь этап молассового развития прослеживается общая смена от в основном серых к преимущественно красным до красно-коричневых осадков. В более ранней молассе некоторым распространением пользуются пласты каменного угля, число которых резко сокращается в более молодых свитах. В более позднем отэне и саксонии они полностью отсутствуют. С другой стороны, включения ангидрита появляются лишь в красноцветных пелитовых осадках в конце отдельных циклов (верхний частный цикл хорнбургских слоев). Горизонты карбонатных пород встречаются в различных условиях.

Циклы седиментации

Наличие циклов седиментации характерно как для внутренней, так и для внешней молассы. Проявляются циклы различных порядков. Особый интерес представляют мегациклы осадков мощностью примерно 100–500 м, которые дают хорошую основу для литостратиграфического расчленения, если распространены на

всем пространстве бассейна. Примеры их описаны в различных внутренних впадинах, например в красном лежне области Наэ (Falke, 1954), Тюрингенского Леса (Lütznier, 1974), Ильфельдского и Мейсдорфского бассейнов (Steiner, 1966), восточной части форланда Гарца (Gallwitz, 1957; v. Hoyningen-Huene, 1960), Дёленского бассейна (Reichel, 1968) и Внутрисудетской впадины (Dziedzic, 1961). По материалам авторов и данным других исследователей вырисовываются следующие особенности циклической седиментации.

1. Лучше всего выражаются упомянутые мегациклы с порядком мощностей 100–500 м. В большинстве случаев они могут быть прослежены по всему бассейну.

2. Эти циклы намечаются грубообломочными отложениями (конгломераты, грубозернистые песчаники) и переходят кверху в мелкообломочные осадки. В последовательностях, состоящих из смешанных сероцветно-красноцветных ассоциаций, наблюдаются базальные грубые осадки в красноцветных фациях, а более мелкозернистые части – в сероцветных.

3. Их формирование наиболее отчетливо проявляется в средних и крупных бассейнах, особенно по их бортам. В крупных бассейнах иногда возникают затруднения с прослеживанием циклов или частных циклов от краев к центральным частям. Это относится, например, к лебахским слоям области Наэ (Falke, 1969). Выделение циклов затрудняется по краям бассейнов, когда из седиментации выпадают мелкозернистые фракции. Например, иногда невозможно разделить на циклы хорнбургские слои, представленные преимущественно конгломератовыми фациями по западному краю Мансфельдской мульды.

4. В обнаруживающих циклическое строение свитах часто особенно отчетливо проявляется фациальное расчленение на грубую краевую фацию и мелкозернистую фацию самого бассейна (см. ниже).

5. Не все молассовые комплексы состоят из свит, характеризующихся мегациклическим строением. В нижнем силезии они в общем выражены менее четко (Внутрисудетская впадина) или же местами как будто отсутствуют (впадина Саар-Наэ). Наиболее отчетливо они выражены в отэне. Свиты саксония обладают циклическим строением лишь отчасти.

6. Вулканические явления могут существенно нарушать цикличность седиментации. Это особенно отчетливо видно на примере северо-восточной части Заальской впадины. В южной, свободной от вулканитов части бассейна (скважина Кверфурт 1) слои Галле расчленяются на циклы, тогда как в центральной части бассейна, содержащей вулканиты, выделить циклы до сих пор не оказалось возможным (Benek u.a., 1975). В оберхёфских слоях (Тюрингенский Лес) и группе граничных слоев (область Наэ) вулканизм также помешал образованию седиментационных циклов. Однако имеются все же примеры, когда эффузивные образования не оказали заметного влияния на образование циклов, как, например, в Ильфельдском бассейне или во Внутрисудетской впадине, в бассейне "третьего" седиментационного цикла (слои Броумов), где в разрезе присутствуют мощные покровы вулканитов, не нарушающие постепенный литологический переход между "строительным песчаником" и "вальхиевым сланцем".

7. Циклы средней величины с диапазоном в десятки метров обычно отмечаются в разрезах бассейнов глубоким бурением. Так, слои Галле в скважине Кверфурт 1 разделяются на три частных цикла мощностью по 30–70 м, которые, видимо, присутствуют еще и в скважине Шладебах, отстоящей от скважины Кверфурт на расстоянии свыше 25 км. Мегацикл нижних хорнбургских слоев также разделяется в скважине Кверфурт на три частных цикла мощностью по 60–90 м, которые иногда прослеживаются в соседних скважинах на расстоянии свыше 50 км.

8. Мелкие циклы в метрово-дециметровом диапазоне описаны в отдельных разрезах во многих местах. Относительно выдержанности этих циклов известно, однако, немного. Насколько можно судить, их латеральное распространение в общем весьма ограничено.

Более крупные циклы обязаны своим происхождением в первую очередь тектоническим движениям, имевшим место в областях размыва и в бассейнах седи-

Таблица 3

Стратиграфия варисцийской молассы Средней Европы во внутренних впадинах

Стратиграфическое расчленение	Впадина Саар-Наз		Заальская впадина	
			Тюрингенский Лес	Восточный Гарц, Галле
САКСОНИЙ	Крейцнах 200–1000 м		Тамбах 300 м	Эйслебен 20–120 м
	Вадерн 400 м			Брахвиц 150 м
ОТЭН	Граничная группа 400 м		Роттероде	Хорнбург, Зенневиц 100–500 м
	Толей 50–250 м		Оберхоф 400–1000 м	
	Лебах 110–1900 м		Гольдлаутер 300–500 м	Галле 200–700 м
	Ванвег 200 м		Манебах 50–200 м	
	Альтенглан, Ремигиусберг 130 м		Герен 200–1000 м	
СТЕФАН	C	Брейтенбах 50–120 м		Веттин 300 м
	B	Поцберг, Хейсвейлер 900–1000 м		Мансфельд 600–900 м
	A	Дильсбург, Готтельборн 200–600 м		
ВЕСТФАЛ	D	Саарбрюккен 1000–2500 м		Грилленберг 100 м
	C			
	B	Зульцбах, Ротхель, Санкт-Ингберт		
	A	конгломерат, песчаник, алев- ролит		
НАМЮР	конгломерат 20 м			
ВИЗЕ				

ментации. Для более мелких циклов наряду с этим приходится принимать во внимание также климатические и седиментологические причины (Grumbt, 1971, 1974), на чем, однако, в деталях здесь не стоит останавливаться.

Некоторые исследователи, особенно Хойнинген (v. Houningen, 1960, S. 670), Штейнер (Steiner, 1966, S. 103) и Катцунг (Katzung, 1971, S. 289), оптимистически полагают, что с помощью циклов седиментации можно произвести корреляцию разрезов молассы различных межгорных впадин. Такое представление основывается на допущении приблизительной одновременности тектонических

Рудногорская впадина	Дёленский бассейн	Внутрисудетская впадина	Формационное расчленение
Мюльзен 300 м	Хайнсберг- Банневиц 200 м	Радкув 200 м	Поздняя моладса
Лейкерсдорф 400 м		Броумов 200-500 м	
Планиц 400-600 м		Бечков 200-400 м	
Хертенсдорф 250 м	Дёлен 100 м	Вернержовице 200-400 м	III
	Ункерсдорф- Почаппель 100 м		
	Ункерсдорф- Почаппель 100 м	Йивка 600-800 м	II
		Сватоновице 200-500 м	
Цвиккау 300 м		Жаклер 500-1100 м	
		Бялы-Камень 400 м	I
Флёа 200 м		Валбжих 250 м	
Хайнихен 1100 м			

ГЛАВНАЯ МОЛАССА

импульсов в области орогена, в пользу чего, однако, нет никаких надежных доказательств. Различная выраженность циклов, их разное число в отдельных бассейнах и впадинах, отчетливая зависимость от блоковых перемещений и разрывных нарушений, с одной стороны, и накладывающееся влияние вулканизма, который опять же связан с разломами, с другой стороны, скорее говорят за то, что седиментационные циклы не распространяются синхронно на значительные расстояния. При общем воздымании орогена тектонические глыбы и слагаемые ими крупные структурные единицы обладали более или менее индивидуальными

палеотектоническими движениями. Циклы же являются формой реакции, отражающей эти движения в процессе седиментации. Характерно, что циклы особенно развиты в более молодой, главной молассе, когда (с возрастанием консолидации коры) особенно широко проявлялись разрывные глыбовые тектонические движения. Проведенные до сих пор исследования подтвердили, что крупные циклы большей частью выдерживаются по всей площади отдельных бассейнов и что они вполне пригодны для целей корреляции внутри этого бассейна.

Картина фаций и течений

Литостратиграфические единицы отдельных бассейнов на основании изучения ассоциации пород и мощностей обычно могут быть расчленены на ряд фаций. Бассейны осадконакопления, не содержащие вулканитов, с отчетливым фаціальным разделением в общем обладают зональностью, параллельной краям бассейна: псефито-псаммитовые осадки у краев бассейна переходят по направлению к его центру в псаммито-пелитовые образования. В смешанных сероцветно-красноцветных свитах преимущественно красноцветной краевой фации противостоит в основном сероцветная фация основной части бассейна. Типичными примерами служат седиментационные бассейны гольдлаутерских слоев в Тюрингенском Лесу (Lütznér, 1974), лебахской группы в области Наэ (Falke, 1971), хайнихенских слоев (Paesch в работе Venek u. a., 1975) и др. В некоторых случаях наблюдается лишь слабая фаціальная зональность вдоль продольной оси бассейна (брейтенбахские и фолейские слои впадины Саар-Наэ). В смешанных осадочно-вулканогенных свитах по большей части не отмечается фаціальной зональности, которая была бы связана с очертаниями бассейна.

Работ по реконструкции распределения течений при формировании внутренней молассы до сих пор немного (Dziedzic, 1961, 1971; Lütznér, 1974), если не принимать во внимание относительно разрозненные данные о направлениях переноса или же косвенные выводы, вытекающие из состава гальки. В бассейне с фаціальной зональностью, параллельной его краям (в идеальном случае — концентрической), направления переноса проходят примерно перпендикулярно фаціальным зонам, т.е. от края бассейна к его центральной части. Если при этом иметь в виду конгломератовый и грубопесчаный материал, то в составе гальки отчетливо отражается состав смежных приподнятых областей. Часто из асимметричного распределения фаций и векторов переноса, равно как и из относительного количества перемещенного обломочного материала, следует, что поднятые области, обрамляющие бассейны с флангов, неравноценны. В бассейне гольдлаутерских слоев расчлененность рельефа поднятия Плауз-Ордрюф, ограничивавшего бассейн с северо-востока, была явно сильнее, чем по западному борту бассейна. Во впадине Саар-Наэ в силезии и отэне многократно менялось относительное значение северо-западных (поднятие Хунсрюк) и юго-восточных (поднятие Шпессарт) областей размыва. Усиливавшееся воздымание поднятия Шпессарт во время накопления брейтенбахских, ванвегских и фолейских слоев отражалось в более высоком содержании гальки кристаллических пород и существенно полевошпатовых песчаников.

Строение осадков и критерии их зрелости

Во внутреннем строении осадков, в их структуре для внутренней и внешней моласс также распознаются определенные различия, в основе которых лежат специфические особенности процессов седиментации.

Размер зерна во внутренней молассе в среднем больше, чем во внешней, что в первую очередь касается максимальной по размерности фракции, т.е. большего диаметра гальки. В то же время размер зерна весьма различен даже во внутренней молассе; он зависит от расчлененности рельефа и климата. В преимущественно сероцветных свитах силезия максимальный размер гальки обычно не превышает 10—20 см. Напротив, размеры глыб в красноцветных отложениях

ранней молассы (хайнихенские слои), главной молассы (гольдлаутерские слои) и поздней молассы (вадернские, тамбахские слои) превышают в диаметре 2 м. Окатанность зерен также меняется в широких пределах. Характерна плохая в целом сортировка материала в песчаниках и конгломератах. Однако это не исключает того, что часто встречаются прослой хорошо отсортированных песчаников, а появление отлично отсортированных галечников (явно отлагавшихся в руслах потоков) для определенных типов конгломератов является характернейшей чертой (Lützneg, 1974).

Слабой структурной зрелости соответствует слабая зрелость состава зерен. Песчаники внутренней молассы большей частью следует считать граувакками и полевошпатовыми граувакками. В красном лежне Тюрингенского Леса в интервале между геренскими и гольдлаутерскими слоями намечается процесс вызревания, который, однако, прерывается в обертёфских слоях накоплением свежего вулканогенного материала и вновь возобновляется лишь в тамбахских слоях (Judersleben, 1972). Малая степень зрелости молассовых образований отражается также в слоистых текстурах. Это особенно касается образования косой слоистости, которая хотя и встречается в песчаных отложениях внутренней молассы разной зернистости, но выражена при этом большей частью нечетко и обычно без резких границ со смежными частями разреза с горизонтальной слоистостью. Исключения, когда косая слоистость выражена отчетливо, обнаруживаются в дельтовых областях и на участках широких аллювиальных долин (хорнбургские, эйслебенские, тамбахские слои и др.). Как особый случай следует рассматривать появление грубой косой слоистости в неоднократно иеротложенных золовым путем песках, которая известна в крэйснахских слоях (область Наэ), эльрихских слоях (Ильфелдский бассейн) и в свите Альтмарк (Флехтингенская глыба).

В общем же осадки внутренней молассы отличаются весьма малой степенью зрелости их текстуры и вещественного спектра обломочного материала. Причиной этого несомненно является обычно весьма короткий путь переноса обломочного материала от области денудации к области отложения при сильной перегрузке потоков воды, осуществляющих перенос, и при ограниченных возможностях проявления площадных и многократно повторяющихся процессов перетотложения в относительно узких межгорных бассейнах.

Из прочих структурных особенностей осадков, которые относятся к характерным признакам внутренней молассы, следует назвать следующие. В тонкослоистых мелкозернистых песчаниках и алеврититах, отложившихся в речной или озерной среде, нередко встречаются следы течения. Разнообразны знаки размыва — желобки, следы всплеска, ямки водоворотов, знаки волочения и знаки-слепки. Часто встречаются линейность, обусловленная течением, дуги косой слоистости, знаки ряби (Dette, 1933; Reineck, 1955; Lützneg, 1966, 1974; Велек и.а., 1975). В отличие от знаков течения во флише, упомянутые формы в молассовых отложениях характеризуются в общем более мелкими размерами, равно как и некоторыми морфологическими особенностями, обусловленными образованием в весьма мелководных потоках. Следы течения во внутренней молассе возникают отчасти как результат прямого воздействия речных или плоскостных потоков на поверхность осадка, отчасти (в озерной среде) благодаря придонным течениям, возникавшим вследствие притока речных вод, и в виде слабых суспензионных потоков, следовавших вдоль уклонов.

Для молассовых отложений характерны полигенные трещины усыхания. Они особенно часто возникают в вязких глинистых алеврититах и глинах, испытывающих благодаря отдаче воды объемное сокращение. В качестве причины водоотдачи прежде всего следует указать высыхание под воздействием атмосферных условий (трещины усыхания в красноцветных осадках), однако отмечаются и диагенетически обусловленные трещины усадки.

В озерных осадках особенно часто встречаются точечные знаки, которые могут рассматриваться как следы газовых пузырьков. Примечательны спорадические находки в тамбахских слоях отпечатков кристаллов льда (Lützneg, 1974).

Конседиментационные и раннедиагенетические структуры деформации встречаются во внутренней молассе разобщенно, однако в характерном проявлении в виде ряда типов деформации. Конволютная слоистость связана с отложениями озерной среды. Кластические дайки локально встречаются в краевых частях псефитовых конусов выноса, в особенности, например, в эйзенахских слоях (Тюрингенский Лес) и хорнбургских слоях (восточная часть форланда Гарца). "Рытвинная" структура часто встречается в озерных отложениях и аллювии долин (Benek u.a., 1975).

Среда образования и процессы седиментации

Среда образования внутренней молассы является исключительно континентальной. Ее внутреннее подразделение осуществляется по величине седиментационных бассейнов, климатическим и вулкано-тектоническим особенностям. Весьма разнообразные и отчасти еще недостаточно исследованные частные случаи в основном могут быть сведены к трем или четырем схемам седиментации.

1. Бассейн осадконакопления в условиях влажного или переменного-влажного климата с обильной растительностью. Преобладает речная среда с разделением на русловую и пойменную седиментацию; во внутренних частях бассейна — болотная среда, в которой при благоприятном соотношении опускания и поступления осадков могут образоваться пласты угля; в ограниченных масштабах развита озерная среда.

Эта схема в первую очередь подходит для бассейнов главной молассы I (саарбрюккские слои, слои Жаклерж и др.), но также и для некоторых бассейнов главной молассы II (веттинские, манебахские слои).

2. Бассейн осадконакопления в условиях переменного-влажного климата при высоком уровне грунтовых вод, с обильной еще биомассой во внутренних частях бассейна и значительными наносами красноцветных осадков по краям. В краевой части развита среда аллювиальных и пролювиальных конусов выноса, в центральной части — часто озерная среда. В озерных условиях встречаются застойные глубинные зоны с пелитовыми осадками, в которых обнаруживается повышенное содержание органического углистого вещества и сульфидов металлов (Lützner, Rentzsch, 1974). В более крупных озерных бассейнах могут образовываться турбидиты (лебахские слои, Negendank, 1972; гольдлаутерские слои, Lützner, 1974). Известны также структуры оползания. На прибрежных наносных равнинах благодаря слабым суспензионным потокам образуются многочисленные следы течения. Примеры можно найти прежде всего в отэнских бассейнах осадконакопления (лебахские, гольдлаутерские слои, слои Вернержовице, Бечков и др.).

3. Бассейн осадконакопления в условиях переменного-влажного до сухого климата с глубоким залеганием уровня грунтовых вод и скудной растительности. Преобладает обстановка речных конусов выноса с беспорядочным приносом материала. В центральной части бассейна часто встречаются условия пляжей. Такое развитие явно возникает тогда, когда из областей размыва поступают большие массы мелкозернистого материала выветривания или вулканических извержений (туфогенная пыль). В качестве примера можно назвать верхние оберхёфские и отчасти хорнбургские слои.

4. Из последнего типа можно выделить бассейн осадконакопления, который в сходных климатических условиях в своей центральной части обладает речной средой с более сильной песчаной седиментацией. Нередко также происходит золотое переотложение песков. Для краевых областей характерны грубые предгорные конуса выноса, при формировании которых происходит перенос обломочного материала потоками с илом и галькой.

К этому типу принадлежат бассейны вадернских, тамбахских, эльрихских и отчасти хорнбургских слоев. Такая схема седиментации относится прежде всего к поздним молассам внутренних впадин.

Влияние разрывной тектоники и вулканизма

Процессы разрывной тектоники различным способом могут влиять на очертания молассовых бассейнов во внутренних впадинах. Более крупные продольные разломы временами контролировали северо-западный край впадины Саар-Наз, юго-западные края Дёленского бассейна и Внутрисудетской впадины, равно как и восточный край грабенообразного молассового бассейна борозды Босковице и борозды Планице. Поперечные разломы, влиявшие на очертания бассейнов седиментации внутренних впадин, хорошо известны в Заальской впадине, которая пересекается линеаментами северо-восточного и северо-северо-восточного простирания. Так, в восточном форланде Гарца Хорнбургский бассейн ограничивался на северо-востоке палеотектоническим нарушением Галле. С другой стороны, эта же линия ограничивала распространение вулканизма в веттинских слоях и слоях Галле к юго-западу. В Тюрингии поднятая поперечная глыба Плауз-Ордрф образует северо-восточный край бассейна гольдлаутерской седиментации, а также юго-западный край Рудольштадтского бассейна. Это перечисление можно было бы дополнить многими более мелкими нарушениями с доказанной палеотектонической активностью.

Вдоль краев бассейнов, обусловленных разрывной тектоникой, на границе между областью выноса обломочного материала и областью седиментации возникали уступы в рельефе. При подходящих климатических условиях, особенно при хемияридных — в отэне и саксонии, перед подобным фронтом гор образывалась полоса (шириной примерно до 10 км) предгорных конусов выноса, которые по зубчатому переходу сочленились с расположенными перед ними наносными равнинами или внутренними озерами. Примеры можно найти в лебахских и вадернских слоях области Наз, в верхних геренских, гольдлаутерских и тамбахских слоях Тюрингенского Леса, в хорнбургских слоях восточной части форланда Гарца, в хайзенбергских слоях Деленского бассейна.

В тесной связи с разрывной тектоникой находится распространение вулканизма во внутренних впадинах. На региональные связи с линейными зонами разломов северо-восточного, северо-западного и северо-северо-восточного простираний в последние годы указывали различные авторы (Benek u.a., 1975; Lütznér, 1974; M. Schwab, 1970a,b; Eigenfeld, Schwab, 1974). Вулканические явления многообразно влияют на процессы седиментации. В эпохи сильной вулканической активности на соответствующих участках бассейнов седиментация полностью или частично замещается накоплением продуктов извержений. Тенденцию к значительному площадному распространению особенно обнаруживают андезитовые лавы, причем палеоморфологические отрицательные формы (впадины) более или менее нивелируются. Так, Заальская впадина в пределах Тюрингенского Леса на уровне нижних геренских слоев, которые в центральной части достигают мощности свыше 1000 м, превратилась в плоское вулканическое плато, и поэтому исчезли условия для сколько-нибудь значительной седиментации. К более интенсивному палеоморфологическому расчленению бассейнов и расчленению рельефа приводит риолитовый вулканизм. Крупные эффузивные и интрузивные риолитовые комплексы могут слагать в пределах внутренних впадин самостоятельные ограниченные поднятия, у подножия которых формировались конусы выноса со своеобразным, часто мономиктовым составом гальки. По М. Швабу (M. Schwab, 1968, 1969a), внедрение нижнего порфира Галле привело к формированию локального поднятия, разделившего бассейны хорнбургских и зенневитцских слоев. В Хорнбургский бассейн с него поступали конгломераты и брекчии с порфировым составом обломочного материала. Во время накопления оберхёфских слоев (Тюрингенский Лес) сформировался риолитовый оберхёфский порфировый комплекс, поставлявший обильный обломочный материал уже во время отложения оберхёфских слоев, но особенно в эпоху накопления вышележащих тамбахских слоев (Lütznér, 1974). Вулканогенный рельеф, вероятно, стал здесь еще резче благодаря опусканиям на флангах. Сходным образом внедрение порфира Доннерсберга во впадине Саар-Наз привело к образованию внутренней поднятой об-

ласти, которая обладала собственным типом конгломератных образований (K. Schwab, 1967).

Имеет определенное значение также тип вулканических продуктов извержения. Лавы выступают при размыве как прочные породы с соответственно высокой степенью сопротивления механическому разрушению, так что процессы их размыва едва ли отличаются от аналогичных процессов в невулканических поднятых областях. Нагромождения рыхлых масс пирокластического материала, напротив, поставляют большие объемы обломочного материала, легко подвергающегося переносу. Транспортирующие воды перегружаются этим материалом, тем самым в значительной степени нарушая существующее состояние равновесия между сносом и отложением. Например, накопление верхних оберхёфских слоев (Тюрингенский Лес) в значительной степени определялось процессами переотложения пирокластических образований. Вблизи оберхёфского вулканического комплекса, содержащего мощные покровы туфов, появляются туффитовые конгломераты или брекчии, перемещенные путем, сходным с переносом мутьевыми потоками. Северо-западнее порфирикового комплекса в тонкослоистой туфогенно-осадочной свите господствует переотложение осадков, ведущее к нивелировке рельефа; в это время местные направления переноса сильно варьируют (Lützner, 1974). В эпохи более слабой вулканической деятельности особенно интенсивно накапливались мелкозернистые песчаниковые и пелитовые фракции, образуя пляжи, которые лишь позднее перекрывались псефитовыми продуктами размыва порфириков.

Для познания процессов образования бассейнов внутренних впадин представляет интерес то обстоятельство, что зонам с высокой вулканической активностью в общем свойственно более сильное опускание и соответственно накопление моласс большой мощности.

ВНЕШНЯЯ МОЛАССА

Состояние изученности внешней молассы варисцид пока весьма неравномерно. В противоположность межгорным областям, располагающимся на дневной поверхности и потому уже давно хорошо исследованным, области отложения внешней молассы большей частью скрыты под мощными более молодыми образованиями и лишь постепенно вскрываются глубокими скважинами. Кроме того, имеются данные по искусственным выходам, большей частью публикуемые в сильно обобщенном виде. В связи с этим к нижеследующему изложению седиментологических признаков внешней молассы следует относиться лишь как к схеме, с помощью которой иллюстрируются некоторые основные признаки. Схема должна рассматриваться как незавершенная (особенно принимая во внимание Силезий) и нуждающаяся в дальнейшем в дополнениях и детализации.

Распространение и мощность

Множеству зон опускания и частных бассейнов в межгорной области уже в Силезии по северному краю варисцид противостоит единая крупная область осадконакопления — Среднеевропейская впадина (Bubnoff, 1926). В этой внешней впадине, которая протягивается от Великобритании через южную часть Северного моря, Польско-Северогерманскую низменность вплоть до Буга более чем на 1500 км и простирается в ширину примерно на 300 км (заходя при этом частично на доварисцидское складчатое основание), в течение позднего карбона отложилось почти 7000 м молассовых образований. В Субварисцидской краевой впадине — главном центре опускания в начале этого времени — накопилось более 3000 м только намюрских осадков и примерно столько же вестфальских. Далее к северу, в области "молассы форланда", дело дошло до накопления толщи Силезия мощностью примерно 4000 м, охватывающей диапазон от намюра до Стефана (Hedemann, Teichmüller, 1972).

Для расположенной в ГДР части Среднеевропейской впадины установлены мощности силезия до 3000 м (Глушко и др., 1974). Только для отрезка между находящимся на севере о-ва Рюген поднятием Аркона и расположенной южнее областью суши, т.е. на расстоянии примерно 50 км, установлено возрастание мощности всего силезия от 200 до почти 2000 м (Albrecht, 1967; Rost, Schimanski, 1967). Фашии и распределение мощностей в этой области свидетельствуют о том, что она относится к северному склону крупного ареала накопления осадков, протягивавшегося в запад-северо-западном направлении. В стратиграфическом отношении выделяют нижнюю угленосную "сероцветную серию" и верхнюю "красноцветную серию". "Сероцветную серию" В.В. Глушко и его соавторы (1974) в настоящее время относят к намяру А – С и вестфалу А – В. Ее мощность меняется от 200 м на севере до 2000 м на юге. Достигающая мощности 1000 м "красноцветная серия" относится к вестфалу С – D и стефану. Неясным или спорным остается пока вопрос, в какой степени отложения этой серии, равно как и соответствующие им красноцветные обломочные породы в южном Бранденбурге и на Предсудетской моноклинали (ПНР), продолжают вверх по разрезу до нижней перми (Daber, Katzung, Preiffer, 1968, s. 192; Busch, Kirjuchin, 1972, s. 326). Маломощным шпюлингским слоям Флехтингенского района (южный край Среднеевропейской впадины) приписывается верхнестефанско-нижнепермский возраст (Paech, Eisenächer, Burchardt, 1973), поскольку древнейшие молассовые образования несогласно залегают здесь на складчатом флише намяра.

Исходя из практических соображений, начало отэна (нижний красный лежень) единодушно связывают с основанием мощной вулканогенной серии (Kogich, 1967; Albrecht, 1967; Rost, Schimanski, 1967; Busch, Kirjuchin, 1972). По новейшим данным эта эффузивная серия обладает широким распространением в районах к северу от варисцид. Первоначально предполагалось ограниченное распространение ареалов вулканитов по северному и южному краям Среднеевропейской нижнепермской впадины с мощностями отложений свыше 2000 м (Busch, Kirjuchin, 1972; Katzung, 1972; Busch, Gareckij, Kirjuchin, 1973). В дальнейшем было установлено (Глушко и др., 1974; Benek u.a., 1975), что под всей низменностью северной части ГДР и смежными с нею областями развит единый нижнепермский вулканический комплекс, хотя и обладающий изменчивой мощностью. При этом выявлены три главных центра его распространения:

1. Субгерцинская впадина – Флехтингенская глыба – Альтмарк (мощность менее 2000 м).

2. Юго-восточный Бранденбург – северо-восточный Бранденбург (мощность свыше 1000 м).

3. Северо-восточный Мекленбург (мощность свыше 2000 м). В вещественном отношении в этих "периорогенных" вулканитах речь идет в основном о таких же, как и в межгорных областях, породах, т.е. риолитах, туфах и туфогенных брекчиях, реже андезитах с химизмом тихоокеанского типа (Busch, Kirjuchin, 1972). Отклонения отмечаются лишь в небольших выходах "экстраорогенных" вулканитов на доварисцидском складчатом основании на Рюгене, где развиты более основные типы пород, такие же, как в районе, расположенном между Везером и Эмсом.

Вулканогенная серия Среднеевропейской впадины состоит из многочисленных перекрывающих друг друга покровов без существенных псаммито-пелитовых прослоев. Из-за бедности отложений органическими остатками пока неясно, в какой мере осадочные свиты, залегающие в центре бассейна на вулканогенной серии, могут быть отнесены к отэну. Исходя из структурных соображений, это не исключено полностью. Во всяком случае раздел между вулканогенной серией и вышележащим осадочным красным лежнем повсюду резок, а местами как будто даже связан со слабым несогласием (Benek u.a., 1975).

Точнее известны (Katzung, 1972) конфигурация и размеры Среднеевропейской впадины в саксонский век (верхний красный лежень), к которому до сих пор относят только осадочный красный лежень. Если не принимать во внимание краевые области опускания, то здесь дело также касается единого ареала отложения осад-

ков. Он протягивается в длину по меньшей мере на 1500 км — от Великобритании до западных районов СССР, имея ширину около 250–300 км и обладая примерно теми же очертаниями и размерами, что и упомянутая выше верхнекаменноугольная впадина (см. рис. 1). Следовательно, и в это время Среднеевропейская впадина была во много раз больше, чем самый протяженный межгорный бассейн (см. табл. 1). При общем восток-северо-восточном простирании северный край впадины тянется довольно прямолинейно, тогда как южный край имеет весьма причудливые очертания (Katzung, 1972). Внутреннее подразделение этой впадины осуществляется благодаря поднятию, тянущемуся от Фальстера до Одера в северо-северо-западном направлении, и другому поднятию, которое отходит от поднятия Эйхсфельд или Нижний Гарц к северо-северо-востоку (Katzung, 1972).

Мощность осадочного красного лежня колеблется в этой внешней впадине от 200 до 1400 м (Katzung, 1972; Глушко и др., 1974). Приведенные цифры следует считать относительно небольшими, принимая во внимание размеры области накопления осадков, а также сравнивая с межгорными бассейнами или же учитывая мощность силезия во внешней впадине. Такое положение обусловлено прогрессирующей кратонизацией этого участка коры.

В вещественном отношении осадочный красный лежень Среднеевропейской впадины состоит преимущественно из обломочных пород, с которыми переслаиваются резко подчиненные эвапориты. Лишь с приближением к Нижнеэльбскому трогу последние приобретают большее значение (Trusheim, 1971).

Для скоростей седиментации внешней молассы верхнего карбона в северо-западной части ФРГ, по Хедеману и Тейхмюллеру (Hedemann, Teichmüller, 1972), характерны постепенно убывающие значения. Они составляют (для интервалов в 100 лет) 2,3 см для намюра; 1,8–1,1 см для вестфала А — D и 0,55¹ или 0,4² см для стефана. Если вслед за М. Швабом (М. Schwab, 1975) принять для саксония интервал от 260 до 240 млн. лет, т.е. продолжительность 20 млн. лет, то соответствующая скорость седиментации (при максимальной мощности отложений этого яруса 1300 м) составит около 0,65 см в 100 лет, т.е. будет лишь немного больше, чем для стефана.

Ассоциации пород

Во впадине силезской эпохи разрез сложен в основном мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами, причем в "сероцветной серии" соотношение первых и вторых 1:1, а в "красноцветной серии" больше песчаников. В виде прослоев в "сероцветной серии" иногда встречаются углистые линзы и угольные пласты (газово-пламенные угли до антрацитов), а также линзы конгломератов, особенно в верхней части разреза. Одновременно происходит и увеличение содержания псаммитов и размерности зерна от подошвы к кровле (Daber, Katzung, Pfeiffer, 1968). В более высокой части разреза появляются также карбонатные прослои (Fabian, Gaertner, Müller, 1962; Hedemann, Teichmüller, 1972).

Наоборот, в саксонских осадочных свитах кверху происходит постепенное уменьшение размера зерна, за исключением самых верхних частей разреза. Главные типы пород представлены косо- и горизонтальнослоистыми песчаниками различной зернистости (типы E — N по Falk u.a., 1972), переслаиванием песчаников и алевролитов (типы C — D) и подчиненными более или менее чистыми пелитами (типы A — B). По бортам и в областях поднятий чаще развиты конгломераты и переслаивающиеся псефиты и псаммиты (и пелиты) (типы P — V), местами встречаются алевролиты, содержащие гальку. В общей сложности осадки красного лежня грубее по сравнению с осадками силезия. Карбонатные породы (песчаные, мергелистые, а также и доломитовые известняки) представлены весьма незакономерно ограниченными линзами, сантиметрововыми прослойками или немного более

¹ Принимая за основу данные по абсолютному возрасту, по Фрэнсису и Вудленду (Francis, Woodland, 1964).

² Принимая за основу данные по абсолютному возрасту, по М. Швабу (М. Schwab, 1975).

мощными прослоями, большей частью залегающими среди алевритовых пород. Иногда в них появляются ооиды и двусторонки (остракоды?), которые в тонких маркирующих пластах прослеживаются на несколько десятков километров (Ludwig, 1974). Ангидрит в краевой области также встречается большей частью в виде конкреционных выделений (желваки, стяжения, прожилки, линзы и включения) в алевролитах и глинистых сланцах (Helmuth, 1967; Falke, 1974). Сплошные пласты ангидрита редки и ограничены в своем развитии центральной частью бассейна (Trusheim, 1971). Каменная соль в большей части впадины также приурочена к обрамляющим породам и может образовывать самостоятельные разобщенные линзы и пласты в примыкающих к бассейну областях. В направлении к Нижнеэльбскому прогибу, т.е. между западным Мекленбургом и акваторией Северного моря, содержание каменной соли увеличивается столь резко, что наблюдаются всевозможные переходы от чистых глинистых сланцев через соленосные глинистые сланцы и пачки переслаивания глинистых сланцев и каменной соли до пластов каменной соли с прослойками глин (Trusheim, 1971; Falke, 1974). Пласты каменной соли сгущаются в центральной части бассейна, образуя до 10 соленосных свит с общей мощностью каменной соли около 200 м (Trusheim, 1971).

Циклы седиментации

Уже свиты селезия, сложенные большей частью породами от мелко- до среднеобломочных, обнаруживают отчетливое циклическое строение. Хорошим примером служит разрез верхнего карбона по скважине Оберлангер Тенге Ц I (Fabian, Gaertner, Müller, 1962).

Для осадочных толщ саксония явно характерно многоступенчато-циклическое, иерархическое строение (Grumbt u.a., 1973). Большой частью речь идет об асимметричных, становящихся кверху более мелкозернистыми единицах различных порядков. Ярус в целом представляет собой такой мегацикл, который лишь в самой верхней части, с приближением к подошве цехштейна, обнаруживает незначительное увеличение зернистости. Ряд крупных и средних циклов в диапазонах 100 и 10 м) отвечает следующим, более мелким по величине циклам, которые в определенных границах могут быть оценены с литостратиграфической точки зрения. Прежде всего они выделяются по градации материала, т.е. вещественному составу (например, конгломерат—песчаник—алевролит—глинистый сланец), а также, естественно, по градации зернистости и слоистости. Мелкие циклы в метровом и дециметровом диапазоне выделяются прежде всего по градации слоистости (косая слоистость — горизонтальная слоистость) и градации зернистости; микроциклы (сантиметровый диапазон) разделяются прежде всего по градации зернистости. Эти более мелкие единицы обычно прослеживаются на весьма ограниченной площади и имеют, таким образом, не столько литостратиграфическое, сколько, скорее, генетическое значение. Такое многоступенчатое циклическое и слоистое строение типично как для более древних платформенных отложений, так и для поздней молассы, особенно в протяженных областях опускания (Grumbt, 1971). Представляется, что циклические последовательности в переходной области между краевыми фациями и фациями бассейна имеют совершенно особое выражение благодаря низким литофациальным градиентам. Здесь возникают также аналогии с более глубокими горизонтами платформенного чехла, в частности с пестрым песчаником.

Картина фаций и течений

Картина распределения фаций в силезии известна еще недостаточно хорошо. Однако все же, по меньшей мере для намюра, а в еще большей степени для вестфала, для обширных частей бассейна намечается значительное однообразие фаций при весьма выровненном рельефе. Представляется, что лишь в стефане наступает определенное оживление. В принципе же в силезии произошло смещение центров седиментации в Среднеевропейской впадине с юга на север (Hedemann, Teichmüller, 1972).

Для саксония соотношения более ясны. Здесь выделяются три основные фациальные зоны: более грубообломочная краевая фация, мелкообломочно-сульфатная фация бассейна и соленосная фация, приуроченная к самой глубокой области бассейна (Helmuth, 1967; Falke, 1974). Между северной частью о-ва Рюген и расположенной южнее областью суши Хельмут подразделил краевую фацию, достигающую здесь ширины около 50 км, на чисто конгломератовую и псефито-псаммито-пелитовую зоны. В пелитово-сульфатной фации бассейна он выделил пелитовую фацию с грубообломочными отложениями в основании и собственно пелитово-сульфатную зону. Для южного борта впадины Хельмут установил в принципе сходное строение, однако псефитовая зона здесь сильно ущемлена в пользу хорошо выраженной псаммитовой зоны.

В силезии Субвариссийской краевой впадины неоднократно отмечались направления переноса с северо-востока (Hedemann, Teichmüller, 1972). О направлениях седиментации в других областях известно пока мало. В общем же основное перемещение наносов происходит на юге в северном или соответственно северо-восточном направлении, а на севере — в обратном (Krull, 1974; Wojkowski, Dembowski, 1974). О картине направления течений для внешней молассы в саксонскую эпоху до сих пор существуют лишь предположения, основывающиеся на аналогии с более молодыми осадками (Grumbt u.a., 1973; Grumbt, 1974). Во время образования пестрого песчаника направление переноса осадков, существовавшее на юге и в общем ориентированное на северо-восток, могло отклоняться в запад-северо-западном направлении лишь в области Среднеевропейской впадины. В этом же направлении можно допустить отклонение и от других краев бассейна. При этом изменение направления переноса по северному борту могло произойти быстрее и явственнее, чем на юге, где (например, на Флехтингенской глыбе) отмечаются более значительные колебания.

Строение осадков и критерии зрелости

Осадки внешней молассы обладают в общем более высокой зрелостью, чем осадки внутренней молассы. Это относится как к силезию, так и к осадочной нижней перми. Однако и здесь, в частности, обнаруживаются колебания, хотя они в общем не столь велики, как для межгорных молассовых образований. В целом представляется, что в силезской внешней молассе зрелость состава, как и структурная зрелость (окатанность, сортировка), убывает вверх по разрезу. Наоборот, в осадочных отложениях нижней перми от подошвы к кровле и от краев к центру бассейна отмечается увеличение зрелости (Rost, Schimanski, 1967).

Максимальная размерность зерна внешней молассы в общем также ниже, чем во внутренней молассе. Зерна размером свыше 2 мм встречаются относительно редко, не считая краевых областей и областей поднятий. Однако галька может достигать здесь все же 10 см в диаметре, например в саксонии по северному краю Среднеевропейской впадины (Rost, Schimanski, 1967). По южному краю максимальные размеры вестфальской гальки достигают 5 см (Hedemann, Teichmüller, 1971).

Слоистая текстура превосходно развита по всей Среднеевропейской впадине. Ее также следует рассматривать как критерий зрелости осадков. По северному краю впадины, где вследствие относительно резко меняющихся литофациальных градиентов отмечается довольно быстрый переход от конгломератовой фации к пелитово-сульфатной фации бассейна (без появления собственно песчаной фации), доминируют типы горизонтальной слоистости. Особенно широко распространены линзовидные (линзовидно-волоконистые) алевролиты (тип пород С, по Falk u.a., 1972), иногда с желваками ангидрита. Наряду с ними встречаются плоские до волнистых переслаивания алевролитов и песчаников (тип D), а также плоские до волнистых пластинчатые (мелкозернистые) песчаники (тип E, F). Доля косослоистых песчаников весьма мала. Чаще всего встречаются микрокослоистые мелкозернистые песчаники (тип G). Косая слоистость мелкой и средней размерности обычно появляется лишь при более высоком содержании песчаной и псефитовой

фракций. Локально происходило отложение алевролитов с галькой и пелитов облачной текстуры. Более детальные сведения о слоистой текстуре в самой северной краевой области (о-ва Рюген) отсутствуют.

По южному краю впадины (зона Альтмарк) доля косослоистых песчаников значительно выше. Среди них снова преобладают мелко- и среднеразмерные косослоистые и разнозернистые псаммиты (тип от H до J). Микрокосослоистые мелкозернистые песчаники (тип G) лишь иногда встречаются в переслаиваниях волокнистоподобного типа. Типы горизонтальной слоистости, в особенности плоскопластинчатые, равно как и волокнисто-слоистая текстура (типы пород C – F, L – N), количественно сперва явно уступают другим, однако затем их значение увеличивается к центру бассейна и к кровле разреза.

Знаки на поверхностях напластования в нижней перми наблюдаются относительно редко, что может быть обусловлено неблагоприятными условиями вскрытия (малые сечения бурового керна). В первую очередь они связаны с переслаиванием псаммито-пелитовых пород. Они зафиксированы в основном по северному борту впадины, в меньшей степени – по южному. Чаще всего наблюдаются трещины сокращения, иногда также эрозионные желобки размыва, нечеткие знаки ряби, знаки ударов, а также следы жизнедеятельности организмов. Спорадически встречаются асимметричные и симметричные знаки ряби. Они характеризуются малыми расстояниями между гребнями и малой их высотой при индексе типа ряби от 1,3 до 8,3.

Конседиментационные структуры деформации встречаются в нижней перми Среднеевропейской впадины более широко. Упомянутая структура оползания (оползание и соскальзывание) с такими проявлениями, как разорванная слоистость, брекчии, складчатость волочения, мелкие сбросы во время седиментации, доминируют над всеми иными типами деформации. Наряду с ними особенно характерны кластические дайки (максимальной шириной 6 см и высотой 35 см) и миллиметровые, часто плейчатые (птитматизированные) трещины. Далее следует упомянуть следы нагрузок, пламенивидную структуру, желваковую структуру или структуру стяжений малых размеров (высотой до 1 см). Представляется, что местами в отдельных горизонтах появляется также структура завихрения.

Среда образования и седиментационные процессы

Перечисленные знаки и конседиментационные структуры деформации осадочной нижней перми однозначно свидетельствуют о субаквальных условиях образования, в особенности знаки ряби, оползневые структуры, желобки, следы жизнедеятельности и структура завихрения, бороздчатость и трещины сокращения. Почти полное отсутствие в молассе органических остатков и нередкое в пелитовых горизонтах содержание ангидрита указывают на слабосолевою среду. Благодаря более мощным включениям каменной соли соленость в возрастающем масштабе усиливается в направлении к внутренним частям бассейна. Если принять наличие в центре бассейна солевых внутренних вод, то можно было бы предположить переход в направлении к бортам к более мелким, но постоянно покрытым водами частям бассейна, в которых соленость уменьшается ввиду притока пресных вод. Это могло происходить благодаря рекам, которые на малой глубине отлагали в дельтах переносимый ими материал. По северному краю Среднеевропейской нижнепермской впадины дельты были относительно небольшими; переход от поставлявшего продукты размыва континента к "лагунной" области отложения происходил довольно быстро. Иногда дело доходило до появления в основании осадочного красного лежня даже образований типа мутьевых потоков, которые отлагались, проникая в условиях местного крутого рельефа в сильно вязкие, загруженные осадками слоистые потоки. В собственно краевой области (о-в Рюген) можно предположить наличие горных конусов выноса и озерных условий.

По южному борту Среднеевропейской нижнепермской впадины отлагались более крупные песчаные тела. Они обладают четкой слоистостью, преимущественно ко-сой, нередко содержат алеврито-глинистые прослои. Эти критерии также говорят

о водных условиях образования осадков. В случае наличия в разрезе эвапоритов в прибортовых областях можно предположить переход к соленым мелководным областям моря. Поступая из южной краевой области, песчаный материал приносился на аллювиальные равнины бассейна через крупные конуса дельт и при этом, безусловно, часто переотлагался. Наряду с аллювиально-озерными условиями образования определенную роль, хотя и ограниченную во времени и пространстве (самые низы саксония в области Флехтингена), должны были играть золотые процессы.

Фальке (Falke, 1974) пытался воссоздать для саксония Среднеевропейской впадины картину полного преобладания наземного ландшафта. Его представления прежде всего базируются на допущении повторного появления в центре бассейна соленого озера, связь которого с океаном подвергается сомнению (Trusheim, 1971). Однако, по представлениям Боигка и Старка (Boigk, Stark, 1974), весьма вероятно, что подобная связь Среднеевропейской впадины с областью Северного моря в то время существовала, так что допущение не только наземных условий развития бассейна нижней перми в Средней Европе вполне может отвечать действительности.

Влияние разрывной тектоники и вулканизма

В краевых областях имеется множество примеров влияния тектонических нарушений, в основном герцинских, на седиментацию. В частности, на о-ве Рюген установлен ряд субпараллельных сбросов, которые были активными во время накопления красного лежня (Albrecht, 1967). Другим весьма значительным сбросом является герцинское нарушение Штрелазунд, которое проходило между о-вом Рюген и материком и играло роль не только конседиментационного нарушения, но и подводящего канала для вулканических извержений (Rost, Schimanski, 1967). Во внутренней части Среднеевропейской впадины линейные зоны также весьма важны как зоны разломов и извержений вулканитов. При этом, с одной стороны, речь идет об ориентированных в северо-западном направлении элементах, протягивающихся параллельно краю Восточно-Европейской платформы, и, с другой стороны, о меридиональных структурах, примыкающих к зоне Средиземное море — Мьёса и Смоландскому шву (Venek u.a., 1975). Массы вулканитов в Среднеевропейской пермской впадине, несмотря на установленное распространение их по всему бассейну, образовали морфологически выраженные валы, в особенности в краевых частях, получив тем самым большое значение как фактор рельефообразования (формирование вулкано-тектонических впадин, принятие на себя роли областей размыва и сноса).

СРАВНЕНИЕ МОЛАССОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ С ФЛИШЕВЫМ И ПЛАТФОРМЕННЫМ

Важнейшие признаки и особенности варисцийских флишевых и молассовых отложений, равно как и отложений ранней эпиварисцийской платформенной стадии (от цехштейна до триаса), сведены в табл. 4, причем внутренняя и внешняя молассы охарактеризованы раздельно. Обнаруживается, что некоторые черты и седиментационные процессы типичны для флиша, другие — для молассы или для платформенной стадии и что они тем самым характеризуют и отвечающий им тектонический режим.

Настоящие флишевые образования являются отложениями протяженных, сильно прогнутых трогов в складчатых зонах с крутыми склонами, сильными течениями и исключительно морской седиментацией. Типичными можно считать отложившиеся из суспензий массивные или сортированные глинистые граувакки со структурами оползания или соскальзывания крупных порядков, затем многочисленные и развитые в широких масштабах знаки течения, равно как и гиероглифы (Seilacher, 1958, 1967). Косая слоистость встречается в общем совсем не часто и лишь мелкого

Таблица 4.

Сопоставление седиментологических особенностей флиша, молассы и платформенных отложений

		Флиш	Внутренняя моласса	Внешняя моласса	Эпиварисийская платформа
	2	3	4	5	6
Ассоциация горных пород (типы пород)	Конгломерат	(+)	+!	+	+
	Песчаник	+	+	+	+
		Граувакки	Бедные гли- ной граувак- ки, полево- шпатовые гра- увакки, арко- зы	Бедные гли- ной граувак- ки, полево- шпатовые гра- увакки	Кварцевый песча- ник, песчаник с по- левым шпатом, пес- чаник с обломками пород
	Алеврит, глинистый сланец	+	+	+	+
	Уголь	-	+	+(!)	(+)
	Известняк	(+)	(+)	(+)	+
Эвалориты	-	(+)	+(!)	+	
Вулканииты	(+)	(+)	+(!)	-	
Строение осадков	Горизонтальная слоистость	+	+	+	+
	Линзовидная и волнисто-подобная слоистость	-	+	+	+
	Косая слоистость, микро- до мелкораз- мерной	(+)	+	+	+
	Косая слоистость, средне- до крупнораз- мерной	-	+	+	+
	Сортировка зерна	+!	(+)	(+)	(+)
	Знаки течений	+!	+	(+)	+
	Трещины усыхания	-	+	+	+
	Конволютная слоистость, желваки, стяжения	+	(+)	(+)	(+)
Кластические дайки	+	+	(+)	(+)	
Циклы	Мелкие циклы (диапазон 0,1 - 1 м)	+!	(+)	(+)	(+)
	Средние циклы (диапазон 10 м)	+	(+)	+!	+
	Мегациклы (диапазон 100 м)	(+)	+!	+!	+!
Картина течений	Продольная, боковые притоки	Центрипетальная	Поперечная, по оси бассейна также продольная	Различная	

Окончание табл. 4

	2	3	4	5	6
Среда	Глубоководное море	+	-	-	(+)
	Мелководное море	(+)	-	+	(+)
	Прибрежная (включая дельты)	(+)	-	+	+
	Речная	-	+!	+	+
	Озерная	-	(+)	(+)	(+)
	Пролувиально-аллювиальная	-	(+)	(+)	(+)
Механизм переноса	Перенос масс (потоки ила, олистостромы)	+!	(+)	(+)	(+)
	Турбидитовый (мутьевые потоки)	+!	(+)	-	(+)
	Сильные течения с перегрузкой обломочным материалом	-	+!	+	(+)
	Сильные течения с малой нагрузкой	-	+	+	+!
	Слабые водные течения	+	+	(+)	+!
	Эоловый перенос	-	+	+	+
Геометрия бассейнов	Размер бассейна	Большой	Мелкий до среднего	Средний	Большой
	Очертания бассейна	Протяженные и глубокие (типа борозды)	Мелкие эллиптические (типа внутренней впадины, грабена)	Вытянутые вдоль края морфогена (типа краевого прогиба), асимметричное поперечное сечение	Незакономерные до изометричных
Условия осадконакопления	Отношение прогибания к седиментации	Прогибание много больше седиментации	В целом прогибание примерно равно седиментации, резкая дифференциация	Прогибание примерно равно седиментации	Прогибание больше или меньше седиментации
	Палеогеографические тенденции	Полярное смещение "кнаружи"	Продольное перемещение во впадинах	Распространение на древние платформы, в позднюю стадию — на морфоген	Региональные трансгрессии и регрессии
Тектонические	Тектоническая деформация (постседиментационная)	Складчатость (метаморфизм)	Разрывная тектоника (складчатость обрамления)	Отчасти слабая складчатость, разрывная тектоника	Эпейрогенез (разрывная тектоника)
	Геодинамика дна бассейна (тип бассейна)	Мобильная	Промежуточная	Промежуточная	Стабильная

Условные обозначения: - отсутствует, (+) имеет подчиненное значение, + присутствует, (+!) типично для части области, +! вообще типично

порядка. Волокнистоподобная слоистость, знаки ряби, эрозионные желобки, т.е. структуры мелководья с быстро меняющимся уровнем воды, также отсутствуют, хотя мелководные морские условия образования для флишевых осадков полностью не исключены (Zeil, 1960). В строении разреза особенно характерно наличие монотонных последовательностей мелких ритмов или циклов с размерностью в дециметровом и метровом диапазонах. В нижней части их слагают граувакки с закономерными расположенными плоскостями напластования (турбидитовые отложения), а в верхней — пелагические пелиты. Циклы более высоких порядков описывались по-разному, без упоминания того, что они могут являться характерными для флишевых свит.

Заполнение флишевых трогов осадками происходит в основном благодаря мутьевым потокам. Их механизм с его различными вариантами процессов возникновения, переноса и седиментации объясняет не только характерные ассоциации пород и структуру осадков, но и мелкоритмичное или циклическое строение разрезов и преимущественно продольные (в подчиненном виде — и поперечные) направления течений при распространении осадков во флишевом трого. В краевых областях более или менее важное значение имеют олистостромы. В варисцидах они особенно хорошо изучены в Реногерцинской зоне (M. Schwab, 19696).

Переход от флишевой стадии к молассовой по вертикали не везде происходил одновременно, иногда даже мигрируя внутри орогена с юга на север, т.е. от внутренних зон к внешним (Paech, 1973).

Материал варисцидской молассы (в виде осадков, преимущественно континентальных и мелководно-морских) поступал в относительно мелководные области отложения, расположенные на фундаменте, степень кратонизации которого все возрастала. В условиях сначала еще гумидного климата в более древней молассе образовались сероцветные осадки, которые в дальнейшем все более и более вытеснялись красноцветными отложениями. Среди песчаников доминируют почти не содержащие глини граувакки и полевошпатовые граувакки. Типичны песчаные осадки с косой слоистостью различной размерности, равно как и псаммит-пелитовые переслаивания с линзовидной или волокнистоподобной слоистостью. Напротив, массивные и отсортированные кластиты отступают на задний план. Отмечаются знаки течения и конседиментационные структуры деформаций, однако в явно меньшем и не столь разнообразном количестве вариантов, как во флише. К характерным проявлениям относятся эрозионные желобки и знаки ряби, а также некоторые другие знаки, образующиеся в мелких и иногда пересыхающих водах, например трещины усыхания, точечные следы ("капли дождя"), отпечатки кристаллов соли, льда и др.

Варисцидские молассы часто обнаруживают циклическое строение разреза, причем в первую очередь бросаются в глаза мегациклы. Для внешней молассы особенно типичны средние и мелкие циклы, однако последние не относятся к главным особенностям молассы.

Основными для образования молассы являются речной перенос и аллювиальные процессы седиментации, а также нагромождение и перераспределение обломочного материала в более или менее протяженных, однако в значительной степени мелких объемах воды. При этом для внутренней молассы речь идет в основном об озерах, а для внешней — о мелководно-морских бассейнах или крупных по площади внутренних озерах. Своеобразие молассовой седиментации обусловлено воздыманием смятого в складки тектогена в орографически выраженный морфоген. Общему воздыманию противодействуют процессы выветривания и размыва. Наличие обильного материала, состоящего в основном из прочных пород и подготовленного к переносу, ведет к тому, что потоки воды сильно загружаются этим обломочным материалом, часто вплоть до границы возможного насыщения. Затем, даже при небольшом изменении уклона реки, происходит его отложение в молассовом бассейне. Основная часть переносимого рекой материала от места дезинтеграции материнской породы поступает в молассовую впадину прямым и относительно коротким путем, т.е. история переноса молассовых отложений (в противоположность платформенным осадкам) в общем коротка. Благодаря этому происходит образование плохо отсортированных отложений с низкой степенью зрелости и с узколокальной

дифференциацией фаций, что особенно характерно для мелких внутренних впадин. Несколько лучшее разделение материала и его сортировка отмечаются в осадках внешней впадины, а также в продуктах сноса, которые образовались в условиях гумидного климата при более значительном участии химических процессов выветривания.

Для молассы иногда отмечаются весьма тесные связи с седиментологическими признаками более глубоких горизонтов платформенного чехла, особенно молассоидной формации пестрого песчаника. В этих случаях речь идет о красноцветных осадках с сопоставимыми литологическими особенностями. Цикличность и осадочная структура нижнего триаса особенно сходны с таковыми поздней внешней молассы, так что можно предположить значительную аналогию условий их образования, а в особенности тектонического режима. Можно сказать, что поздняя внешняя моласса отлагалась уже в платформенных условиях. Однако позиция внешней впадины и наносы, поступившие преимущественно из морфогена, дают основание для того, чтобы саксонские красноцветные осадки во внешней впадине отнести еще к молассе.

В совокупном развитии от флишевой стадии через молассовую до платформенной некоторые признаки осадков обнаруживают отчетливую направленность. Развитие литологического состава песчаников от глинистых граувакк к бедным глиной грауваккам и полевошпатовым грауваккам и до более или менее чистых кварцевых песчаников отвечает возрастающей композиционной зрелости осадков. Наряду с этим повышается структурная зрелость (сортировка, окатанность). Одновременное изменение слоистой текстуры ведет к возрастанию роли косой слоистости, равно как и линзовидной и волокнистоподобной слоистости.

В основе такого общего развития лежит изменение механизма переноса, играющего главную роль: от перемещения масс и насыщенных потоков — к водным потокам сперва со значительной, а в заключение со слабой загрузкой обломочным материалом. В формационном составе флиша, молассы и платформенных отложений участвуют также органогенные и химические осадки. Однако их доля во флише практически равна нулю, а в молассе весьма мала, причем внешняя моласса содержит их больше, чем внутренняя. Наконец, некластические осадки слагают значительную часть эпиварисцийского платформенного чехла.

Причина такого направленного развития процесса осадкообразования заключается в сумме эндогенных факторов, которые называют также тектоническим режимом. Важно, что в эпоху флиша прогибание идет быстрее, чем поступление обломочного материала. Заполнение бассейна осадками происходит равномерно от его бортов к центру. Во внешних варисцидах флишевый трог перемещается кнаружи, причем происходит образование олистостром и "передвижение" более ранних геосинклинальных осадков. Такой "канибализм" типичен и для других флишевых трогов. В молассовую стадию прогибание в значительной степени компенсируется седиментацией (и продуктами вулканических извержений). В зависимости от тектонического выражения морфогена еще имеют место перемещение бассейна. В платформенную стадию бассейны осадконакопления в течение длительного времени, наконец, занимают постоянное положение. Таким образом, усиливающаяся кратонизация коры отражается в убывающей мобильности бассейна. В этом смысле флишевые прогибы можно именовать мобильными, а бассейны, где накапливается платформенный чехол, — стабильными. Моласса занимает между ними промежуточное положение.

К СОПОСТАВЛЕНИЮ ВАРИСЦИЙСКИХ МОЛАСС СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ И УРАЛА

Предпринимается попытка сравнить накопление варисцийской молассы Средней Европы и Урала. Обе формации отлагались в краевых прогибах Восточно-Европейской платформы. По юго-западному краю этой платформы седиментация происходила в Среднеевропейской впадине (внешняя моласса) и во внутренних впадинах варисцийских сооружений (внутренняя моласса). По восточному краю

платформы Предуральский краевой прогиб получал продукты размыва из при-
мыкающего с востока орогена — структурного элемента протяженностью почти
в 3000 км, простирающегося в меридиональном направлении.

Для соответствующих сопоставлений особенно подходит территория Урала
между Пермью на севере и Актюбинском на юге (протяженность около 1000 км),
тем более, что это область классического развития перми. В последующем схе-
матическом сопоставлении мы опираемся в основном на представления И.В. Хво-
ровой (Khvorova, 1958) и С.Г. Саркисяна (Sarkisyan, 1958), а также на данные
и полевые наблюдения во время экскурсии по Уралу в 1969 г. сотрудников От-
дела геотектоники Центрального института физики Земли АН ГДР (Möbus,
Schroeder).

Общей чертой варисцид Средней Европы и Урала является то, что продукты
размыва воздымающегося орогена отлагались большей частью в крупных передо-
вых прогибах. Обе области опускания имеют асимметричный поперечный разрез
с более значительным прогибанием по краю платформы и постепенным выпола-
живанием к орогену, поставлявшему обломочный материал. Далее, для обоих
краевых прогибов Восточно-Европейской платформы характерна почти одинако-
вая тенденция формационного развития, ведущая от флишевой через молассовую
к платформенной стадии и при этом обнаруживающая четко выраженное отложе-
ние красноцветных образований.

В общей сложности на Урале по сравнению со Средней Европой обнаруживается
смещение (запаздывание) в тектоническом развитии и соответственно — в про-
цессах размыва и осадконакопления. В варисцидах Средней Европы главная склад-
чатость тектогена произошла на рубеже динанта и силезия, а на Урале — лишь на ру-
беже силезия и ранней перми. В соответствии с этим в Средней Европе накопление
молассы началось уже в динанте, а местами в межгорных областях даже раньше.
Оно достигало затем в силезии (имея в виду также внешнюю молассу) более зна-
чительного распространения и продолжалось до конца ранней перми. На Ура-
ле же накопление молассы началось лишь в ранней перми, если не считать не-
которые предшествующие моменты в стефане. Зато молассовая стадия про-
должалась на юге Урала вплоть до раннего триаса, а на севере — даже до позднего
триаса.

Для средневропейской варисцидской молассы характерна также ярко выра-
женная бедность карбонатным материалом, что объясняют в основном континен-
тальным влиянием. Напротив, моласса Предуральского краевого прогиба отли-
чается высоким содержанием карбонатной части, особенно в центральной и вос-
точной частях прогиба, даже если в разрезе преобладают кластические породы
(конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы). Карбонатные по-
роды появляются особенно широко в начале перми, в асельском ярусе; затем
по западному краю прогиба широко распространены по всей нижней и отчасти так-
же верхней перми рифогенные массивы. Моласса передового прогиба Урала тем
самым представляется морской, по меньшей мере в ранней перми.

В Предуральском краевом прогибе отчетливо выражена горизонтальная смена
фаций флиш — моласса. Поступая из орогена, молассовая формация все дальше
продвигается в сторону впадины. В Средней Европе аналогичная смена фаций мес-
тами также наблюдается (например, в зоне перехода от Рейнских Сланцевых гор
к Субварисцидской краевой впадине), однако не столь широко. Вследствие упо-
мянутого выше запаздывания фаз накопление красноцветных отложений в Пре-
дуральском краевом прогибе начинается в поздней перми (отвлекаясь от некоторых
предшествующих явлений в позднем карбоне) одновременно с продвижением
в расположенные перед прогибом области платформы. В Средней Европе накопле-
ние красноцветов начинается в общем в более позднем силезии, в ранней перми
лишь временами локально замещаясь отложением сероцветных образований. За-
лежи эвапоритов кунгурского яруса нижней перми, образующие крупные линзы и
отложившиеся в многочисленных частных бассейнах передового прогиба Южного
Урала, позволяют проводить их сопоставление прежде всего с соленосными свитами
саксония Средней Европы в Нижнеэльбском трого. Однако в западных предгорьях

Урала нет морского накопления соленосных осадков (галит) в поздней перми, столь характерного для Среднеевропейской впадины.

Другой особенностью Средней Европы является широкое участие во время молассовой стадии субсеквентных магматов как во внутренних, так и во внешних областях. На Урале этот магматизм отсутствует. Представляется, что и сами внутренние впадины формировались здесь в меньших масштабах.

Таким образом, выясняется, что обе области — варисциды Средней Европы и Урала, несмотря на общие основные тенденции, развивались по-разному на исходе стадии морфогена, что вызвано различным влиянием расположенной перед ними платформ, а также развитием самого тектогена.

ЛИТЕРАТУРА

- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К., Гольдбахер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого фундамента. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Albrecht K.H. Zur Ausbildung und zum geologischen Bau des Paläozoikums auf Rügen. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 8, Berlin.
- Benek R., Katzung G., Röhl G. Variszischer subsequester Vulkanismus und tektonische Entwicklung im Gebiet der DDR. — Jahrb. Geol., 1975, N 5. Berlin.
- Boigk H., Stark H.U. Stand und Aussichten der Offshore-Exploration in Westeuropa. — Erdöl und Kohle N 27, Leinfelden, 1974.
- Bojkowski K., Dembowski Z. Karbon górny (Tab. 21—24). — In: Atlas litologiczno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski, 1, Warszawa, 1974.
- Bubnoff S. v. Geologie von Europa. 1. Berlin. Gebr. Bontzger, Verl., 1926.
- Bubnoff S. v. Einführung in die Erdgeschichte, 2. Aufl., 2. Bd. Halle, Mitteldeutsche Druckerei und Verlagsanstalt G.m.b.H., 1949.
- Busch W.A., Kirjuchin L.G. Über die Verbreitung subsequenten Effusiva des Jungpaläozoikums in Mitteleuropa. — Z. angew. Geol., 1927, 18.
- Bus V.A., Gareckij R.G., Kirjuchin L.G. Die strukturelle Lage der subsequenten Effusiva der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasien und Kasachstans. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, N 14, Potsdam.
- Daber R., Katzung G., Pfeiffer H. Siles. — In: Grundzüge der Geologie der DDR, 1, Berlin, 1968, 189—198.
- Detle K. Der Hornbürger Sattel, seine geologische und tektonische Untersuchung. — Jahrb. Hallisches. mitteldeutsche Erdgesch., 1973, N 12.
- Dziedzic K. Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej (Lower Permian of the Intrasudetic Basin). — Studia Geol. Polon., 1961, N 6.
- Dziedzic K. Sedymentacja i paleogeografia utworów górnokarbońskich w niecce Śródsudeckiej (Sedimentation and paleogeography of the Upper Carboniferous in the Intrasudetic Depression). — Geologica Sudetica, 1971, N 5.
- Eigenfeld F., Schwab M. Zur geotektonischen Stellung des permiosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., 1974, N 2.
- Fabian H.-J., Gaertner H., Müller G. Oberkarbon und Perm der Bohrung Oberlanger Tenge Z1 im Emsland. — Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 1962, N 3.
- Falk F., Lützner H., Grumbt E., Ellenberg J. Gesteinstypen klastischer Sedimente und ihre Anwendung in der Lithologie. — Geologie, 1972, 21.
- Falke H. Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im Pfälzischen Unterrotliegenden. — Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., 1954, 99.
- Falke H. Neue Erkenntnisse über die Grenzlageregruppe des Saar-Nahe-Rotliegenden. — Geol. Rundschau, 1959, 48.
- Falke H. Zur Paläogeographie des kontinentalen Perms in Süddeutschland. — Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 1971, N 60.
- Falke H. Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. — Geol. Rundschau, 1974, 63.
- Francis E.H., Woodland A.W. The Carboniferous period. — In: The Phanerozoic Time-scale. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, N 120 Suppl.
- Gallwitz H. Die Gliederung des Rotliegenden in der Mansfelder Mulde. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1957, 108. Hannover.
- Grumbt E. Beziehungen zwischen Sedimentationsproze und Gefüge in klastischen Sedimenten. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1971, 16.
- Grumbt E. Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens (Ein Beitrag zur Untersuchung von Rotsedimenten). — Schri.-R. geol. Wiss., 1974, N 1.
- Grumbt E., Lützner H., Ellenberg J., Falk F., Ludwig A. Zur sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, N 14.
- Hagendorf U., Schwahn H.-J. Sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchungen des Permosiles im Untergrund der Querfurter Mulde. — Hallisches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1969, N 9.
- Hedemann H.-A., Teichmüller R. Die paläogeographische Entwicklung des Oberkarbons. — Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 1971, N 19.

- Helmuth H.-J.* Zur Fazies des Oberrotliegenden in NE-Mecklenburg. – *Geologie*, 1968, 17.
- Holub V., Prouza V., Tásler R.* Nové litostratigrafické dělení svrchního karbonu v českém (jihozápadním) křídle vnitrosudetské pánve. – *Cas. mineral. geol.*, 1965, N 10.
- Hoyningen-Huene E.v.* Sedimentäre und vulkanische Zyklen im mitteldeutschen Permo-karbon. – *Geologie*, 1960, 9.
- Jaroš J.* Regularities in the relationship between tectonic movements and sedimentation in a furrow on the example of the late Verischan Boskovice furrow. – In: *Havlena V., Jaroš J., Pešek J.* Problems of the geology of the Upper Silesian basin, the Boskovice furrow and the Plzen basin. Prague, Charles University, 1968.
- Judersleben G.* Zur Petrologie des sedimentären Rotliegenden im Thüringer Wald und seinem Vorland. – *Jahrb. Geol.*, 1972, N 4.
- Katzung G.* Rotliegendes. – In: *Grundzüge der Geologie der DDR*, 1. Berlin, 1968.
- Katzung G.* Das Permosiles im Südteil der Deutschen Demokratischen Republik. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1970, 15.
- Katzung G.* Zyklizität und Rhythmität sedimentärer Abfolgen-Flysch und Molassen des inneren Variszikums. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1971, 16.
- Katzung G.* Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. – *Geologie*, 1972, 21.
- Kneuper G.* Zur Sedimentation und Diagenese der oberkarbonischen Molasse im Saarbecken. – *Erdöl und Kohle*, 1974, N 27.
- Korich D.* Die Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteils der DDR. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1967, 12.
- Krull.* Paläogeographie und Sedimentation des Oberkarbons in Mitteleuropa. Berlin, 1974.
- Khvorova I.V.* Upper Carboniferous flysch and Lower Permian in the Urals. – *Eclogae geol. helv.*, 1958, N 51.
- Ludwig A.* Die Bedeutung fossilführender Lagen in den Rotliegendesedimenten am Nordrand der Mitteleuropäischen Senke. Vortrag, Tagg. Sedimentäre Fazies Gera, 1974.
- Lütznér H.* Strömungsmarken aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes. – *Geologie*, 1966, 15.
- Lütznér H.* Lithostratigraphie und Paläotektonik des Rotliegenden der Schleusinger Randzone (Thüringer Wald). – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, 1972, 17.
- Lütznér H.* Sedimentation des Rotliegenden im Thüringer Wald. Greifswald, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Diss. (B), 1974.
- Lütznér H., Rentzsch J.* Sedimentation und Metallogenie in einem interontanen Becken der variszischen Molasse. – *Z. geol. Wiss.*, 1974, N 3.
- Negendank J.F.W.* Turbidite aus dem Unterrotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes (Ein Beitrag zur Sedimentologie limnischer Ablagerungen). Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Mh., Stuttgart, 1972.
- Paech H.-J.* Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Mitteleuropas. – *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 1973, N 14.
- Paech H.-J., Eisenächer L., Burchardt J.* Neue Ergebnisse zur Geologie der Süplinger Schichten (Flechtlinger Scholle). – *Z. geol. Wiss.*, 1973, N 1.
- Reichel W.* Zyklische Sedimentation und ihre Ursachen im Unterrotliegenden des Döhlener Beckens bei Dresden. – *Geologie*, 1968, 17.
- Reineck H.E.* Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. – *Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Abh.*, 1955, 101.
- Rost W., Schimanski W.* Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1967, 12.
- Rutsch R.F.* Molasse als Sedimentationstyp. – *Eclogae geol. helv.*, 1958, N 51.
- Sarkisyan S.G.* Upper Permian continental molasses of the Pre-Urals. – *Eclogae geol. helv.*, 1958, N 51.
- Schwab K.* Zur Geologie der Umgebung des Donnersberges. – *Mitt. Pollichia*, 3. R., 1967, N 14.
- Schwab M.* Zur Vulkanotektonik im Permo-karbon. – *Freiberger Forschungsh.*, A, N C 219. Leipzig, 1968.
- Schwab M.* Zur Gliederung der rotliegenden Sedimente im Nördlichen Saaletrog. – *Hall. Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch.*, 1969a, N 9.
- Schwab M.* Beiträge zur Tektonik der Rheinoberzynnischen Zone im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz. Halle-Wittenberg, Habil.-Schrift Martin-Luther-Universität, 1969b.
- Schwab M.* Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1970a, 15.
- Schwab M.* Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes. – *Geologie*, 1970b, 19.
- Seilacher A.* Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – *Eclogae geol. helv.*, 1958, N 51.
- Seilacher A.* Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch? – *Geol. Rundschau*, 1967, 56.
- Steiner W.* Das Rotliegende des Ilfelder Beckens und seine Beziehung zu benachbarten Rotliegend-Vorkommen. – *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1966, 11, Berlin.
- Stille H.* Die oberkarbonisch-altdydischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variszischen Tektonik. – *C.R. Congr. Strat. Carbonif. Heerlen* 1927. Liège, 1928.
- Trushheim F.* Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – *Beih. Geol. Jahrb.*, 1971, 112.
- Zeil W.* Merkmale des Flysch. – *Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Kl. Bergb., Hüttenw., Montangeol.*, 1960, N 1.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВАРИСЦИЙСКОГО СУБСЕКВЕНТНОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ ГДР

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА И МОЛАССОВЫЕ БАССЕЙНЫ

Варисцийский субсеквентный вулканизм в Средней Европе достиг своего максимума в отэне (нижний красный лежень). Площадь его распространения охватывает территорию ГДР и примыкающие к ней районы. В настоящей работе проведен анализ субсеквентного вулканизма по отношению: а) к строению фундамента; б) к положению важнейших линеаментов; в) к режиму молассового осадко-накопления.

Вулканиды распространены в областях с различным возрастом складчатости и консолидации фундамента. Допермский фундамент в пределах ГДР выступает на поверхность лишь на юге. В целом он является варисцийским, однако включает в себя (особенно в крупных положительных структурах, например в Среднегерманской кристаллической зоне, в антиклинальной зоне гор Фихтельберг — Рудные горы, в Лаузицком массиве) также доварисцийские участки. Эти крупные структуры относятся к Саксотюрингской зоне варисцид. В указанной зоне происходит изменение (у линеамента Эльбы) простирааний варисцийских складчатых структур с северо-восточных на юго-восточные. Возраст главной варисцийской складчатости меняется в интервале от динанта III до намюра А. Это явление можно рассматривать как миграцию складчатости с юго-востока на северо-запад.

Для северной части ГДР нет столь детальных данных о фундаменте, поскольку он перекрыт осадочным чехлом Северогерманско-Польской впадины. По данным М. Бохмана и К. Шмидта (Bochmann, Schmidt, 1972) и В.А. Буша, Р.Г. Гарецкого и Л.Г. Кирюхина (1973), на распространение варисцид к северу влияют погребенный Восточно-Эльбский массив и Росток-Грамовский глубинный разлом. Севернее глубинного разлома, в районе побережья Балтийского моря, к ним примыкает протягивающаяся в северо-западном направлении каледонская складчатая зона. Погребенный Восточно-Эльбский массив, вероятно, представляет собой зону, консолидированную в докембрийское время. Он устанавливается в основном по геофизическим данным.

Следует подчеркнуть, что наряду с погребенным Восточно-Эльбским массивом значительные гравитационные максимумы (Hiersemann, 1965) и относительно приподнятое положение раздела Мохоровичича (по Эзбергу, см. Olszak, 1967) отмечаются также в области Лаузицкого массива и в районе Магдебург — Дессау — Галле. Однако, если Восточно-Эльбский и Лаузицкий массивы, выступавшие как более или менее цельные участки коры, в послеварисцийском развитии обнаруживают тенденцию к поднятию или опусканию, то область аномалий Магдебург — Дессау — Галле ни в целом, ни в отдельных своих частях не характеризуется таким проявлением тектонической активности.

Вкратце обрисованные тектонические особенности фундамента в южной части ГДР влияют на субсеквентный вулканизм различным образом. Мы полагаем, что то же самое происходит и в северных областях, скрытых под осадочным чехлом. Субсеквентные вулканиды тесно связаны во времени и пространстве с пермозилезской молассой, выполняющей ряд частных бассейнов и обширную Средне-

европейскую нижнепермскую впадину (Bubnoff, 1926). Последняя имеет запад-северо-западное простирание и располагается перед юго-западным краем Восточно-Европейской платформы, протягиваясь на юго-запад почти до Среднегерманской кристаллической зоны. Наоборот, частные бассейны в направлении к северу едва ли выходят за пределы кристаллической зоны. Будучи четко выраженными межгорными впадинами, они приурочены к внутренним зонам варисцид (Саксотюрингикум — Лугикум, Молданубикум). В очертаниях отдельных бассейнов западнее Франконской линии доминируют северо-восточные направления, а восточнее линии Эльбы — северо-западные, представляющие собой постумные элементы относительно тектоники фундамента обеих областей. В промежуточных районах конфигурация бассейнов определяется не только этими, но и долготными направлениями, т.е. постумными и ренегантными элементами относительно вариссийского фундамента.

СУБСЕКВЕНТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Южная часть ГДР (выходы варисцид на поверхность)

Вариссийский субсеквентный вулканизм широко распространен в южной части ГДР (рис. 1, 2), слагая ряд иногда весьма протяженных полей (1000–2000 км²); мощность пород может намного превышать 1000 м (Вепек и.а., 1973). В промежуточных областях распространение вулканизов ограничивается отдельными молассовыми бассейнами, которые большей частью пересекаются ослабленными зонами северо-западного или долготного простирания. По общему положению относительно вариссийского фундамента выделяются четыре основных типа вулканизов.

1. Комплексы вулканизов в областях вариссийских антиклиналей, не испытавших инверсии после складчатости. Сюда относятся комплексы восточной части Рудных гор и Тарандтского Леса.

2. Комплексы вулканизов в областях вариссийских антиклиналей, которые после складчатости подверглись инверсии и превратились в молассовые прогибы. К этому типу относятся комплексы Тюрингенского Леса и районы Галле — Биттерфельд, залегающие на кристаллической зоне Среднегерманского поднятия, которая испытывала опускание с вестфальского и особенно со стефанского веков.

3. Комплексы вулканизов в областях вариссийских синклиналей, к которым относятся комплексы северной Саксонии и Флехтингена.

4. Комплексы вулканизов, тесно связанные с зонами линеаментов, занимающих параллельное или косое положение относительно вариссийского тектогена. Сюда относятся вулканизы бассейнов в Рудных горах, Дёлене и Ильфельде. Отличие от предыдущих типов заключается прежде всего в том, что по сравнению с мощной молассой вулканизы занимают подчиненное положение.

Вулканическая деятельность в областях антиклиналей началась раньше (вестфал — стефан), чем в областях синклиналей (отэн). На начало вулканических проявлений большое влияние могла оказать степень консолидации фундамента.

Извергшиеся расплавы обнаруживают изменение химизма преимущественно от среднего (или основного) до кислого. Последовательность от базальтов (или андезитов) до риолитов иногда многократно повторяется в отдельных комплексах, причем более основные продукты извержения большей частью залегают в основании каждой серии. Однако эти отдельные вулканогенные серии не могут рассматриваться как продукты магматической дифференциации. В комплексах вулканизов антиклиналей, испытавших инверсию, степень основности базальных членов отдельных серий повышается вверх по разрезу. Несколькими иное развитие магматизма обнаруживают вулканизы антиклиналей, не испытавших инверсии, представленные лишь риолитами. Это может рассматриваться как следствие предпочтительного посткинematического плутонизма, по времени совпадающего с вулканизмом.

В петрохимическом отношении субсеквентные вулканизы должны быть отнесены к известково-щелочным породам. Они возникли благодаря палингенезу

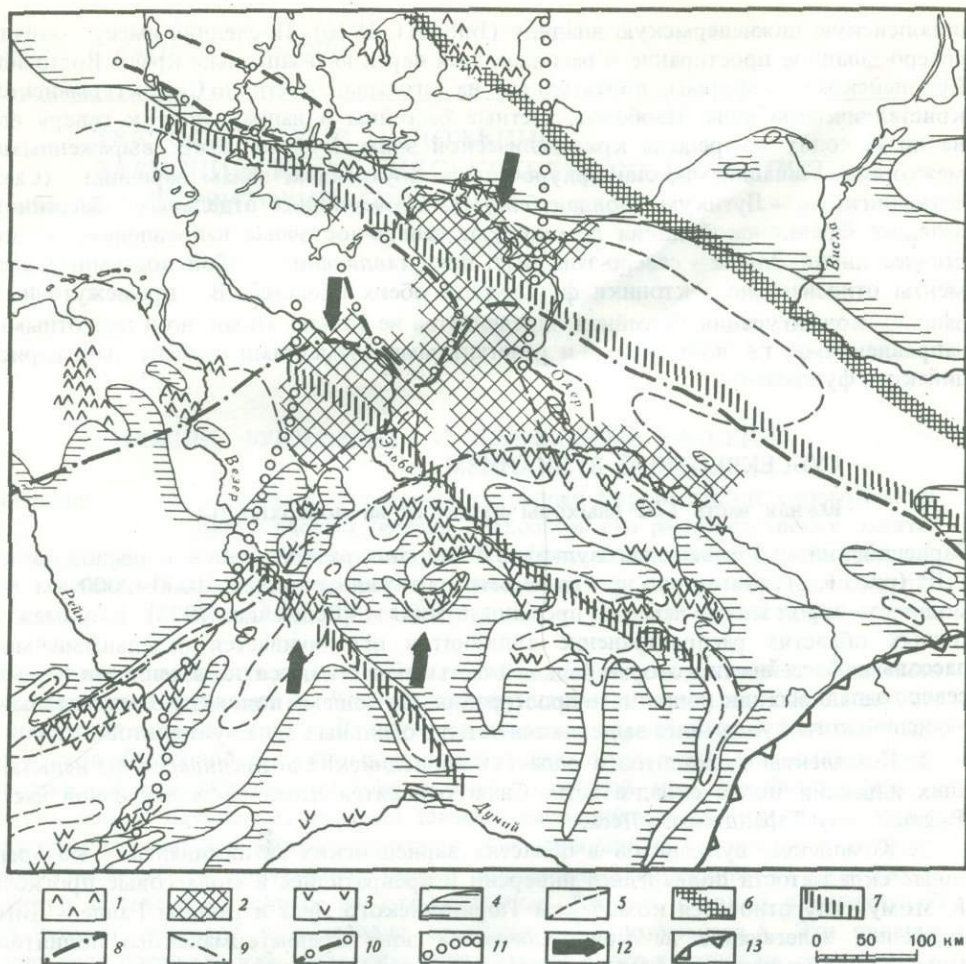


Рис. 1. Обзорная карта распространения варисийского субсеквентного вулканизма в Средней Европе

1 – внеорогенные вулканы; 2 – периферогенные вулканы; 3 – интраорогенные вулканы; 4 – граница распространения красного лежня (Katzung, 1972); 5 – изопакхита красного лежня 500 м; 6 – юго-западный край Восточно-Европейской платформы; 7 – зоны крупных линейментов северо-западного простирания; 8 – предполагаемая северная граница варисцид; 9 – северная граница Среднегерманской кристаллической зоны (она же северная граница Саксотюрингской зоны); 10 – доварисийские "погребенные" массивы; 11 – субмеридиональные зоны крупных линейментов; 12 – долготные зоны вулканизма; 13 – северо-западный край Карпат

пород из различных по глубине зон коры. Однако если риолиты были регенерированы в неглубоко залегающих зонах коры, то более основные вулканы происходят из более глубоких зон.

В то время как магмы среднего и основного состава застывали в виде лавовых излияний, силлов и даек, механизм извержения кислых расплавов был принципиально другим. В комплексах вулканитов южной части ГДР широко развиты игнимбриты. С их извержениями большей частью связано образование кальдер и котлообразных провалов. Игнимбриты концентрируются в широкой зоне северо-западного простирания, расположенной непосредственно юго-западнее линеймента Эльбы, также ориентированного в северо-западном направлении. Тем самым эта зона выделяется как граница глыб первого порядка. В области кристаллической зоны Среднегерманского поднятия (антиклинали, испытавшей инверсию) игнимбриты, напротив, почти полностью отсутствуют. Вулканогенные комплек-

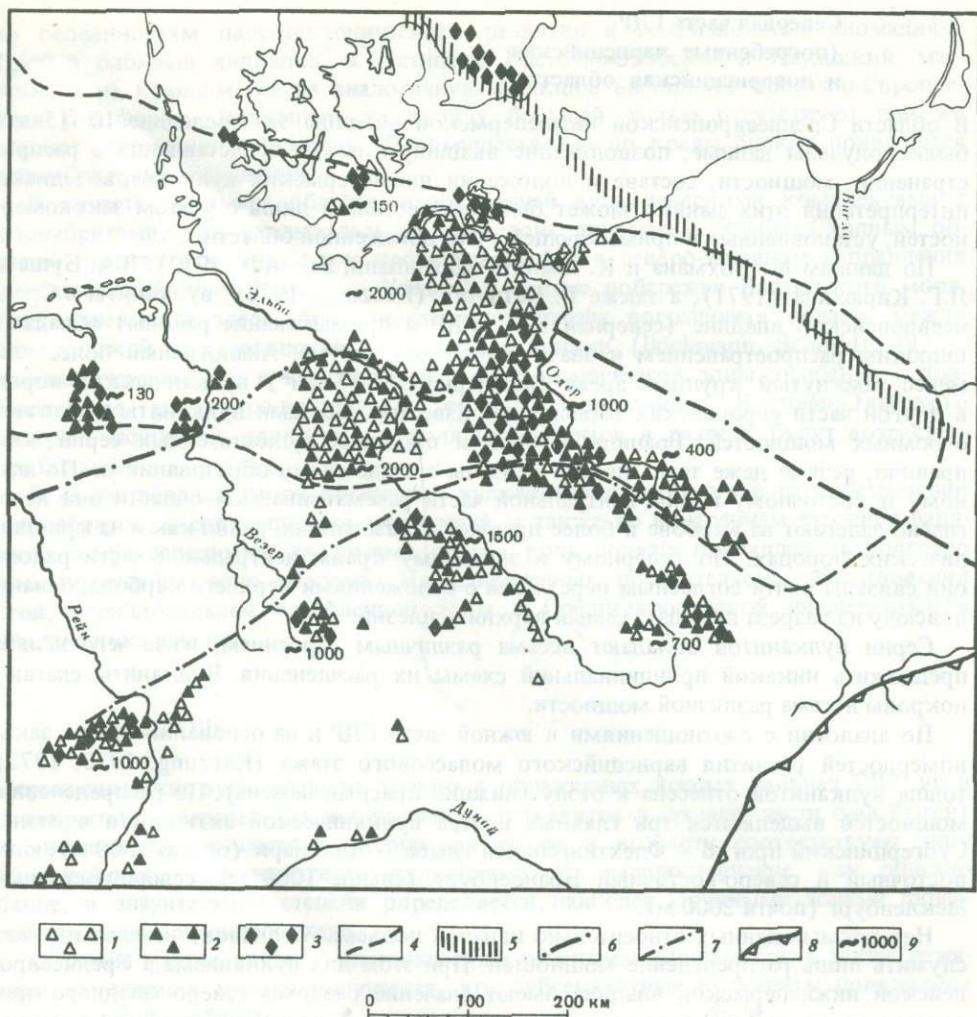


Рис. 2. Вещественный состав варисцийских субсеквентных вулканитов Средней Европы

1 – кислые вулканиты ($> 65\% \text{SiO}_2$); 2 – средние вулканиты ($52-65\% \text{SiO}_2$); 3 – основные вулканиты ($< 52\% \text{SiO}_2$); 4 – граница области осадконакопления в Средне-европейской впадине в ранней перми; 5 – юго-западный край Восточно-Европейской платформы; 6 – предполагаемая северная граница варисцид; 7 – северная граница Среднегерманской кристаллической зоны (она же северная граница Саксотюрингской зоны); 8 – северо-западный край Карпат; 9 – мощность вулканитов, в м (приближенные значения)

сы этой области характеризуются излиянием лав и образованием приповерхностных интрузий пород риолитового состава. Не исключено, что инверсия и связанное с ней опускание этой прежней антиклинальной зоны воспрепятствовали образованию приповерхностных очагов магмы, что представляется необходимым для образования игнимбритов.

С точки зрения локализации и внутреннего строения комплексов вулканитов доминирующую роль играли разрывные структуры. В общем установлено, что в начальные фазы вулканизма в отдельных областях основное значение имели разломы северо-восточного простирания, постумные относительно варисцийского тектогена. Позднее, напротив, в качестве каналов извержения в основном использовались разломы долготного и северо-западного простираний, отражая усиление консолидации области. В этом отчетливо проявляется структурное преобразование тектогена в молодую платформу во время квазикратонного этапа.

Северная часть ГДР
(погребенные варисцийская
и доварисцийская области)

В области Среднеевропейской нижнепермской впадины за последние 10–15 лет были получены данные, позволяющие выдвинуть новые представления о распространении, мощности, составе и положении нижнепермских вулканитов. Однако интерпретация этих данных может быть осуществлена лишь с учетом закономерностей, установленных в примыкающей с юга обнаженной области.

По данным М. Бохмана и К. Шмидта (Bochmann, Schmidt, 1972), В.А. Буша и Л.Г. Кирюхина (1971), а также Г. Катцунга (Katzung, 1972), вулканиты в Среднеевропейской впадине (северная часть ГДР и примыкающие районы) обладают широким распространением и значительной мощностью. Аналогичный более или менее замкнутый крупный ареал (примерно 50 000 км²) вулканических пород в другой части европейских варисцид не известен. Местами вулканиты достигают огромных мощностей. Границы кровли и подошвы вулканогенных серий, как правило, резкие даже там, где они связаны с осадочными образованиями. По южному и восточному краям центральной части рассматриваемой области они несогласно залегают на карбоне и более древних образованиях, равно как и на кристаллических породах. По северному и западному краям центральной части района они связаны почти согласным переходом с отложениями верхнего карбона, однако повсюду из разреза выпадает самый верхний силезий.

Серии вулканитов обладают весьма различным строением, из-за чего нельзя предложить никакой принципиальной схемы их расчленения. Вулканиты слагают покровы весьма различной мощности.

По аналогии с соотношениями в южной части ГДР и на основании общих закономерностей развития варисцийского молассового этажа (Katzung, 1970, 1972) толща вулканитов отнесена к отэну (нижний красный лежень). По распределению мощностей выделяются три главных центра вулканической активности в отэне: Субгерцинский прогиб – Флехтингенская глыба – Альтмарк (около 2000 м), юго-восточный и северо-восточный Бранденбург (свыше 1000 м), северо-восточный Мекленбург (почти 2000 м).

Нет прямых данных относительно каналов подъема расплавов; намеком может служить лишь распределение мощностей. При этом для вулканизма в Среднеевропейской нижнепермской впадине имеют значение разломы северо-западного простирания и участки их пересечения с долготными ослабленными зонами.

Вещественный состав магматических пород красного лежня в северной части ГДР позволяет четко разделить их на три группы.

1. Основные породы (острова Рюген и Хиддензе).
2. Породы среднего до основного состава, местами кислые (северо-восточный и юго-восточный Бранденбург).
3. Породы кислого до среднего состава (северо-восточный Мекленбург, Альтмарк, Флехтингенская глыба, Субгерцинская впадина).

Объем изверженного материала значительно возрастает от первой группы к третьей.

Вулканиты северной части ГДР относятся к двум различным типам магм. Основные изверженные породы Рюгена – Хиддензе весьма близки оливин-базальтовому типу магм, по У. Кеннеди (Kennedy, 1933), и тем самым – первичной базальтовой магме.

Остальные же вулканиты в целом относятся к известково-щелочным породам. В петрохимическом отношении они весьма близки вулканитам южной части ГДР в области выхода варисцид на поверхность.

При интерпретации субсеквентного вулканизма в северной части ГДР (принимая во внимание обнаженную южную часть) важны следующие моменты.

Распространение вулканитов в значительной степени определяется зонами линеаментов или ослабленными зонами, протягивающимися в основном в северо-западном и долготном направлениях. Эти зоны частично отвечают краям блоков коры, обладающих различными размерами. Блоки коры выявляются

по особенностям палеотектонического развития и геофизическим аномалиям. Такими блоками являются, в частности, Восточно-Эльбский и Лаузицкий массивы, а на крайнем севере аналогичную функцию выполняет Восточно-Европейская платформа. Вулканиды на блоках большей частью отсутствуют или же слагают маломощные покровы. Преимущественно по краям блоков появляются игнимбритовые ассоциации.

В качестве примера области, изобилующей вулканическими комплексами с игнимбритами, уже указывалась краевая зона линеамента Эльбы. Сходным образом следует относиться и к протягивающейся в северо-западном направлении вулканической зоне Фемарн — Узедом, в районе побережья Балтийского моря. Роль линеамента здесь, предположительно, играет пограничная область между вариссийской и каледонской складчатыми зонами (Bochmann, Schmidt, 1972). Можно ожидать, что в южной части этой вулканической зоны, особенно с приближением к северо-восточному склону погребенного Восточно-Эльбского массива, мощности, равно как и доля игнимбритов в разрезе, будут возрастать все больше.

В формировании этого комплекса вулканидов и особенно в распространении игнимбритов, в соотношениях мощностей, а также во внутреннем строении наряду с северо-западными разломами особая роль должна принадлежать длительно простирающейся зоне разлома. Но однозначных доказательств существования этой меридиональной ослабленной зоны в Среднеевропейской нижнепермской впадине пока еще нет.

ВЫВОДЫ

Пермо-силезские вулканиды не только в обнаженных южных районах ГДР, но и в закрытых северных (за исключением вулканидов в средней части о-ва Рюген) по вещественному составу, ассоциации пород и возрасту соответствуют типу вариссийского субсеквентного вулканизма. Их распространение, как описано выше, в значительной степени определяется наиболее крупными зонами линеаментов квазикратонного этапа.

С точки зрения связи с тектоническим развитием фундамента, а также режимом накопления моласс получается, что субсеквентные вулканиды появляются в самых разных областях.

В субсеквентном вариссийском вулканизме мы различаем:

1. Интраорогенные вулканиды межгорных молассовых бассейнов на вариссийском основании. Это ассоциации горных пород с простой или многократной тенденцией к смене состава от среднего к кислому, которые происходят из расплавов тихоокеанского типа и характеризуются различным механизмом извержения (включая игнимбриты). В Средней Европе интраорогенные вулканиды образуют довольно специфические автономные комплексы и ограничиваются в своем распространении молассовыми бассейнами варисцид (Саксотюрингикум, Лукикум, Молданубикум).

2. Перииорогенные вулканиды обширных молассовых впадин на вариссийском и примыкающем более древнем основании. По ассоциации пород, вещественному составу и механизму извержения они соответствуют интраорогенным вулканидам.

3. Экстраорогенные вулканиды молассовых впадин на довариссийском фундаменте. По ассоциации пород и вещественному составу они отличаются от интраорогенных и перииорогенных вулканидов; игнимбриты отсутствуют. В Средней Европе экстраорогенные вулканиды встречаются в форланде варисцид, особенно в краевой части Восточно-Европейской платформы.

Решающее влияние на распределение и извержения вулканидов имеют зоны линеаментов. К ним относятся протягивающиеся в северо-западном направлении зоны разломов, которые рассматриваются как разломы, параллельные краю Восточно-Европейской платформы. В ходе квазикратонного этапа их значение в пределах варисцид возрастает. Определяющее влияние на извержения и распределе-

ние вулканитов имеют также длительно простирающиеся зоны разломов. В связи с этим следует подчеркнуть, что пермо-силезские вулканиты в пределах ГДР образуют ядро хорошо выраженной в Средней Европе вулканической зоны долготного простираения. Эта зона обнаруживает сильнейшую активность субсеквентного вулканизма самого большого размаха в рамках всей окружающей территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Буш В.А., Кирюхин Л.Г. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы. — Сов. геология, 1971, № 3.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 208.
- Benek R., Röllig G., Eigenfeld F., Schwab M. Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR-Anteil der mitteleuropäischen Varisziden. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Bochmann M., Schmidt K. Der Einfluß der sowjetischen Geologie auf die Entwicklung der Erdöl- und Erdgasgeologie in der DDR. — Z. angew. Geol., 1972, 18.
- Bubnoff S. Geologie von Europa, 1, Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild. Berlin, Gebr. Borntraeger, Verl., 1926.
- Buš V.A., Gareckij R.G., Kirjuchin L.G. Die strukturelle Lage der subsekventen Effusive der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Hiersemann L. Geophysikalische Interpretation der "Vorläufigen Karte der rezenten Krustenbewegungen in der DDR". — Petermanns Geogr. Mitt., 1965, 109.
- Katzung G. Das Permosiles in Südteil der Deutschen Demokratischen Republik. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., 1970, A, 15.
- Katzung G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. — Geologie, 1972, 21.
- Kennedy W.Q. Trends of differentiation in basaltic magmas. — Amer. J. Sci., Ser. 5, 1933, 25.
- Olszak G. Einige Gedanken zum Bau und zur Entwicklung der Erdkruste im Bereich Mitteleuropas. — Geophys. und Geol., 1967, 11.

О ГРАНИЦЕ ОРОГЕННОГО (МОРФОГЕННОГО) И ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПОВ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ (ЭЙСЛЕБЕНСКИЕ СЛОИ)

ВВЕДЕНИЕ

В варисцийской молассе Средней Европы эйслебенские слои занимают особое положение. В пределах своего распространения они слагают последний мегаритм нижней перми. Процесс их седиментации, развертывающийся по вертикали как мегаритм и затухающий по горизонтали, впервые после варисцийских складчатостей дал начало образованию тела осадочных пород мощностью до 150 м, материал которых поступал из расположенной севернее области Северогерманско-Польской впадины, далеко проникая в область варисцийских сооружений. Это тело имеет переходный характер с двух точек зрения. С хронологической и фациальной оно выступает как связующий член между терригенной внутренней молассой и морскими осадками последующей стадии платформенного развития, с пространственной точки зрения — как звено между внутренней и внешней молассой на краю морфогена. Отсюда возникают вопросы: относить ли эйслебенские слои к молассовому этапу или же к последующему платформенному этапу, а также как переходит один режим в другой? Этими вопросами уже занимались М. Шваб (M. Schwab, 1970) и Г. Катцунг (Katzung, 1970, 1972). Благодаря многочисленным новым данным эти проблемы рассматриваются ниже в некоторых новых аспектах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЙСЛЕБЕНСКИХ СЛОВ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Стратиграфическое выделение и детальные литологические исследования эйслебенских слоев были проведены в восточном и юго-восточном форланде Гарца (см. таблицу). С. Шименц (Schiemenz, 1957) объединил здесь под этим названием два комплекса пород, выделенные при предшествующих геологических съемках — "порфировый конгломерат" и "песчаниковый сланец", рассматривая их как фации. В более мощных разрезах они, однако, наблюдаются залегающими друг на друге.

Позднее литологические исследования и стратиграфические наблюдения в этом районе проводились многими исследователями и были распространены к югу и к северу от Галле-Хетшtedтской гряды. А. Шрейбер (Schreiber, 1960) выделил эйслебенские слои на Флехтингенской глыбе в составе нижней перми. Судя по согласному переходу от осадочной нижней перми к морской верхней перми (цехштейн), можно ожидать, что эйслебенские слои продолжают вплоть до центральной части Северогерманско-Польской впадины (Helmuth, 1968) (рис. 1, 2).

Однако с удалением от стратотипа их точное стратиграфическое положение представляется все более затруднительным. Автор в 1972 г. проанализировал материал по всему району от восточного форланда Гарца до южной части Альтмарка, обращая особое внимание на наличие гальки и другие литологические данные. Эти новые данные служат основой для изучения в первую очередь следующих вопросов: 1) связь платформенного развития тектогена — морфогена с седиментацией и распределением осадков, в частности трансгрессивное перекрытие варисцийской

Схема корреляции отложений саксония и отэна

Стратиграфические подразделения	Ассоциации по следам четвероногих	Северо-западная часть Тюрингено-ского Леса, Гессен	Манфельдская мульда, район Галле
Тюрингий (цехштейн)	Подошва медистых сланцев		
Саксоний (верхний красный лежень)	Переходное время	Тамбахская ассоциация	Корнбергский (Сл.) песчаник
	Эйслебенское время	?	Пограничный конгломерат
	Брахвицкое время		Тамбахские (Сл.) (Ф.) слои
Отэн (нижний красный лежень)	Хорнбургское время (частично зенневицкое время?)	Ассоциация манбахских – оберхёвских слоев	Оберхёвские (Сл.) и роттерёдские (Ф.) слои
	Гальское время		Гольдлаутерские слои
			Хорнбургские слои Верхний ритм (Сл.) (Ок.)
			Хорнбургские слои Нижний ритм (Ф.)
			Ауэрбергские туфы (зенневицкие слои ?)
			Гальские слои и вулканиты

Примечание. В таблице отмечены находки в отложениях: Ок.—окаменелостей, Ф.—остатков растений, Сл.— следов четвероногих

внешней молассой тектогена — морфогена и перемещение в пространстве режима развития тектогена — морфогена; 2) переход от континентального осадконакопления к морскому и позиция цехштейна I в южной Тюрингии.

Точное положение верхней и нижней границ эйслебенских слоев еще спорно. Ввиду того что они трансгрессивно залегают на более древних пермо-силезских отложениях или даже на фундаменте, начинаясь грубообломочными породами, их

Субгерциникум и глыба Флехтинген-Рослау	Альтмарк (по Элленбергу)	Ильфельдский бассейн	Мейсдорфский бассейн
Переходные слои	Переходные слои (Ок.)	"Цехштейновый конгломерат"	Переходные слои
Эйслебенские слои (Ф.)	Верхняя и нижняя свиты "единицы Альтмарка"		Эйслебенские слои или граувакковая брекчия
Флехтингский строительный песчаник	Нижняя свита "единицы Альтмарка"	Валькенридский песчаник	
Нижний конгломерат (эркслебенские слои)		Конгломерат	
Бебертальские слои (Ф.)		Туфы и грубые осадки	
Вулканиды с прослоями осадочных пород	Вулканиды	Вулканиды	Осадки и туфы (Ф.) (Ок.)
		Эльрихские слои	
		Ильфельдские слои	

базальная часть не может повсеместно считаться одновозрастной. Кроме того, приходится принимать во внимание перерыв неизвестной точно продолжительности между ними и наиболее молодыми подстилающими их отложениями (брахвицкие слои, см. таблицу).

В то время как нижняя граница эйслебенских слоев литологически выражена большей частью достаточно отчетливо (хотя и не столь ясно с хронологической точки

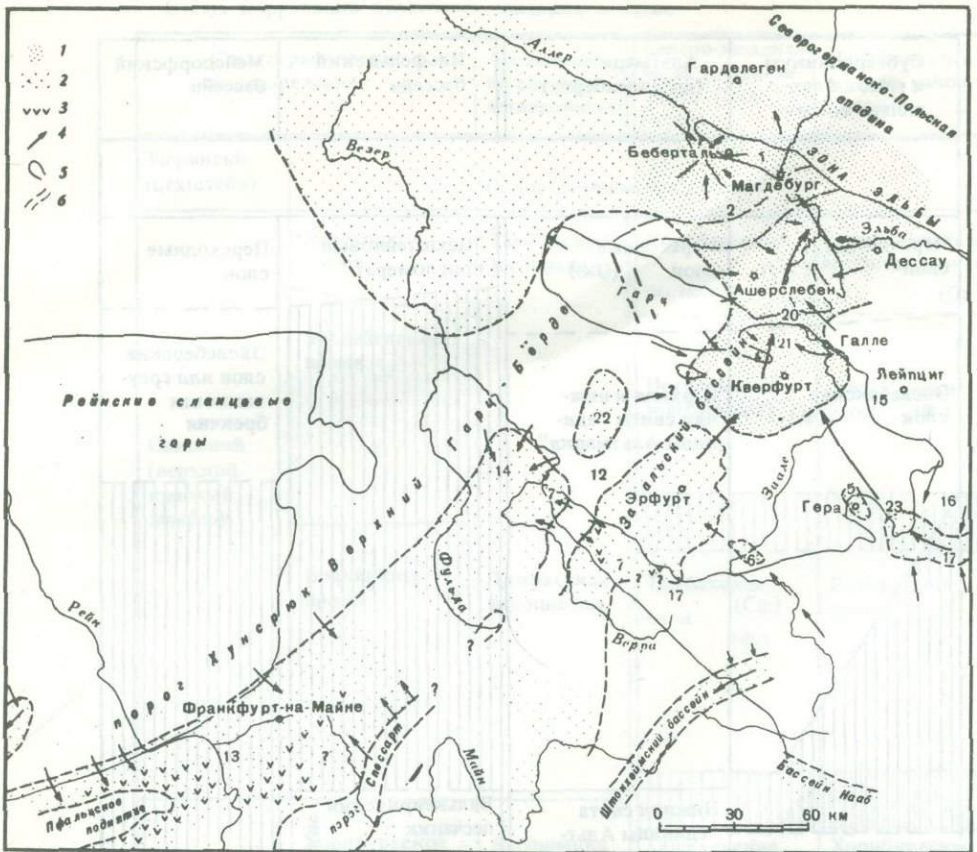


Рис. 1. Области осадконакопления в саксонии (без переходных к цехштейну слоев) и направления сноса

1 — область распространения эйслебенских слоев (район исследований); 2 — область распространения саксонских отложений в целом, без переходных к цехштейну слоев; 3 — вулканогенные образования саксонии (в районе Саар-Наэ, отчасти относящиеся к отэну); 4 — линии дренажа, судя по накоплению гальки; 5 — поднятые в настоящее время глыбы варисийского фундамента; 6 — Акен-Гоммернская кварцитовая гряда. Цифры на схеме: структуры с северо-западной ориентировкой: 1 — глыба Флехтинген-Рослау; 2 — Субгерциникум; 3 — Гарц; 4 — Хорнбургская антиклиналь; 5 — Герский бассейн; 6 — Рудольштадтский бассейн; 7 — Тюрингенский Лес; структуры с северо-восточной ориентировкой: 8 — Ильфельдский бассейн; 9 — Мейсдорфский бассейн; 10 — Эрксlebenский бассейн; 11 — поднятие Нижнего Гарца; 12 — поднятие Рула-Лангензальца; 13 — впадина Саар-Наэ; 14 — впадина Верра; 15 — Шварцбург-Северозападносаксонский антиклинорий; 16 — антиклиналь Гранулитовых гор; 17 — Рудногорский бассейн; прочие структуры и пункты: 18 — Гросер-Фальштейн; 19 — Ауэрберг; 20 — Галле-Хетштетская гряда; 21 — Мансфельдская мульда; 22 — Мюльхаузенский бассейн; 23 — Криммичауские ворота

зрения), верхняя граница четко не выделяется ни литологически, ни хронологически. В районе стратотипа, к северу и к югу от него в переходной к медистым сланцам толще широко развиты относительно маломощные отложения изменчивого характера. Вместо красного они имеют серый и белый цвета (конгломерат цехштейна, белый лежень, "материнский флэц" и т.д.). Если не принимать во внимание цветовые различия, то литологически они иногда с трудом отличаются от типичных пород эйслебенских слоев. В соответствии с излагаемыми далее фактическими данными за этими светлоокрашенными осадками должна быть признана стратиграфическая самостоятельность, однако их граница с эйслебенскими слоями тоже не может считаться строго изохронной.

Напротив, верхняя граница светлоокрашенных отложений, совпадающая с нижней границей медистых сланцев, является надежным, практически изохронным

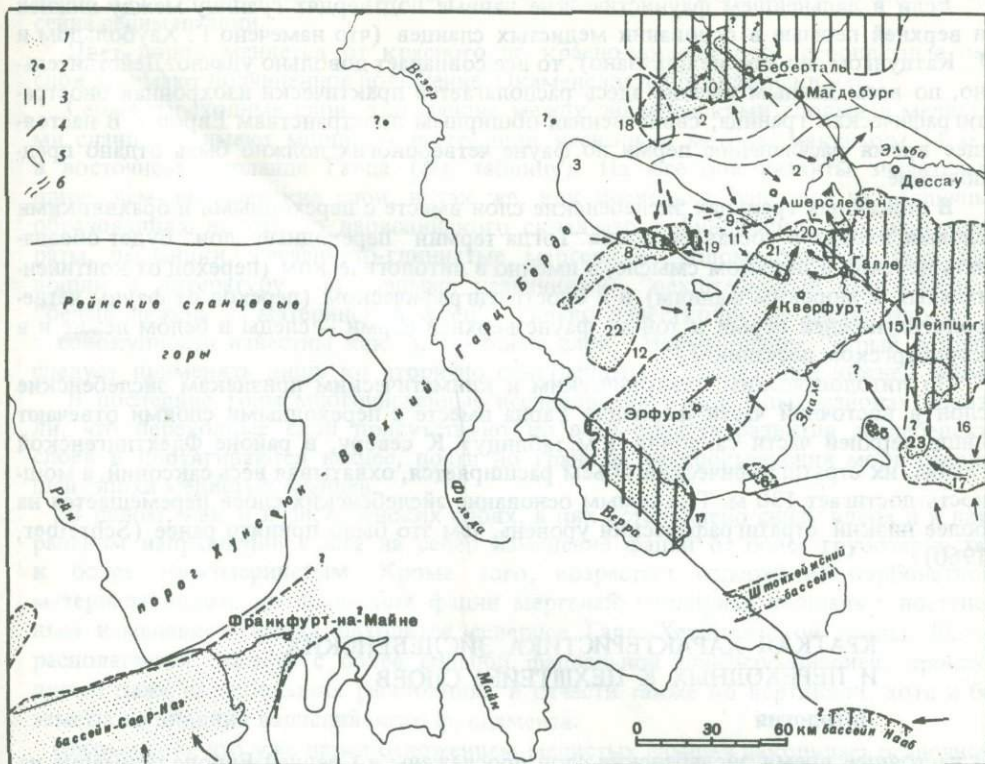


Рис. 2. Области осадконакопления, распространение вулканогенных пород и направления сноса в отэне

1 — область распространения осадков; 2 — предполагаемые осадки отэна в скважинах; 3 — область распространения мощных комплексов вулканогенных пород в Тюрингенском Лесу, включая стефан; 4 — направления сноса обломочного материала; 5 — поднятые в настоящее время глыбы варисийского фундамента; 6 — Акен-Гоммернская кварцитовая гряда. Остальные обозначения см. на рис. 1

уровнем. Поэтому есть смысл рассматривать светлоокрашенные слои между медистыми сланцами и собственно эйслебенскими слоями как "переходные слои" и во всех палеотектонических построениях оперировать ими совместно с медистыми сланцами (см. таблицу).

Из-за недостатка биостратиграфических данных для отделения саксония от отэна и цехштейна до сих пор использовались в основном литологические, тектонические, климатические и иные признаки. Однако все они для области развития средневропейской нижней перми не дали удовлетворительных результатов.

Более успешной представляется попытка найти исходные пункты для региональных сопоставлений и решения проблемы расчленения нижней перми с помощью фауны четвероногих (следы) (Haubold, Katzung, 1972a, б). Однако ввиду весьма спорадического содержания окаменелостей и связанных с этим своих проблем здесь также возникают определенные трудности. Для датировки частей разреза, находящихся между горизонтами со следами жизнедеятельности, снова приходится применять более или менее шаткие стратиграфические критерии. То же относится и к смежным частям разрезов, не содержащим окаменелостей. Местами появляется возможность корреляции по тифрохронологическим признакам (ауэрбергские туфы).

Проводимая Г. Хаубольдом и Г. Катцунгом граница между отэном и саксонием в Тюрингенском Лесу совпадает с той, которая принималась ранее. Иначе обстоит дело для восточного форланда Гарца. Заальское несогласие, принимавшееся здесь ранее в качестве границы, располагается ниже хорнбургских слоев, относимых ныне к отэну (см. таблицу).

Если в дальнейшем фаунистические данные подтвердят границу между нижней и верхней пермью в основании медистых сланцев (что намечено Г. Хаубольдом и Г. Катцунгом, но еще не доказано), то все совпадает довольно удачно. Действительно, по всем данным именно здесь располагается практически изохронная биостратиграфическая граница, свойственная обширным пространствам Европы. В настоящее время расчленению перми по фауне четвероногих должно быть отдано предпочтение.

В описанных границах эйслебенские слои вместе с переходными и брахвицкими слоями входят в состав саксония. Тогда термин "переходные слои" будет обозначать переход в двояком смысле, а именно в литологическом (переход от континентальных к морским фациям) и в биостратиграфическом (переход от фауны четвероногих нижней перми к той же фауне верхней перми — следы в белом лежне и в корнбергском песчанике).

По литологическим, тектоническим и климатическим признакам эйслебенские слои в восточной части форланда Гарца вместе с переходными слоями отвечают лишь верхней части саксония (см. таблицу). К северу, в районе Флехтингенской глыбы, их стратиграфический объем расширяется, охватывая весь саксоний, а мощность достигает 130 м. Тем самым основание эйслебенских слоев перемещается на более низкий стратиграфический уровень, чем это было принято ранее (Schreiber, 1960).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЭЙСЛЕБЕНСКИХ И ПЕРЕХОДНЫХ К ЦЕХШТЕЙНУ СЛОЕВ

Литология

В настоящее время эйслебенские слои прослежены в Средней Европе примерно на 150 км с юга на север и 120 км с запада на восток (см. рис. 1). В восточном форланде Гарца, а также в районе Эркслебенского бассейна на Флехтингенской глыбе (северо-западная часть глыбы Флехтинген-Рослау) они трансгрессивно перекрывают более низкие горизонты нижней перми и силезия вплоть до варисийского складчатого основания, на котором они залегают почти по всей Субгерцинской зоне. Современная южная граница их распространения весьма близка первоначальной.

Лишенная силезия и отэна часть Субгерцинской зоны представляла собой северо-восточное продолжение поднятия Хунсрюка — Верхнего Гарца, протягивавшегося вплоть до равнины у Магдебурга. Южнее в отэне находилось поднятие Южного Гарца, которое как самостоятельный элемент существовало лишь временно и в конце отэна вместе с Зельской впадиной (Ильфельдский и Мейсдорфский бассейны) причленилось к поднятию Хунсрюка — Верхнего Гарца. Поэтому ниже будет использоваться старое название "поднятие Хунсрюка — Верхнего Гарца — Бёрде".

Мощность эйслебенских слоев возрастает с юга на север и достигает севернее Флехтингенской глыбы 150 м и более. Относительно повышенные мощности приурочены к районам, отличавшимся уже в самом начале ранней перми и силезии усиленным прогибанием и накоплением осадков (область Кверфурта, Эркслебенский бассейн, Северогерманско-Польская впадина). Иногда они были обусловлены особенностями рельефа (остаточный рельеф Акен-Гоммернской кварцитовая гряды).

Мегаритм эйслебенских слоев состоит из ряда мелких ритмов. Размерность зерна в общем убывает снизу вверх и связана с площадными изменениями фаций с юга на север: от краевой конгломерато-песчаной фации ("порфировый конгломерат") в восточном форланде Гарца к преимущественно песчаной (алевритовой) фации ("песчаниковый сланец") в Субгерцинской зоне и к песчано-пелитовой фации в области Флехтингенской глыбы. Поэтому пелиты широко развиты на севере, в удаленных от краев бассейна районах и в верхних частях разреза. Они образуют переход к бассейновой фации Северогерманско-Польской впадины с ее соленосными прослоями. Уже в Субгерцинской зоне увеличенное содержание сульфатов в глинисто-железисто-карбонатном цементе терригенных пород, располагающихся

выше грубообломочных базальных пород, намечает повышенную соленость бассейна седиментации.

Цвет пород меняется от красного до красно-коричневого; сероцветные породы занимают подчиненное положение. Окаменелостей практически нет.

Серые переходные слои, залегающие между эйслебенскими слоями и медистыми сланцами, имеют мощность всего лишь несколько метров, максимум 14 м — в восточном форланде Гарца (см. таблицу). На юге они развиты значительно шире, чем эйслебенские слои, и так же, как последние, залегают на различных образованиях вплоть до вариссийского складчатого фундамента. Это конгломераты, песчаники, песчанисто-глинистые мергели и доломитовые мергели. Они вошли в литературу под разными названиями: "цехштейновый конгломерат", "белый лежень", "материнский флёт" (сильно известковистые части разреза), а в совокупности известны как "переходные слои". Наименование "серый лежень" следует применять лишь ко вторично осветленным образованиям нижней перми.

В последние годы многочисленные исследования в отдельных районах показали, что переходные слои присутствуют во всей области развития эйслебенских слоев и протягиваются южнее, почти до границы распространения моря следующей эпохи медистых сланцев.

В целом, как и в эйслебенских слоях, в них установлено снизу вверх и в латеральном направлении с юга на север изменение фаций от более грубозернистых к более тонкозернистым. Кроме того, возрастает содержание карбонатного материала вплоть до появления фации мергелей. Обширная площадь с постепенным изменением фаций находится севернее Галле-Хетштедтской гряды. Южнее располагается область с более сильной фациальной дифференциацией, происходящей даже на небольших расстояниях и отчасти также по вертикали, хотя и без заметного влияния вариссийского фундамента.

Несомненно, что уже перед отложением медистых сланцев накопилась осадочная толща, первично окрашенная в серый цвет, маломощная и генетически самостоятельная. Ее верхняя граница с медистыми сланцами всегда резкая, тогда как нижняя граница иногда устанавливается с трудом. Местами она проводится по седиментологическо-петрографическим признакам (Kriebel, 1968; Judersleben, Seidel, 1974 и др.). Для этой мелкообломочно-карбонатной толщи характерно мелкоритмичное строение (2–3 ритма), которое продолжается и в медистых сланцах. Содержание органического вещества более высокое, чем в эйслебенских слоях. В краевых отложениях иногда встречаются остатки растений, а в "материнском флётце" местами (вплоть до Тюрингенского Леса) отмечаются морские органические остатки. Особую фацию образуют песчаники белого лежня, которые в южном и восточном форланде Гарца должны рассматриваться как водные отложения (Kriebel, 1968; Kurze, 1974).

Среда осадконакопления

Более грубая фация эйслебенских слоев имеет облик речных отложений, точнее, отложений часто перемещающихся рек пустыни или плоскостных потоков. Однако и более мелкозернистая фация обнаруживает признаки непостоянной водной среды. Для всей Субгерцинской зоны и расположенной севернее области, простирающейся до линеамента Эльбы, можно предположить существование пологой "земноводной" (в основном континентальной) области транзита, через которую с частыми перерывами из горного складчатого сооружения (морфогена) в Северогерманско-Польскую впадину поступал обломочный материал (рис. 3). Лишь в последней существовал постоянный мелководный морской бассейн. Временами, вероятно, он вторгался в Субгерцинскую зону (повышенная соленость), намечая границу соленосной площади (Falke, 1974). В общем же ход седиментации во время накопления эйслебенских слоев определялся наземными текучими водами, более или менее перегруженными осадками. Их деятельность ослабевала из-за усиливавшегося подпора вод расширившейся к югу Северогерманско-Польской впадины и из-за обусловленных

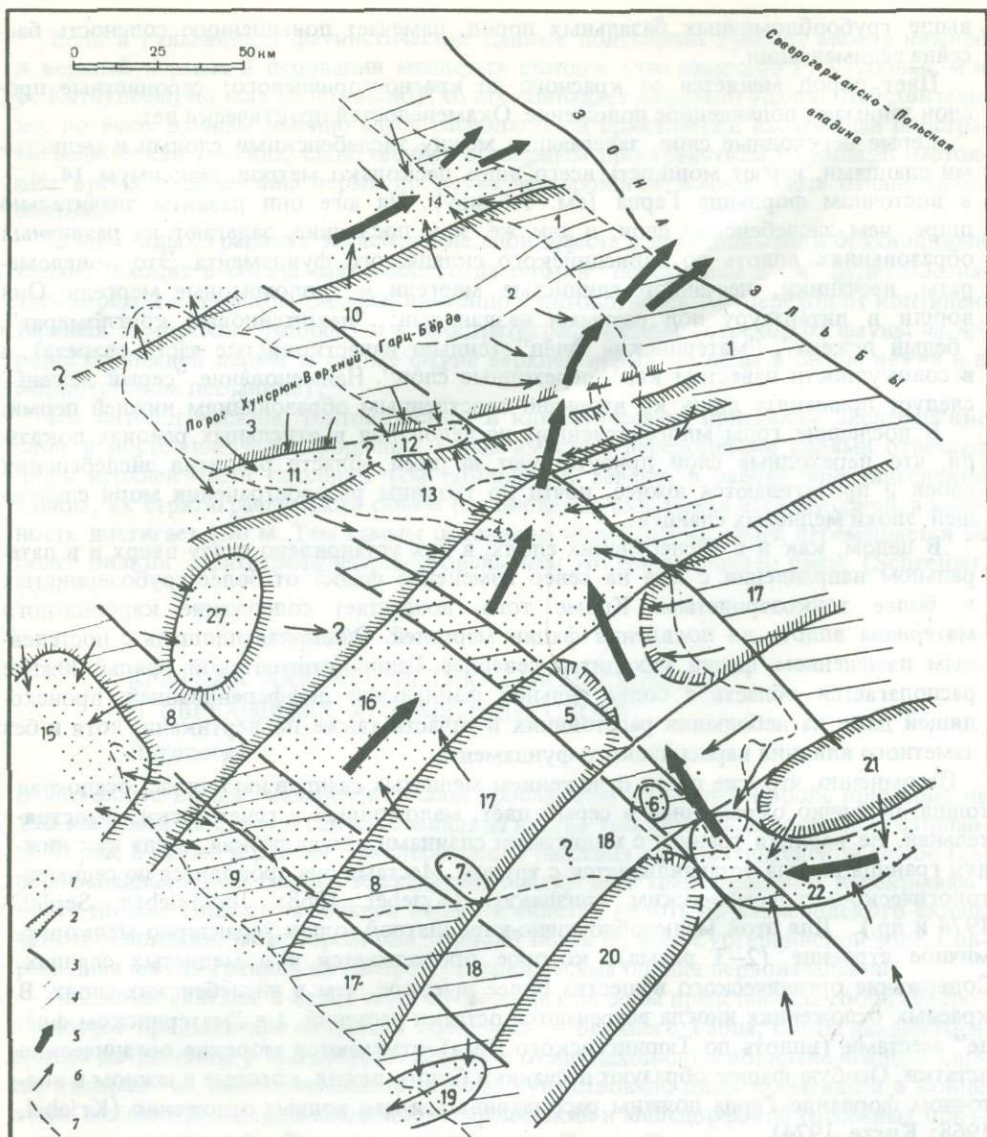


Рис. 3. Схема структуры и дренирующей сети в ранней перми

1 - области опускания с нижнепермскими осадками; 2 - поднятия, в основном следующие простираению тектогена; 3 - разломы; 4 - полосы глыб, снова ставшие мобильными в течение ранней перми; 5 - главные линии дренажа; 6 - прочие линии дренажа; 7 - поднятые в настоящее время глыбы вариссийского фундамента. Цифры на схеме: 1 - глыба Флехтинген-Рослау; 2 - Субгерциникум; 3 - Гарц; 4 - Хорнбургская антиклиналь; 5 - Хермундурская глыба; 6 - Герский бассейн; 7 - Рудольштадтский бассейн; 8 - глыба Плауд-Ордрюф; 9 - Тюрингский Лес; 10 - Акен-Гоммернская кварцитовая гряда; 11 - Ильфельдский бассейн; 12 - Мейсдорфский бассейн; 13 - поднятие Рула-Лангельзальца; 14 - Эркслебенский бассейн; 15 - впадина Верра; 16 - Заальский бассейн; 17 - Шварцбург-Северозападносаксонский антиклинорий; 18 - Восточно-Тюрингский синклинорий; 19 - Штокгеймский бассейн; 20 - Восточно-Тюрингский антиклинорий; 21 - антиклинорий Гранулитовых гор; 22 - Рудногорский бассейн

климатическими факторами изменений условий осаднения в области вторжения, т.е. в морфогене.

Это ритмическое развитие с накоплением обломочного материала не прерывалось в эпоху образования переходных слоев. Однако при этом усилились вещественные изменения: возросло количество карбонатного материала и уменьшилась доля обломочных компонентов. Речная и литоральная область накопления грубообломоч-

ного материала сузилась, а поступление этого материала сократилось. Однако осушение территории (судя по распространению трещин усыхания) представляло собой редкое явление. Осаждение происходило в основном в субаквальных морских условиях, обуславливавших накопление сероцветных осадков. Отсюда вытекает постепенный переход к седиментации в эпоху медистых сланцев, в течение которой не было никаких признаков осушения территории.

Отложение эйслебенских слоев, как и всего вышележащего разреза, вплоть до цехштейна, сопровождалось отчетливыми климатическими изменениями, в значительной степени определившими переход от обломочных осадков к сильно карбонатным. Этот переход нельзя объяснить одной лишь пенепленизацией рельефа, поскольку в центральных частях тектогена вплоть до цехштейна I происходили дифференцированные глыбовые движения, местами выразившиеся и морфологически. Структуры осадков отражают перестройку от пульсирующего переноса "толчками" в перегруженной осадками среде к относительно равномерным, энергетически бедным условиям переноса при более спокойном водном режиме.

О более благоприятных условиях для жизни в такой обстановке свидетельствует возрастающее количество в осадках остатков растений. Появление в сероцветных осадках каолиновых продуктов выветривания, отсутствующих в эйслебенских слоях, указывает и на изменившиеся условия выветривания. Присутствие в цементе ангидрита позволяет допустить одновременное существование высоких температур и высоких скоростей испарения.

Вероятно, необходимо считаться с многократностью явных изменений климата в течение рассматриваемого отрезка времени. По-видимому, они запечатлены в мелких осадочных ритмах. На такую связь указывает продолжение мелкой ритмичности из обломочных фаций в фации все более карбонатные при одновременном сокращении мощности отдельных ритмов.

Переход к постоянному водному бассейну в рассматриваемой области не предполагает каких-то особенно интенсивных опусканий, поскольку для эпохи медистых сланцев были свойственны относительно мелководные условия. Недостаточное поступление обломочного материала при той же интенсивности векового опускания уже само по себе объясняет образование этой пологой отрицательной формы. Поэтому трансгрессия является не столько следствием векового опускания, сколько результатом все более отстающего от него заполнения отрицательной структуры обломочным материалом. Именно такой характер имел морской бассейн эпохи медистых сланцев в рассматриваемой области, заложенный в конце саксония.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Связь времени и мощности, сопоставление с одновременным осаднением в смежных областях

Вытекающая из излагаемых данных связь времени и мощностей наглядно показана на рис. 4. На долготном профиле между Флехтингенской глыбой и Тюрингенским бассейном эйслебенские слои при общем омоложении и утонении ложатся на более древние образования. Одновременно с ходом вещественного развития обнаруживается усиление пенепленизации рельефа и объединение бывших прежде изолированными областей осаднения. Впервые на довольно длительное время седиментация переходит к югу за линеамент Эльбы, определяющий южный край Северогерманско-Польской впадины.

Однако в течение всего саксония прогибы в области развития эйслебенских слоев сохранялись в одних и тех же размерах. При этом более узкие области опускания на юге противостояли (особенно в раннем саксонии) одной, единой области прогибания на севере. В примыкающих с юга районах сильные и дифференцированные движения, приуроченные к небольшим площадям, проявлялись вплоть до позднего саксония и прекратились лишь в цехштейне. Например, в Тюрингенском

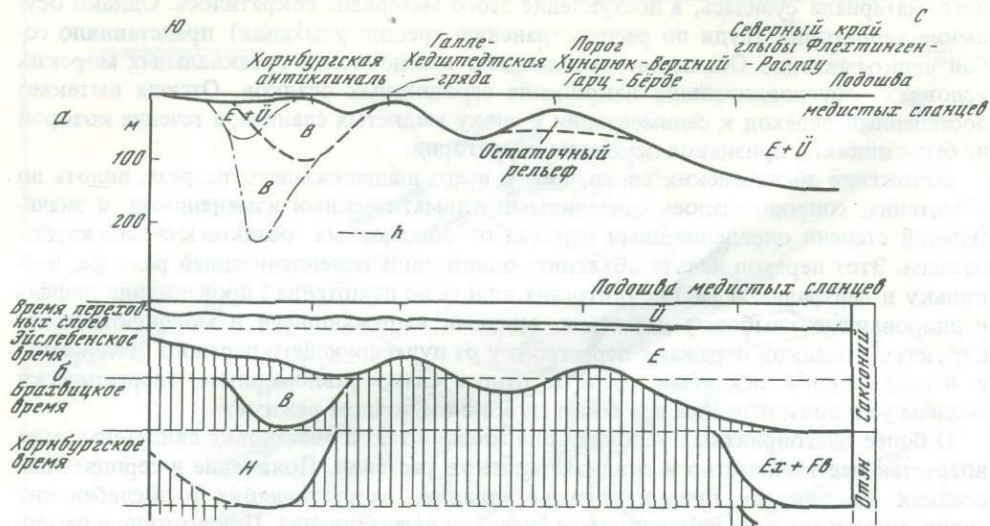


Рис. 4. Палеотектоническая схема пространственно-временного развития в районе между Флеттингенской глыбой и Тюрингским бассейном, составленная для подошвы цехштейна (подошва медистых сланцев)

a – мощности в саксонии; *б* – развитие в конце отэна – саксонии.

Сокращения: Ü – переходные к цехштейну слои; E – эйслебенские слои; B – браунцикские слои; H – хорнбургские слои; Fb – флеттингенский строительный песчаник; Eх – эркслебенские слои; *h* – профиль восточнее Хорнбургской антиклинали в районе Кверфурта

Лесу и во впадине Верра в саксонии накопились осадки мощностью до нескольких сот метров. Такие цифры намного больше величин, характерных для более северной области. Однако они не превышают порядок величин, типичный для Северогерманско-Польской впадины.

Из-за нерешенных стратиграфических вопросов сопоставления со смежными областями пока затруднительны.

К этой еще мобильной в саксонии области приурочены последние проявления субсеквентной вулканической деятельности в ранней перми (Тюрингский Лес и впадина на Саар-Наэ). Фации здесь более изменчивы (от грубо- до мелкообломочных и карбонатных). Осадки еще явно имеют молассовый характер.

Объединение областей седиментации, мобильных в саксонии, произошло лишь во время отложения переходных слоев (см. таблицу), которые почти сплошным покровом распространены в границах цехштейнового моря. Впервые было захвачено морем поднятие Хунсрюк – Верхний Гарц – Бёрде в районе Везера, и возник долготный пролив к западу от Гарца. Восточнее в виде острова сохранился останец, протягивающийся на север от Эйхсфельда до Верхнего Гарца. Аналогичные останцы поднятий существовали еще в северо-западной части Тюрингенского Леса и в районе Майна (поднятие Шпессарт). Фации в южных краевых областях соответствуют описанным. Мощности большей частью составляют менее 10 м. Между Майном и Верхней Веррой они достигают 40 м (Trusheim, 1964). Эти повышенные мощности приходятся на область Франконской впадины (в цехштейне I, Dittrich, 1966) и могут свидетельствовать об усиленном опускании, которое продолжалось здесь и северо-западнее, во впадине Верра, в цехштейне I. Развита и фация, похожая на песчаники белого лежня Мансфельдской мульды (корнебергский песчаник, Orregermann, 1971).

Аналогичным образом в области Везера западнее Гарца распространены светлые пески (корнебергский песчаник), также достигающие мощности 40 м. Они залегают между отложениями саксония или вариссийским фундаментом и медистыми сланцами или цехштейновым известняком. Восточнее Эльбы, у Шпремберга (Siegert, 1963) изучены отложения фации белого лежня мощностью до 14 м, за-

легающие под медистыми сланцами, но выше образований нижней перми и фундамента. Они несут отчетливые признаки накопления в водной среде.

Еще восточнее, в пределах Предсудетской моноклинали (ПНР), прослой белых или серых песков в фации белого лежня появляются между красноцветными осадками и медистыми сланцами или их аналогами. Их мощность достигает 40 м. Иногда наблюдаются красные крапинки или пятна. находка формы *Lingula* наряду с глауконитом нетерригенного происхождения указывает на морские условия (Wyżykowski, 1965).

Обе последние области расположены уже в краевых частях Северогерманско-Польской впадины, однако описанные выходы подчеркивают генетическую самостоятельность переходных слоев, в отличие от красноцветных осадков саксония.

Палеотектоническая принадлежность эйслебенских и переходных слоев

Одновременно с непрерывным литологическим развитием от псефитовых базальных горизонтов эйслебенских слоев через сероцветную переходную пачку вплоть до цехштейна I происходило соответствующим образом направленное палеотектоническое развитие. Оно регулировалось взаимопроникающими и затухающими процессами, которые определяли структурное и морфогенетическое развитие варисцийского тектогена в молассовую стадию, выражаясь в усилении протяженных варисцийских элементов северо-восточной ориентировки благодаря формированию структурных волн, сравнительно слабо нарушенных разрывообразованием (крупная волнистость); в повторном разрывно-тектоническом дифференцированном смещении косо и диагонально ориентированных относительно них элементов; в проявлении связанного с разрывными импульсами вулканизма и сопровождающих его вулкано-тектонических структур, в частности образовании кальдероподобных обрушений. Нижнепермские осадки более не затрагивались складчатостями, заслуживающими упоминания.

Разрывно-тектонические процессы прежде всего привели к поперечному расчленению территории вдоль линий северо-западного простирания, часто обуславливая соответствующую ориентировку границ уже существовавших бассейнов или заложение косо расположенных новых бассейнов (Seifert, 1972; Lütznier, 1974).

Столь же отчетливо описанные раннепермские процессы отражала дренирующая сеть, выделяющаяся по осадкам (см. рис. 3). Господство определенного структурного плана, продолжавшего развиваться в течение силезия и почти всей ранней перми, влияло на постоянство главных направлений стока вод, выбиравших структурно predeterminedенные пути. Их влияние исчезло лишь в саксонии.

Продолжавшееся с силезия развитие протяженных северо-восточных мегаструктур при одновременных тектонических импульсах вдоль разломов, протягивавшихся косо и диагонально относительно этих структур, затухало в течение саксония, в области развития эйслебенских слоев, но полностью не прекращалось. Последние проявления этих процессов еще находили отражение в седиментации эйслебенских слоев (см. рис. 4, южная часть профиля). Южнее они продолжались вплоть до цехштейна I.

В базальных псефитах эйслебенских слоев еще отчетливо заметно влияние последних тектонических импульсов, особенно на поднятиях в области развития вулканитов. Как и в восточном форланде Гарца, распределение гальки по всей Субгерцинской зоне обнаруживает тесную зависимость от фундамента. Уменьшение мощности в районе гряды Акен-Гоммерн в первую очередь связано с поступлением материала от разрушения остаточного рельефа северо-восточного окончания поднятия Хунсрюк — Верхний Гарц — Бёрде.

Сначала перенос материала происходил вдоль вытянутых зон опускания — Заальской впадины на юго-востоке и Аллер-Окерской на северо-западе. Основными путями переноса служили бортовые части впадин, поскольку в их внутренних частях седиментация была нарушена приподнятыми вулканическими массивами.

Иногда обломочный материал поступал во впадины с обрамляющих поднятий, причем влияние Акен-Гоммернской кварцитовой гряды (главного морфологического элемента поднятия) проявлялось особенно отчетливо. Этот водораздел явно еще не был переписан дренажной системой.

С другой стороны, наметилось расчленение области осадконакопления в поперечном направлении на структурные элементы, ориентированные на северо-запад. Они хорошо видны на карте по латеральным пережигам фации песчанников сланцев в районе Галле-Хетштедтской гряды (Kriebel, 1968), по замыканию (или пережигу?) поля развития эйслебенских слоев в районе позднейшей Хермундурской глыбы (см. рис. 1, 3). Здесь вытянутые в северо-западном направлении глыбы, имевшие слабую тенденцию к поднятию на рубеже брахвицкого и эйслебенского времени, несколько притормозили седиментацию. Точно так же можно объяснить местную специфику условий переноса обломочного материала на Флехтингенской глыбе у Беберталя. По времени эти импульсы соответствовали тем, которые вызвали в восточном форланде Гарца седиментацию грубообломочных брахвицких слоев, т.е. приходились на рубеж отэна и саксония.

К концу этого периода седиментации нивелировка рельефа на обширных площадях и опускание, распространявшееся из главного бассейна с севера на юг, привели к формированию единого уклона на север-северо-восток и к накоплению осадочного материала на обширных пространствах. Седиментация широким фронтом распространилась далее на юг через Эльбский линеамент. Вдоль поднятия Хунсрюк — Верхний Гарц — Бёрде из-за морфологического влияния Акен-Гоммернской кварцитовой гряды эта трансгрессия отстала. Поэтому область седиментации более всего расширилась на юг к западу и востоку от Гарца.

Такое развитие показывает, что по сравнению с прежними периодами мобильность варисцийских мегаструктур, как и ориентированных в северо-западном направлении новообразованных глыб, в эйслебенское время стала затухать. В основном действовали лишь конседиментационные процессы. Но деформация дна бассейна не превышала той степени, которая присуща платформенной стадии.

Таким образом, эйслебенские слои образуют осадочное тело, отвечающее мегаритму, который омолаживается к югу и сокращается во времени. Его грубозернистое основание обусловлено предшествовавшими дифференцированными тектоническими импульсами, последними в молассовой стадии. Это осадочное тело впервые связало изолированные ранее области седиментации нижней перми. Совместно с залегающими в его кровле переходными слоями оно охватывает саксоний (в своем максимальном объеме). Это тело представляет собой связующий член между образованиями, мощно развитыми в Северогерманско-Польской впадине, и фациально дифференцированными разновозрастными осадками в примыкающих с юга областях, в которых тектоническое развитие не продвинулось столь далеко. В хронологическом плане описанное осадочное тело занимает положение поздней молассы, а в фациальном — внешней молассы, проникшей в горное сооружение (см. статью Г. Лютцнера и др. в данном сборнике).

Расширение области осадконакопления до границ цехштейнового бассейна и ослабление влияния на форму и развитие бассейна варисцийских структур и разрывной тектоники происходили во время отложения переходных слоев с севера на юг. Условия осадконакопления при этом также постепенно менялись и поэтому платформенный режим в южной области установился позднее. Здесь лишь переходные слои объединили прежде разобщенные межгорные бассейны осадконакопления.

Положение цехштейна I в южной Тюрингии

Южнее Тюрингенского Леса деформации варисцийского простирания происходили еще в цехштейне I. Впадины цехштейна I — Верра и расположенная юго-восточнее Франконская, судя по месту их заложения и распространению солей мощностью до 300 м, наследуют северо-восточное простирание варисцийских зон

опускания. Напротив, их внутреннее расчленение и северное ограничение определяются северо-западными элементами (Kästner, 1972).

Вместо заполнения областей опускания обломочными осадками образовавшиеся отрицательные формы компенсировались отложением (при отчасти изменившемся климате) эвапоритов. Судя по некоторым палеотектоническим признакам, цехштейн I представляет здесь ту же стадию развития (переходную от морфогена к платформе), что и эйслебенские слои на севере, при измененном вещественном составе, что обусловлено климатическими факторами. Цехштейн I этого вытянутого к северо-востоку краевого бассейна цехштейнового моря может рассматриваться как резко недонасыщенная обломочным материалом поздняя моласса. Смена вещественного состава не отмечает здесь начало платформенной стадии, поскольку морская трансгрессия быстрее продвигалась на юг, чем платформенный режим. Решающее влияние на формирование пород оказало изменение климата.

В противоположность обычному перемещению складчатости и распространению последующего морфогенеза из внутренних областей к внешним в саксонии намечается пространственное перемещение переходной зоны между молассовым и платформенным режимами из внешней области во внутреннюю часть тектогена. Оно отвечает опусканию горного сооружения, постепенно распространяющемуся сначала на его краевые, а затем на центральные части. Однако фронт опускания протягивался не строго параллельно внешнему краю. Иногда резкой границы во времени и пространстве нет, появляются постепенные переходы, оба режима переплетаются. При этом крупноплощадные опускания платформенного этапа охватили более внутренние области горного сооружения раньше, чем там прекратилась подвижность узких продольных и поперечных структур. С постепенным ослаблением локальных глыбовых движений платформенный режим проявлялся все отчетливее. Поэтому следует говорить о целом отрезке времени от саксонии до цехштейна I, в течение которого (в зависимости от позиции в тектогене) молассовый этап сменялся платформенным режимом.

После довольно длительного перерыва северо-западная система структур заново активизировалась при германотипном тектогенезе плиты (конец мезозоя — кайнозой) одновременно с разломами по юго-западному краю Восточно-Европейской платформы. С другой стороны, уже раньше в отдельных частях варисцийского тектогена, например по линеamentу Эльбы и в фундаменте Тюрингии (под силезием, Behr, 1966), существовали структурные элементы, ориентированные на северо-запад. Поэтому можно допустить существование заложенной в доварисцийское время северо-западной системы структур, которая в более стабильных ядерных частях тектогена пережила складчатости. Во время дальнейшего разрывно-тектонического развития в ходе орогенного этапа она распространилась из этих ядерных частей на всю область тектогена и испытала реактивизацию.

Возможно, это явление не только геометрически, но и функционально связано с юго-западным краем Восточно-Европейской платформы. По-видимому, северо-западные структуры своим возникновением были обязаны особому, длительно существующему режиму, проявление которого в пространстве и времени было прервано варисцийским тектогенезом.

ВЫВОДЫ

Эйслебенские слои образуют осадочное тело (ответчающее мегаритму) мощностью до 150 м, к югу омолаживающееся и сокращающееся по своему стратиграфическому диапазону. Вместе с перекрывающими переходными к цехштейну слоями оно охватывает весь саксоний и образует связующее звено между мощно развитыми образованиями в Северогерманско-Польской впадине и фациально диффе-

ренцированными разновозрастными отложениями в примыкающих с юга областях варисийского тектогена. В отличие от последних, это формационное тело лишь в начале седиментации испытало влияние структурных процессов молассового этапа. По времени образования оно представляет собой позднюю молассу, в фациальном отношении — внешнюю молассу. На ход его седиментации существенное влияние оказывали изменения климата.

Во время молассового этапа тектоническая подвижность узких глыбовых зон в центральных частях горных сооружений сохранялась до цехштейна I. Недостаточное поступление обломочного материала привело (при существовавших климатических условиях) к заполнению областей опускания эвапоритами (область Верры).

В противоположность перемещению складчатости в варисийском тектогене от центра к краевым частям смена орогенного режима платформенным происходила раньше во внешней части горного складчатого сооружения и позже в его внутренних частях. Но в целом этот процесс перехода орогенного этапа в платформенный был ограничен определенным отрезком времени, охватывающим саксоний и цехштейн I.

ЛИТЕРАТУРА

- Банквиц П., Фришбуттер А., Банквиц Э. Строение и тектоническое развитие зоны Эльбы. — В сб.: Тектоника варисид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.
- Behr H.-J. Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1966, 11.
- Benek R., Paech H.-J. Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). — Z. geol. Wiss., 1974, N 10.
- Burchardt I. Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten zur Tiefenkartierung der Weferlingen-Schönebecker Triasplatte (Subherzyne Scholle). — Geologie, 1969, 18.
- Dittrich E. Einige Bemerkungen über Rand- und Schwelenausbildungen im Zechstein Thüringens. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1966, 11.
- Eigenfeld F., Schwab M. Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., 1974, N 2.
- Fabian H.-J. Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. — Geol. Jahrb., 1957, 73.
- Fabian H.-J. Neue Beobachtungen zur Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1958, 109, N 2.
- Falke H. Die Zusammenhänge zwischen Sedimentation, Regionalrelief und Regionalklima im Rotliegenden des Saar-Nahe-Gebietes. — Geol. Rundschau, 1964, 54.
- Falke H. Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. — Geol. Rundschau, 1974, 63.
- Hagendorf U., Schwahn H.-J. Sedimentpetrographische und paläontologische Untersuchungen des Permosiles im Untergrund der Querfurter Mulde. — Hallesches Jahrb. mitteldeutsche. Erdgesch., 1967, 9.
- Haubold H., Katzung G. Die Abgrenzung des Saxon. — Geologie, 1972, 21, N 8.
- Haubold H., Katzung G. Das Typus-Gebiet der Autun/Saxon — Grenze im Thüringer Wald. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1972b, 17.
- Helmuth H. Zur Fazies des Oberrotliegenden in NE-Mecklenburg. — Geologie, 1968, 17, N 1.
- Herrmann R. Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Stockheimer Beckens unter besonderer Berücksichtigung des thüringer Teiles. — Geologie, 1958, 7, N 2.
- Hoyningen-Huene E. v. Das Permokarbon im östlichen Harzvorland. — Freiburger Forschungsh., C, 1960, 93.
- Hoyningen-Huene E. v. Das Alter der Hornbürger Schichten, ein Diskussionsbeitrag. — Geologie, 1967, 16, N 10.
- Hoyningen-Huene E. v. Paläogeographische Entwicklungsgeschichte des Perms in der DDR. — Habilschr. Leipzig, 1968.
- Jubitz K.-B. Zur Problematik tektonischer Untersuchungen im Deckgebirge STILLES (Tafeldeckgebirge und Molassenstockwerk). — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Jüdersleben G. Zur Petrologie des sedimentären Rotliegenden im Thüringer Wald und in seinem Vorland. — Jahrb. Geol., 1972, 4.
- Jüdersleben G., Seidel G. Zur Petrologie des Zechsteinkonglomerates im Thüringer Becken und unter dem Südwestthüringischen Triasgebiet. — Z. geol. Wiss., 1974, N 2.
- Kästner H. Der Zechstein in Süd- und Südwestthüringen. Zusammenfassung und Diskussion des Kenntnisstandes. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1972, 17.
- Katzung G. Das Permosiles im Südtteil der Deutschen Demokratischen Republik. Ein Überblick. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970, 15.

- Katzung G.* Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. – Geologie, 1972, 21, N 4/5.
- Knoth W.* Zur Lithologie und Paläogeographie des höheren Rotliegenden im Thüringer Wald. – Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970, 15.
- Kriebel U.* Stratigraphie und Paläogeographie im Übergang vom Rotliegenden zum Zechstein im südöstlichen Harzvorland. – Jahrb. Geol., 1968, N 2.
- Kurze M.* Zur sedimentpetrologischen Analyse sandiger Schichtenfolgen. – Freiburger Forschungsh. C, 1974, N 301.
- Kurze M., Schmidt H., Dütsch M.* Das Weißliegende im östlichen Harzvorland. – Jahrb. Geol., 1968, N 2.
- Lorenz V.* Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberrotliegenden in der Umgebung von Schweisweiler und Winnweiler/Pfalz. – Abhandl. hess. Landesamt Bodenforsch., 1971, 60.
- Lüthke J.* Schotteranalytische Untersuchungen im Permosiles des östlichen Harzvorlandes. – Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1969, 9.
- Lütznert H.* Fazies und Transportrichtung im Oberrotliegenden von Elgersburg (Thüringer Wald). – Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1966, 11.
- Lütznert H.* Sedimentation des Rotliegenden im Thüringer Wald. – Greifswald Ernst-Moritz-Arudt-Univ., Diss. (B), 1974.
- Luge J.* Zur geologischen Stellung der Eislebener Schichten. Ihre Bedeutung für die Genese des Kupferschiefers. – Z. angew. Geol., 1965, 11.
- Oppermann S.* Die Zechstein-Basis sedimente des Richelsdorfer Gebirges. – Abh. hess. Landesamt Bodenforsch., 1971, 60.
- Rentzsch J.* Die feinstratigraphisch-lithologische Flözlagenparallelisierung in Kupferschiefer am Südrand des norddeutschen Zechsteinbeckens. – Z. angew. Geol., 1965, 11.
- Schiemenz S.* Schotteranalyse des Porphyrkonglomerates im oberstem Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes. – Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1957, 2.
- Schmidt H.* Lithologische und sedimentpetrographische Untersuchungen der Eislebener Schichten im südöstlichen Vorland des Harzes. – Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1969, 9.
- Schreiber A.* Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges. – Freiburger Forschungsh. C, 1960, 82.
- Schwab M.* Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im Permosiles Mitteleuropas. – Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970a, 15.
- Schwab M.* Die Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permosiles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes. – Geologie, 1970b, N 19.
- Seifert J.* Das Perm am Südostrand des Thüringer Beckens. – Jahrb. Geol., 1972, N 4.
- Siegert Ch.* Das Liegende des Kupferschiefers im Raum Spremberg-Weißwasser. – Z. angew. Geol., 1963, 9.
- Trusheim F.* Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefenbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953–1960. – Geol. bavarica, München, 1964, 54.
- Trusheim F.* Zur Bildung der Salzlager in Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. – Beih. Geol. Jahrb., 1971, 112.
- Ullrich H.* Zur Stratigraphie und Paläontologie der marin beeinflussten Randfazies des Zechsteinbeckens in Ostthüringen und Sachsen. – Freiburger Forschungsh. C, 1964, N 169.
- Wyżykowski J.* Die Lithologie des Zechsteins in der Vorsudetischen Monoklinale und das Auftreten der Roten Fäule. – Freiburger Forschungsh. C, 1965, N 193.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНЫХ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР ВАРИСЦИД ЮГА СИБИРИ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

ВВЕДЕНИЕ

За последние годы в СССР прочно вошло в геологическую науку понятие об орогенных областях или системах как третьем элементе земной коры, равноценном геосинклиналям и платформам (Богданов, 1959; Шейнманн, 1959; Херасков, 1963 и др.). Это позволяет с новых позиций подойти к тектоническому районированию хорошо известных территорий и значительно уточнить представления об их геологической истории.

В советской литературе описываются многочисленные, различные по возрасту и генезису депрессивные орогенные структуры. В генетическом отношении они подразделяются на две основные группы: 1) прогибы, завершающие геосинклинальное развитие, эпигеосинклинальные ("протоорогенные", по К.В. Боголепову, 1968), возникающие сразу после замыкания геосинклинальной системы и развитые только внутри этой системы или вдоль ее бортов; 2) прогибы, не связанные с геосинклинальным периодом развития того складчатого сооружения, в пределах которого они развиты ("дейтероорогенные", по К.В. Боголепову). Прогибы этой группы распространены значительно шире первых и весьма разнообразны по своей природе. Одной из разновидностей таких прогибов являются варисцидские орогенные прогибы юга Сибири (Матвеевская, 1966, 1968, 1969, 1973), развивающиеся одновременно с геосинклинальными прогибами в пределах рамы складчатости и поэтому названные сингеосинклинальными. Они располагаются на различных по возрасту и тектонической природе более древних складчатых сооружениях, но довольно надежно отделяются от соседних геосинклиналей по составу отложений, характеру их распространения по латерали и вертикали, типам складчатых структур, проявлениям магматизма и другим менее показательным признакам.

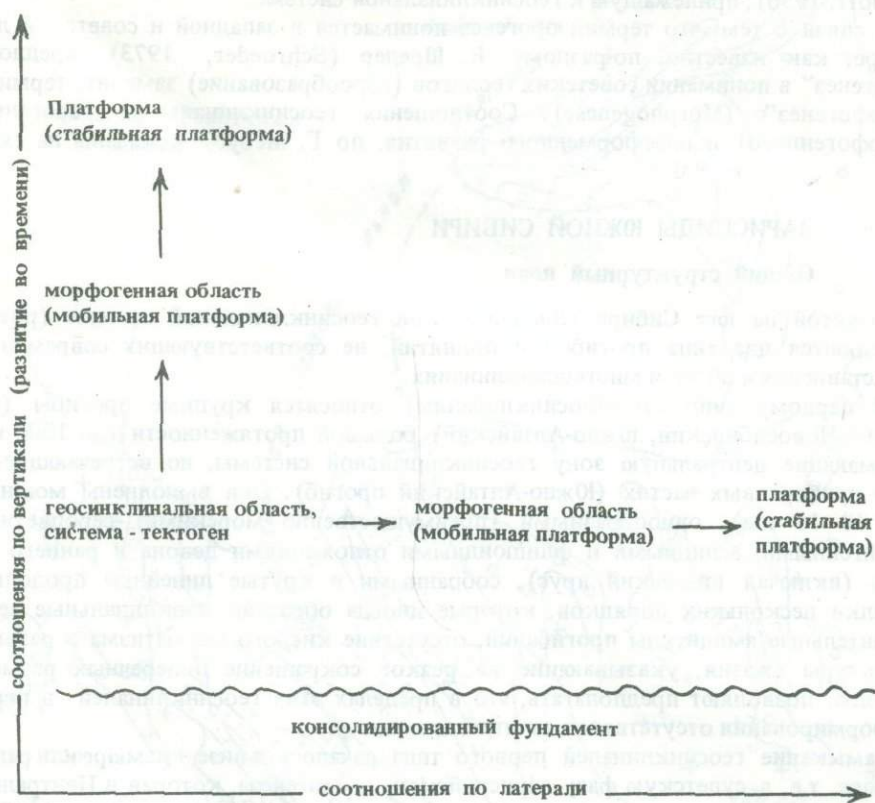
С сингеосинклинальными орогенными прогибами связаны различные, иногда значительные месторождения меди (медистые песчаники Казахстана), полиметаллов, железа, бокситов (Центральный Казахстан, Саяно-Алтайская область), многочисленные широко известные месторождения каменного угля (Кузнецкий, Карагандинский, Минусинский бассейны и др.) и многих других полезных ископаемых, в том числе в крупных прогибах, возможно, газа и нефти. Таким образом, выявление варисцидских прогибов указанного типа в различных районах может служить не только теоретическим, но и практическим целям.

Значительно слабее вопросы выделения орогенных областей и конкретных структур, в частности орогенных прогибов, разработаны в Западной Европе.

В этой связи на основании сопоставления некоторых варисцидских орогенных структур Сибири и разновозрастных прогибов окраинных областей Реногерцинской геосинклинальной зоны делается попытка выяснить, существуют ли среди них структуры, относящиеся к ряду орогенных и в том числе сингеосинклинальных орогенных прогибов.

Для более полного взаимопонимания геологов различных школ рассмотрим некоторые исходные позиции. Известно, что С. Бубнов (Bubnoff, 1938)

Схема соотношений геосинклинальных, морфогенных (орогенных) и платформенных структур в пространстве и времени (по Г. Мебусу)



считал, что существуют три главные формы движений, присущих коре континентального типа, — эпейрогенез, тектогенез и диктиогенез. Эти понятия, несмотря на их схематичность, не утратили своего значения и в настоящее время.

Эпейрогенез (Stille, 1920) охватывает в целом области, равноценные по размерам континентам, длится на протяжении геологических периодов и не изменяет внутреннего строения подверженных его влиянию областей земной коры. Причинами обратимых погружений и поднятий, которые приводят к обширным трансгрессиям и регрессиям, служат предположительно глубинные процессы, действующие в земной коре или верхней мантии (Belousov, 1974). Эпейрогенетические движения наиболее типичны для платформ, представляющих собой стабильные участки континентальной земной коры.

Под понятием тектогенез С. Бубнов, ссылаясь на Е. Хаарманна (Haarmann, 1926), объединяет все интенсивные, изменяющие структуру движения, которые охватывают небольшие по сравнению с континентальными блоками пространства, проявляясь с эпизодически возрастающей силой. Типичными областями проявления тектогенетических движений являются геосинклинали, представляющие собой относительно узкие, сильно вытянутые по простиранию мобильные зоны земной коры, которые под влиянием тектогенеза превращаются в тектогены.

Диктиогенез, или каркасообразующие движения (Bubnoff, 1938), характеризуются поднятиями и опусканиями относительно небольших блоков земной коры, которые влияют на морфологию рельефа. Связанные с ними внутренние структурные изменения указывают на их тесную связь с разломами, которые часто бывают глубинными и древнего заложения.

Наиболее типичными областями проявления диктиогенетических движений являются области горообразования, т.е. орогенные области (Morphogenbereiche).

Последние, по мнению Г. Мёбуса, развиваются в виде более или менее широкой зоны, представляющей собой мобильную платформу (подвижного рельефа; Bubnoff, 1956), прилежащую к геосинклинальной системе.

В связи с тем, что термин орогенез понимается в западной и советской литературе, как известно, по-разному, Е. Шредер (Schroeder, 1973) предложил "орогенез" в понимании советских геологов (горообразование) заменить термином "морфогенез" (Morphogenese). Соотношения геосинклинального, орогенного (морфогенного) и платформенного развития, по Г. Мёбусу, показаны на схеме.

ВАРИСЦИДЫ ЮЖНОЙ СИБИРИ

Общий структурный план

В развитой на юге Сибири, Обь-Зайсанской геосинклинальной системе (рис. 1) выделяются два типа прогибов и поднятий, не соответствующих современным представлениям об эв- и миогеосинклиналиях.

К первому типу (телегеосинклиналиям) относятся крупные прогибы (Калбинско-Новосибирский, Южно-Алтайский) большой протяженности (до 1000 км), занимающие центральную зону геосинклинальной системы, но встречающиеся и в ее прибортовых частях (Южно-Алтайский прогиб). Они выполнены мощными (до 10–15 км), однообразными (преимущественно морскими) сероцветными терригенными, аспидными и флишoidalными отложениями девона и раннего карбона (включая визейский ярус), собранными в крутые линейные продольные складки нескольких порядков, которые иногда образуют изоклинальные серии. Значительные амплитуды прогибаний, отсутствие кислого магматизма и развитые структуры сжатия, указывающие на резкое сокращение поперечных размеров прогиба, позволяют предполагать, что в пределах этих геосинклиналий в период их формирования отсутствовал жесткий цоколь.

Замыкание геосинклиналий первого типа началось в визе – намюре или раннем намюре, т.е. в судетскую фазу варисцийского тектогенеза, которая в Центральной Европе рассматривается как главная фаза складчатости (Schroeder, 1968), и завершилось к началу среднего карбона. Гранитоидный магматизм, так же как и внедрение ультрабазитов, проявились здесь лишь в позднем карбоне – ранней перми, после замыкания прогибов. Накопление верхнепалеозойских молассовых, иногда морских отложений эпигеосинклинального орогенного этапа наблюдается только в узких прибортовых и приразломных зонах прогибов.

Геосинклиналии второго типа (гемигеосинклиналии) (200–600 км), расположенные преимущественно вдоль окраин геосинклинальной системы, сложены более разнообразными морскими отложениями среднего палеозоя, среди которых широко развиты серо- и пестроцветные терригенные, известняковые, иногда кремнистые и небольшое количество вулканогенных формаций спилито-диабазового или андезито-дацитового состава общей суммарной мощностью в крупных прогибах до 8–10 км. В некоторых прогибах (Жарминско-Саурский) широко проявился предположительно поздневизейский интрузивный магматизм габброидного и диоритового составов. Складчатость сжатия отсутствует. Тип структур – блоково-складчатый; складки ориентированы линейно. Перечисленные особенности говорят о развитии геосинклиналий второго типа на жестком, возможно, сиалическом основании. После преднамюрского перерыва, отвечающего по времени замыканию геосинклиналий первого типа, в позднем карбоне, перми и раннем мезозое в этих геосинклиналиях часто продолжали накапливаться эпигеосинклинальные, существенно континентальные молассовые угленосные, реже вулканогенные отложения. Сформировавшиеся таким образом эпигеосинклинальные орогенные прогибы иногда рассматриваются как краевые.

Геоантиклинальные поднятия сложены породами того же возраста, что и соседние прогибы, но, в отличие от последних, на большинстве из них широко развиты вулканогенные образования различного состава и девонский, а также верхнепалеозойский гранитоидный и основной интрузивный магматизм. Мно-

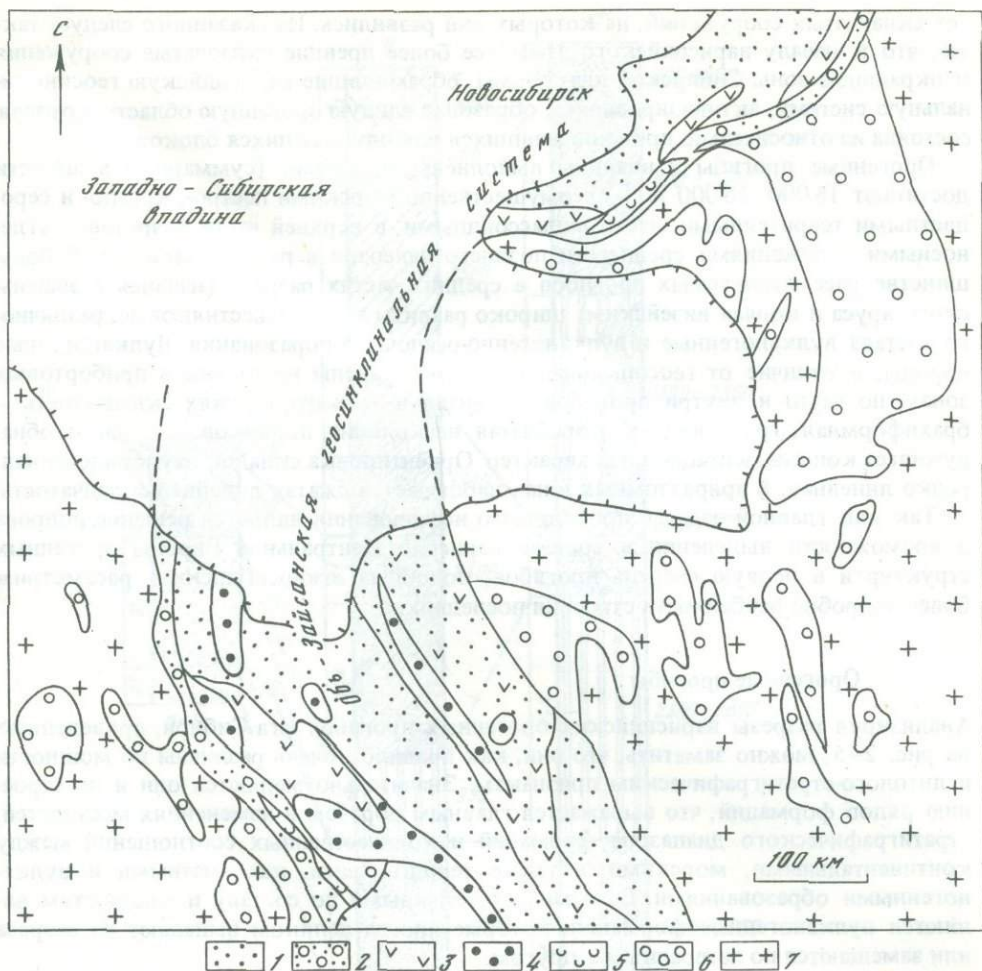


Рис. 1. Схема расположения варисцидских геосинклинальных и орогенных структур юга Сибири. Геосинклинальная система (тектоген): 1 – геосинклинальные прогибы первого типа; 2 – геосинклинальные прогибы второго типа; 3 – геосинклинальные поднятия; 4 – эпигеосинклинальные орогенные прогибы; 5 – краевые прогибы. Орогенная область (мобильная платформа): 6 – орогенные прогибы; 7 – орогенные поднятия

гочисленны перерывы и размывы отложений, а их мощности изменяются от сотен метров в ядрах антиклинорий до 12 000–14 000 м в прибортовых участках

Почти одновременно с Обь-Зайсанской геосинклинальной системой в позднепалеозойское или раннедевонское время на разновозрастных складчатых сооружениях ее западного и восточного обрамления, в различных тектонических условиях заложилась орогенная впадина и прогибы (такие, как Тенизская, Карагандинская впадины в Центральном Казахстане, Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской, Алтае-Салаирский, Кузнецкий прогибы, Минусинские и Рыбинская впадины в Саяно-Алтайской области) (см. рис. 1). Они обладают различной формой (изометричной, реже удлиненной) или состоят из ряда сопряженных впадин. Их размеры изменяются от десятков до 200–250 тыс. км². На протяжении среднего и позднего палеозоя крупные прогибы разделялись неодинаково приподнятыми, иногда частично затоплявшимися блоками фундамента. Но преимущественно эти блоки поднимались и служили источниками сноса обломочного материала.

Одновременность заложения этих орогенных прогибов и впадин и синхронность крупных этапов дальнейшей их эволюции с варисцидскими геосинклинальными прогибами позволяют не связывать их возникновение с предшествующей историей

тех складчатых сооружений, на которых они развились. Из сказанного следует также, что к началу варисцийского этапа все более древние складчатые сооружения и окраинные зоны Сибирской платформы, обрамлявшие варисцийскую геосинклинальную систему, активизировались, образовав единую орогенную область, которая состояла из относительно приподнимавшихся или опускавшихся блоков.

Орогенные прогибы и впадины выполнены мощными (суммарные мощности достигают 16 000–18 000 м)¹ преимущественно морскими пестро-, красно- и сероцветными терригенными, часто молассоидными, в верхней части разрезов — угленосными отложениями среднего и позднего палеозоя и раннего мезозоя. В большинстве рассматриваемых прогибов в средних частях разреза (начиная с эйфельского яруса и кончая визейским) широко развиты также известняковые, различного состава вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Вулканогенные породы, в отличие от геосинклиналей, распространены не только в приобортовых зонах, но часто и внутри прогибов. Развита в этих отложениях складчатость — брахиформная, гребневидная, коробчатая нескольких порядков — часто обнаруживает конседиментационный характер. Ориентировка складок неупорядоченная, редко линейная. В приразломных зонах наблюдается сжатая линейная складчатость.

Так как главной задачей проводимого исследования является решение вопроса о возможности выделения в составе варисцид Центральной Европы орогенных структур и в первую очередь прогибов, подобных южносибирским, рассмотрим более подробно особенности строения последних.

Орогенные прогибы

Анализируя разрезы варисцийских орогенных прогибов юга Сибири, приведенных на рис. 2–5, можно заметить, что они, как правило, очень различны по мощности и литолого-стратиграфическим признакам. Значительно меняются они и по строению рядов формаций, что выражается главным образом в изменениях мощностей, стратиграфического диапазона формаций и количественных соотношений между континентальными, морскими, а также терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями. Самыми неустойчивыми по составу и мощностям являются вулканогенные формации, которые иногда целиком выпадают из разреза или замещаются по латерали друг другом.

Наиболее изменчива нижняя — девонская — часть разрезов. В основании отложений девона, залегающего на разновозрастных образованиях раннего палеозоя и докембрия, во всех впадинах прослеживается неодинаковая по мощности (от 15 до 1000 м и более) красноцветная или сероцветная моласса. Исключение составляет лишь Юго-Западная Присалаирская мульда², где моласса замещена переотложенными продуктами додевонской коры выветривания. Вулканогенные формации раннего девона на некоторых участках прогибов и впадин (Минусинские и др.) залегают непосредственно на породах фундамента.

Девон сложен серо- и красноцветными терригенными, часто молассоидными образованиями, известняками, мергелями, доломитами, туфогенными и другими породами, находящимися в различных количественных соотношениях и в зависимости от последних образующих различные формации, часто (особенно в латеральном направлении) связанные между собой постепенными переходами³. Так, карбонатные отложения с подчиненными им серо- или красноцветными терригенными породами в ниже-среднедевонской части некоторых разрезов образуют мощную (до 2000–4000 м) органогенно-карбонатную формацию (см. рис. 2, 3 — Ануйский прогиб, Присалаирская мульда и юго-западная окраина Кузбасса). На восточной окраине Кузнецкого прогиба, а также в Минусинских и Рыбинской

¹ Вследствие частых перемещений зон максимальных прогибаний суммарные мощности отложений орогенных прогибов значительно превышают действительные.

² Северо-восточная обнаженная часть Алтае-Салаирской впадины (Матвеевская, 1956).

³ Посвятное описание состава отложений среднего и верхнего палеозоя всех рассматриваемых впадин Сибири, а также обоснование выделения формаций см. в работе А.Л. Матвеевской (1969).

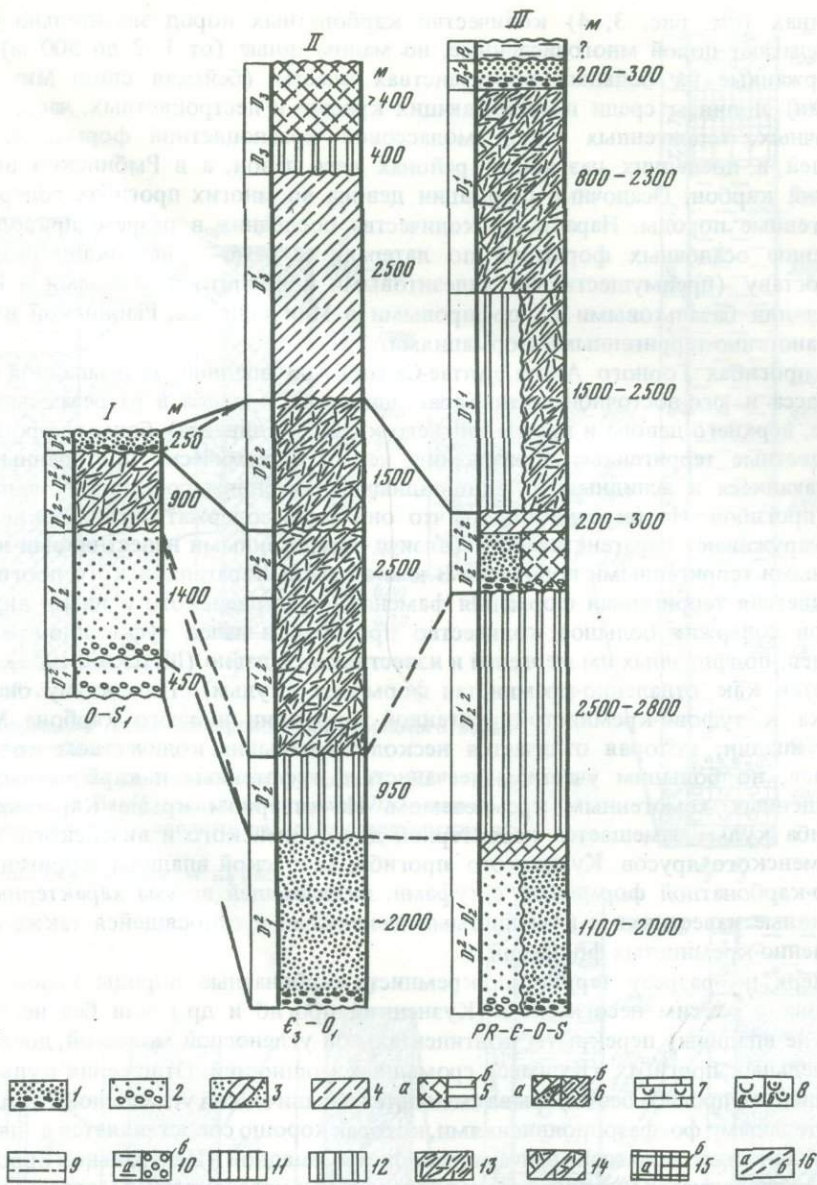


Рис. 2. Формации варисцийских прогибов Алтая

I — Барагашская впадина; II — Куратинская впадина; III — Уйменско-Лебедевской прогиб
 1-15 — формации: 1 — молассовая красноцветная, существенно грубообломочная; 2 — молассовая сероцветная; 3 — молассовая красноцветная и пестроцветная, существенно песчаная с известняками; 4 — терригенная сероцветная, иногда флишеподобная с пестро- и красноцветными пачками; 5 — терригенная зелено- или сероцветная, существенно песчано-алевролитовая, флишеподобная (а) или существенно глинисто-сланцевая (б); 6 — органогенно-карбонатная с красно- и пестроцветными терригенными породами (б) или с зелено- и сероцветными терригенными породами (б); 7, 8 — отдаленно-кремнистые: 7 — морская терригенно-кремнисто-известняковая с туфами; 8 — пестроцветная морская туфово-кремнисто-терригенная с известняками (а), зелено-сероцветная, туфово-кремнисто-терригенная с известняками, близкая к кульму Западной Европы (б); 9, 10 — угленосные: 9 — параличская с известняками; 10 — континентальная, существенно песчано-алевролитоглинистая (а), существенно грубообломочная конгломерато-песчано-алевролитовая (б); 11 — базальтовая; 12 — андезитовая; 13 — порфировая; 14 — вулканогенно-осадочная невыясненного состава; 15 — трапповая с сероцветными терригенными осадочными породами (а), с пестроцветными терригенными породами (б); 16 — линии сопоставления стратиграфических единиц (а) и формаций (б)

впадинах (см. рис. 3, 4) количество карбонатных пород значительно убывает. Они слагают порой многочисленные, но маломощные (от 1–2 до 300 м), иногда выдержанные на больших пространствах пласты (бейская свита Минусинских впадин) и линзы среди преобладающих красно- и пестроцветных, часто грубообломочных, терригенных пород молассовой красноцветной формации, охватывающей в последних названных районах весь девон, а в Рыбинской впадине и нижний карбон. Осадочные формации девона во многих прогибах содержат вулканогенные породы. Нарастание количества последних в разрезе приводит к замещению осадочных формаций по латерали и реже — вертикали различными по составу (преимущественно андезитовыми и риолито-дацитовыми в прогибах Алтая или базальтовыми и порфиоровыми в Минусинских, Рыбинской впадинах) вулканогенно-терригенными формациями.

В прогибах Горного Алтая, Алтае-Салаирской впадине, юго-западной окраине Кузбасса и юго-восточной части Карагандинского прогиба в разрезах живетского яруса, верхнего девона и иногда нижнего карбона (динанта) большую роль играют сероцветные терригенные образования, нередко ритмически построенные и приближающиеся к аспидным и флишоидным отложениям соседних геосинклинальных прогибов. Но их отличает то, что они часто содержат органические остатки и обнаруживают парагенетические связи с органогенными известняками и красноцветными терригенными породами. В южной части Карагандинского прогиба такая сероцветная терригенная формация фаменского, турнейского и низов визейского ярусов содержит большое количество прослоев и пачек туфогенно-кремнистых сланцев, подчиненных им мергелей и известняков и давно (Шатский, 1955) рассматривается как отдаленно-кремнистая формация (кульм). По составу она весьма близка к туфово-кремнисто-терригенной формации нижнего карбона Минусинских впадин, которая отличается несколько меньшим количеством кремнистых сланцев, но большим участием песчаных, туфогенных и карбонатных пород, насыщенных хемогенным кремнеземом. На северном крыле Карагандинского прогиба кульм замещается характерной для турнейского и визейского, а иногда и фаменского ярусов Кузнецкого прогиба, Тенизской впадины терригенно-кремнисто-карбонатной формацией с туфами, включающей весьма характерные серые массивные известняки с кремнистыми желваками и относящейся также к группе отдаленно-кремнистых формаций.

Вверх по разрезу терригенно-кремнисто-карбонатные породы низов нижнего карбона с резким несогласием (Кузнецкий прогиб и др.) или без него (Минусинские впадины) перекрыты континентальной угленосной молассой, достигающей в отдельных прогибах (Кузбасс) громадных мощностей. Отложения кульма Карагандинского прогиба без перерыва сменяются паралической угленосной толщей со значительными фосфатопроявлениями, которая хорошо сопоставляется с паралической угленосной молассой, венчающей кульм в Западной и Центральной Европе. Еще выше располагаются континентальная угленосная и красноцветная молассы верхнего палеозоя — нижнего мезозоя (см. рис. 5). В соседней Тенизской впадине угленосные образования верхнего палеозоя замещены красноцветными терригенными молассовыми. В Кузнецком, Минусинском и других прогибах Саяно-Алтайской области морские отложения в составе угленосной молассы играют сугубо подчиненную роль.

В прогибах Горного Алтая (см. рис. 2) нижний карбон почти отсутствует, а сохранившиеся кое-где обрывки угленосных отложений верхнего палеозоя лежат несогласно на разных горизонтах девона и переходных слоях к карбону или контактируют с ними по разломам.

Как видно из приведенных материалов, всем разрезам присуща одинаковая или близкая вертикальная последовательность осадочных формаций. Отдельные формации могут выпадать из разреза или замещаться по латерали родственными (молассовая красно- или сероцветная — молассовой красно- и пестроцветной с известняками; молассовая с известняками — органогенно-карбонатной с терригенными породами и т.п.), могут изменять мощности и стратиграфический объем, но положение в вертикальных формационных рядах орогенных прогибов юга Сибири они всегда сохраняют прежнее.

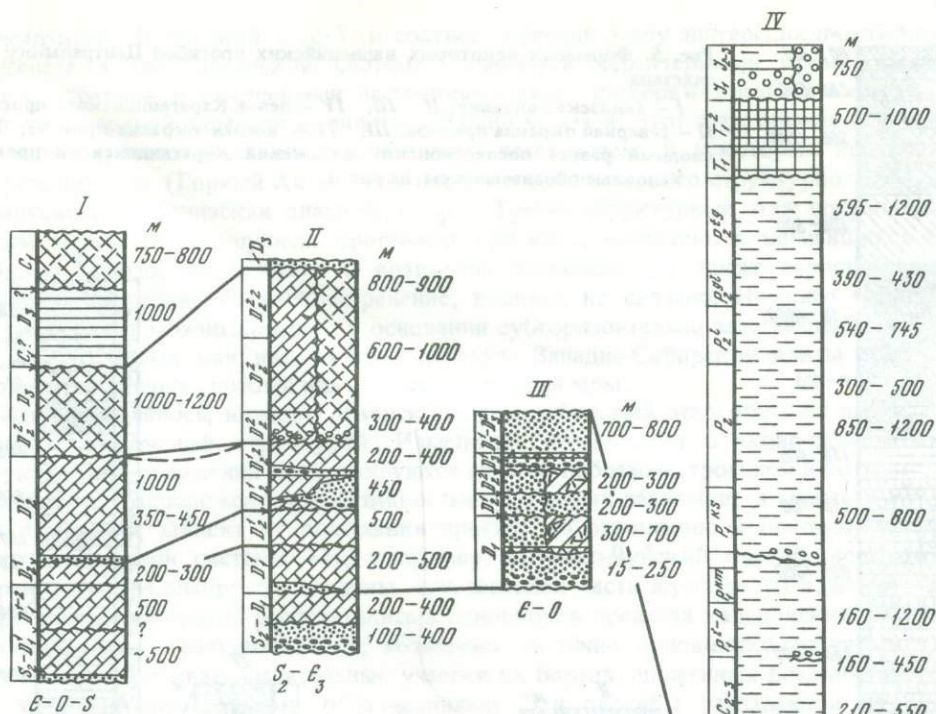


Рис. 3. Формации Алтае-Салаирского и Кузнецкого варисцидских прогибов

I – Юго-Западная Присалаирская муфта; II, III – девон Кузнецкого прогиба; II – западная окраина; III – юго-восточная окраина; IV – сводный разрез последованских отложений

Условные обозначения см. на рис. 2

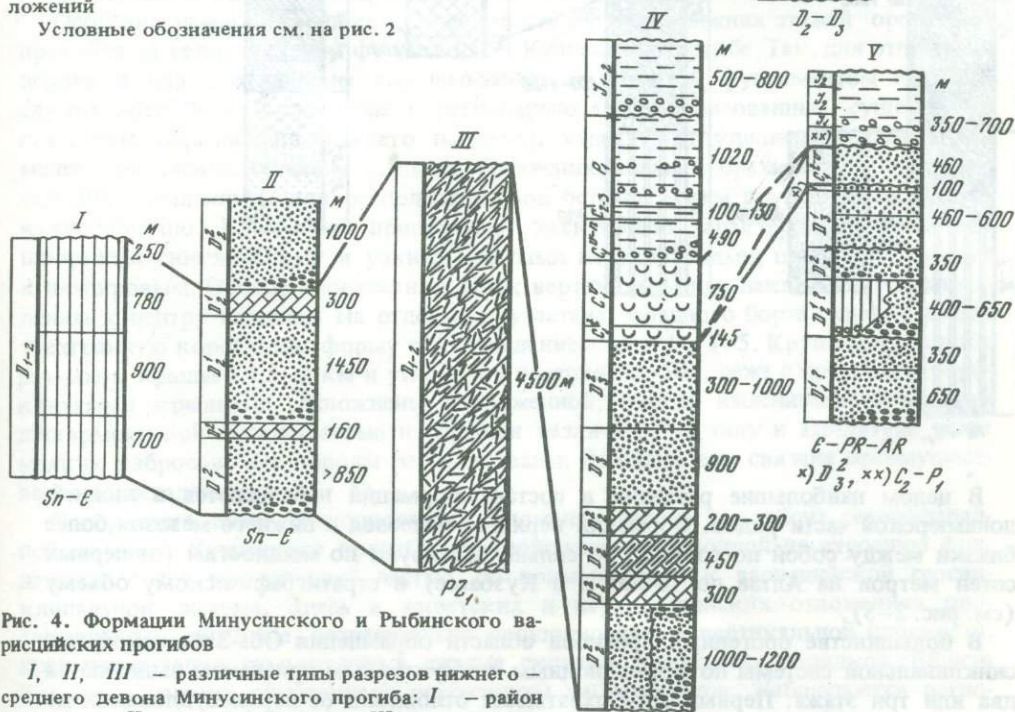
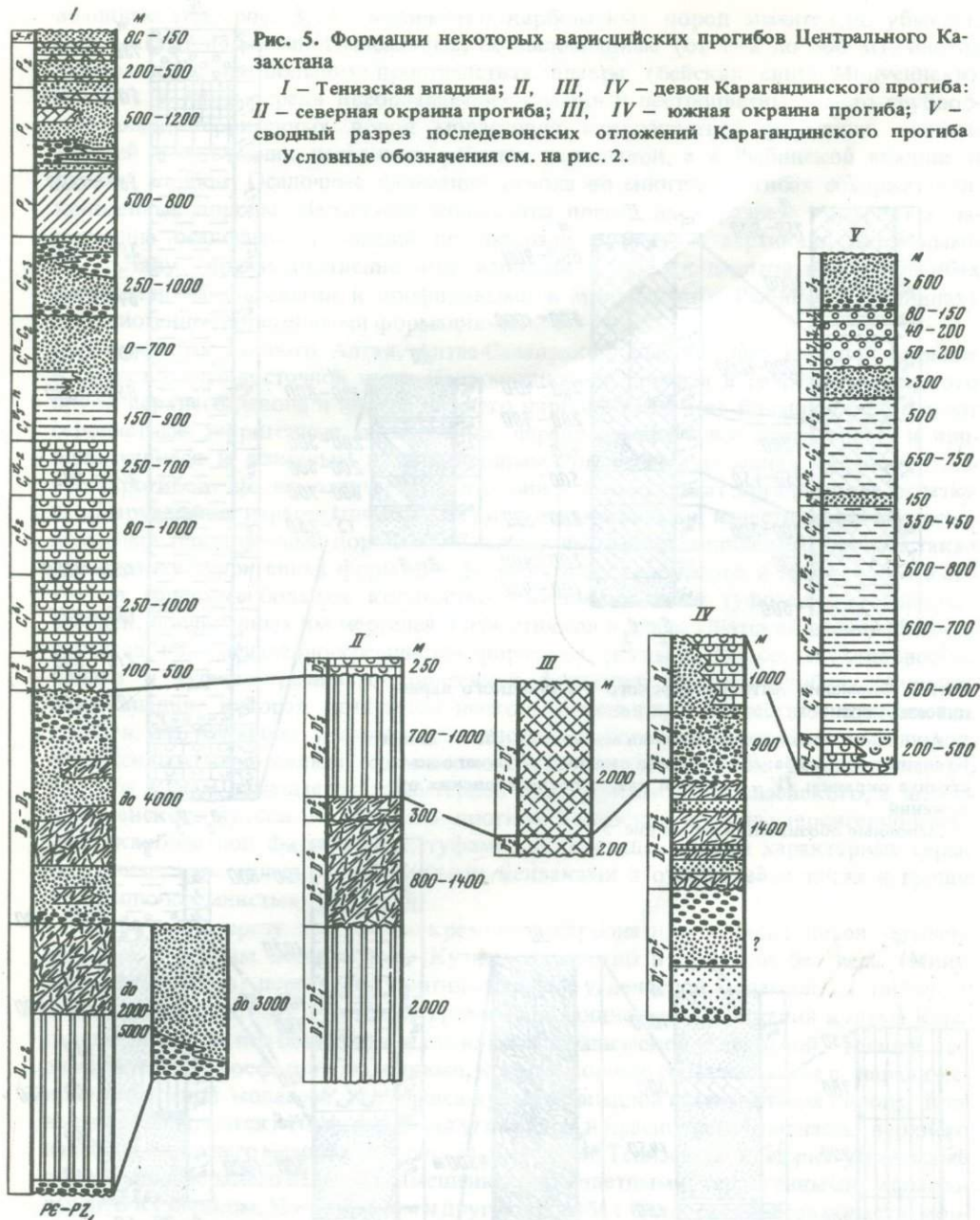


Рис. 4. Формации Минусинского и Рыбинского варисцидских прогибов

I, II, III – различные типы разрезов нижнего – среднего девона Минусинского прогиба: I – район горы Изых; II – бассейн р.Таштып; III – междуречье Сыды и Идры; IV – сводный разрез послеварисцидских отложений Минусинского прогиба; V – Рыбинская впадина

Условные обозначения см. на рис. 2



В целом наибольшие различия в составе формаций наблюдаются в нижней, донамюрской части рядов. Формации верхнего палеозоя и нижнего мезозоя более близки между собой по составу, но сильно варьируют по мощностям (от первых сотен метров на Алтае до 10 000 м в Кузбассе) и стратиграфическому объему (см. рис. 2–5).

В большинстве орогенных прогибов области обрамления Обь-Зайсанской геосинклинальной системы по формационным и структурным признакам выделяются два или три этажа. Первый этаж охватывает отложения от верхнелудловских до верхневизейских и отвечает по времени собственно геосинклинальному этапу развития Обь-Зайсанской системы. Второй, выделяющийся главным образом в прогибах, расположенных на каледонском фундаменте (прогибы юго-западного

Присалаирья, Кузнецкий и др.), и соответствующий этапу эпигеосинклинального орогенеза в Обь-Зайсанской системе, начинается характерными кремнистыми конгломератами и кварцевыми песчаниками вize — **намюра** или **намюра** и охватывает весь верхний палеозой и, видимо, нижний мезозой. Этот этаж обычно отделен от более древних отложений отчетливым несогласием. В некоторых прогибах он редуцирован (Горный Алтай) или входит в состав первого структурного этажа (Минусинские, Тенизская впадины и др.). Третий структурный этаж сохранился преимущественно в крупных орогенных прогибах, умеренно поднимавшихся в позднем мезозое и кайнозое. С возрастом фундамента, а также варисцийской историей прогибов его распространение, видимо, не связано. Нижнюю границу третьего этажа можно провести в основании субгоризонтально залегающей нижней юры, в то время как нижняя граница чехла Западно-Сибирской плиты обычно проводится в верхах нижней или основании средней юры.

Как упоминалось, нижний, девонско-нижнекарбонный этаж обладает наиболее сложной внутренней структурой. Изменения морфологии блоково-складчатых структур этих отложений контролируются главным образом строением и возрастом фундамента, расположением и активностью глубинных разломов; в меньшей мере эти изменения зависят от положения прогиба по отношению к разновозрастной геосинклинальной системе. Так, например, **Ануйско-Чуйский** прогиб, восточная окраина Алтае-Салаирской впадины, юго-западная часть Кузнецкого и, вероятно, Карагандинский прогиб располагались в основном в пределах каледонских эпигеосинклинальных (силурийских и, возможно, частично ордовикско-силурийских) прогибов, захватывая значительные участки их бортов, сложенных докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями. Эти прогибы распадаются на ряд крупных, широких, иногда изометричных впадин — синклиналей, осложненных более мелкими (нескольких порядков), иногда дисгармоничными складками. Углы падения крыльев складок второго и более мелких порядков в центральных частях впадин изменяются от 50—60 до 10—15°. В разбитых многочисленными разломами бортовых участках интенсивность складчатых дислокаций заметно возрастает.

Особенно наглядно выражена зависимость структур нижних этажей орогенных прогибов от герогенности фундамента в Кузнецком прогибе. Так, для отложений девона и нижнего карбона его юго-западной окраины, фундаментом которых служат интенсивно складчатые и регионально метаморфизованные, существенно осадочные образования нижнего палеозоя, характерны удлиненные, более или менее подчиненные бортам впадины брахисинклинали и брахиантиклинали. Оси складок параллельны или расположены под острым углом друг к другу, иногда кулисообразно. К югу они приобретают эжективный характер и представлены широкими синклиналями и узкими сжатыми антиклиналями, приближающимися к диапировым. Осевые плоскости складок вертикальны или наклонены по направлению к центру впадины. На отдельных участках западного борта складки имеют трехгранную коробчатую форму с соотношением осей 1 : 3—5. Крупные складки с размахом крыльев 1,5—2 км и углами их падения 30—50°, реже с крутыми и опрокинутыми крыльями, осложнены напряженной, иногда изоклинальной мелкой дисгармоничной складчатостью и сериями различных по типу и амплитуде, чаще мелких взбросов. Все породы расланцованы. Расланцовка связана преимущественно со складчатостью.

Совершенно иначе дислоцированы отложения девона и карбона северо-западной окраины Кузнецкого прогиба, предположительно сходной по строению фундамента с его юго-западной частью, но примыкающей к варисцийской геосинклинальной системе. Здесь в живетских и верхнедевонских отложениях прослеживаются линейные, незначительно ундулирующие в вертикальной плоскости, преимущественно симметричные сжатые складки нескольких порядков. Вблизи Томского надвига антиклинали опрокинуты на юго-восток. Наблюдаются региональная расланцовка и филлитизация пород.

На юго-восточной окраине Кузбасса, фундамент которой был консолидирован по крайней мере к началу позднего кембрия и, судя по прилежащим участкам Кузнецкого Алатау, состоит из вулканогенно-осадочных образований, преобладают

крупные, пологие, длительно развивавшиеся куполо- и блюдцеобразные складки, приближающиеся к платформенным (Барзасское, Крапивинское и другие поднятия, Заломненская мульда и др.), и моноклинали (Прищорская). Значительно слабее, но также неодинаково дислоцированы породы второго структурного этажа Кузнецкой впадины (Сендерзон, Костоманов, 1956 и др.). В юго-западной части выделяется зона гребневидных наклонных складок с углами падения крыльев в $5-15$ и $25-45^{\circ}$, в восточном и центральном районах — зоны пологого залегания пород с редкими крупными куполовидными антиклиналями и зоны "прерывистых мульд", выполненных отложениями поздней перми и раннего мезозоя. В районах, тяготеющих к глубинным разломам юго-западной (Тырганский надвиг, Афонино-Киселевский взброс и др.) и северо-западной (Томский надвиг) окраин Кузбасса развита мелкая линейная складчатость с углами падения крыльев от $50-70^{\circ}$ до вертикальных и опрокинутых. Складчатость осложнена сериями различных по типу и амплитуде смещения продольных и поперечных нарушений с частыми горизонтальными перемещениями вдоль них. Эта сложная, порой "чешуйчатая" складчатость сопровождается региональным расщеплением пород.

Зоны описанных интенсивных дислокаций чередуются с сохранившимися между некоторыми взбросами участками спокойных складок (Беловская, Ленинская, Нулевая синклинали и др.), которые указывают на блоковое строение западной и северной частей Кузбасса.

В прогибах и впадинах, развившихся на докаледонском фундаменте и значительно удаленных от разновозрастной геосинклинальной системы (Тенизская, Минусинские, Рыбинская впадины и др.), преобладает конседиментационная куполовидная, сундучная или коробчатая складчатость, часто развивающаяся на моноклиналях, полого падающих по направлению к центру впадин. Только в зонах разломов развиты сжатые линейно-ориентированные складки.

В отложениях среднего-верхнего палеозоя, выполняющих орогенные структуры, наложенные на каледонский фундамент, обычно прослеживаются несколько (до 8-9) региональных перерывов, сопровождающихся явными или скрытыми несогласиями. Значительно менее отчетливо выражены региональные перерывы в отложениях орогенных депрессионных структур, наложенных на более древний фундамент. Однако они, как правило, характеризуются многочисленными локальными перерывами, постепенным выполаживанием и упрощением тектонических структур снизу вверх.

От пород фундамента средне-верхнепалеозойские отложения орогенных прогибов резко отличаются набором формаций, типом складчатых структур и степенью метаморфизма. В случаях, когда варисцидные прогибы накладываются на раннепалеозойские или более древние образования, которые также являются орогенными или, может быть, чехольными (например, Тенизская впадина, Уйменско-Лебедской прогиб, вероятно, Алтае-Салаирская впадина, юго-западная часть Кузнецкого прогиба и др.), различия в метаморфизме, несогласия, а иногда и перерывы в основании отложений прогибов не фиксируются.

В целом наиболее напряженными структурами в области обрамления Обь-Зайсанской геосинклинальной системы характеризуются орогенные прогибы, развивающиеся на каледонском (замкнувшемся к началу силура) фундаменте вблизи варисцид (прогибы Горного Алтая, Кузнецкий и др.). В этих же прогибах наблюдаются структурные этажи, соответствующие главным этапам развития геосинклинальной системы. Прогибы, более удаленные от варисцид и обладающие в основном докаледонским фундаментом (Тенизская, Минусинские, Рыбинская впадины и др.), имеют (за исключением приразломных участков) менее сложное складчато-блоковое строение. В залегающих на породах фундамента с резким несогласием и большим стратиграфическим перерывом¹ средне-верхнепалеозойских отложениях, несмотря на близкий или аналогичный с другими прогибами формационный состав последевонской части разреза, четкого подразделения на этажи не наблюдается.

¹ Иногда выпадает весь кембрий, чаще же отсутствует верхняя его часть — ордовик и силур.

Многочисленные региональные и локальные перерывы в отложениях орогенных прогибов юга Сибири, а также постепенное выполаживание структур снизу вверх и преимущественное развитие в разрезах верхнего палеозоя и нижнего мезозоя континентальных существенно мелко- и тонкозернистых, ритмично построенных терригенных толщ указывает на постепенное (с более или менее заметными скачками) затухание тектонической активности, общее воздымание и выравнивание орогенных областей обрамления варисцидской складчатости. Новое оживление рельефа в этих областях, связанное с мезозойским этапом складчатости, относится к началу юры.

Наиболее характерными интрузиями в прогибах, расположенных на каледонском фундаменте, являются девонские и верхнепалеозойские (средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские) батолитовые гранитоидные интрузии и дайки диабазов (прогибы Горного Алтая, Алтае-Салаирская впадина и др.). В прогибах с докаледонским фундаментом наряду с относительно слабо развитым средне- и верхнепалеозойским гранитоидным магматизмом развиты палеозойские щелочные сиенитовые интрузии (Минусинские, Рыбинская впадины и др.) и раннемезозойские базальты в дайковой и силловой фациях (Кузнецкий прогиб, Минусинские, Рыбинская впадины).

Орогенные структуры области обрамления варисцидской геосинклинальной системы составляют ряд весьма разнообразных по размерам, форме (обычно подчиненной глубинным разломам древнего заложения), составу отложений и их складчатым структурам впадин и прогибов, объединяемых, однако, важными общими признаками. К таковым относится прежде всего широкое развитие в прогибах вулканогенных и интрузивных пород кислого и среднего состава, а также доминирующий в отложениях среднего и верхнего палеозоя блоково-складчатый тип нередко конседиментационных структур, постепенно выполаживающихся снизу вверх по разрезу. Эти признаки позволяют считать, что к моменту заложения прогибов (к началу девона) во всей орогенной области существовала кора континентального типа.

Общими для орогенных прогибов юга Сибири являются также развитие в основании разреза молассоидных терригенных пород, неустойчивость литологического и фациального состава и мощностей отложений среднего и верхнего палеозоя (проявляющаяся в продольном и поперечном к прогибу направлениях), многочисленные локальные и региональные перерывы и одинаковая последовательность эквивалентных осадочных формаций в вертикальных рядах, не наблюдающиеся в геосинклинальных прогибах.

Изменчивость состава, мощностей, рядов формаций, а также морфологии складчато-блоковых структур и создает отмечавшееся выше разнообразие варисцидских орогенных прогибов. Однако эти изменения происходят постепенно, что связывает орогенные структуры рамы складчатости в латеральный ряд.

Все разнообразие разрезов орогенных прогибов можно свести к четырем или пяти вертикальным рядам (Матвеевская, 1968, 1969, 1973). Переходы от разрезов одного типа к другому осуществляются не только от прогиба к прогибу, но часто и внутри впадин или прогибов (Кузнецкий, Карагандинский и др.).

Как видно из предыдущего текста, перечисленные особенности орогенных прогибов в прогибах Обь-Зайсанской геосинклинальной системы либо не наблюдаются (геосинклинали первого типа), либо встречаются лишь частично (геосинклинали второго типа).

Приведенные выше данные показывают, что, учитывая несогласное налегание пород лудловского яруса и девона геосинклинальных поднятий на интенсивно дислоцированные и метаморфизованные породы докембрия, кембрия и ордовика, заложение Обь-Зайсанской геосинклинальной системы следует относить к концу силура — началу девона. В это же время на широких пространствах обрамления, на сложно построенных разновозрастных структурах начинают формироваться и ва-

рисийские сингеосинклинальные орогенные впадины и прогибы. Между породами фундамента и отложениями, выполняющими орогенные прогибы, в основном наблюдаются те же соотношения, что и в геоантиклинальных поднятиях соседней геосинклинальной системы. Кроме того, встречаются прогибы, расположенные на ордовикских или силурийских отложениях орогенного или чехольного типа. В них различия между образованиями фундамента и орогенного прогиба сильно сглажены и не всегда улавливаются, несмотря на то что дислоцированность отложений силура, а тем более ордовика в додевонское время в соседних структурах твердо установлена.

Ордовикские орогенные структуры в рассматриваемой области, видимо, ограничиваются небольшим числом впадин, расположенных на крупных каледонских геоантиклинальных блоках или срединных массивах. Состав отложений близок к геосинклинальному, отличаясь лишь повышенным количеством грубообломочных пород, ослабленными дислокациями и метаморфизмом.

Терригенные, в верхах разреза существенно известняковые отложения силура в пределах каледонид Саяно-Алтайской складчатой области сформировались, по-видимому, в условиях эпигеосинклинального орогенеза (Матвеевская, 1969). В бортовых частях остаточных прогибов (например, Ануйско-Чуйском) они содержат мощный (до 250 м) гравийно-галечниковый базальный горизонт с обломочным материалом преимущественно кремнистого состава. На каледонских положительных структурах, где силур также широко распространен, его разрез сложен более мелкозернистыми морскими терригенными породами (песчано-алевролитоглинистыми, иногда с фауной граптолитов, часто образующими ритмические пачки), перекрытыми карбонатной формацией. Последняя состоит из серых, белых и редко встречающихся в других стратиграфических подразделениях "бело-розовых" известняков.

Широкое распространение, близость состава отложений, сформировавшихся в разных тектонических условиях, и их фациальная принадлежность указывают на значительное выравнивание рельефа и затухание тектонических движений на протяжении силура в пределах каледонид названной области.

Любопытно отметить также, что, несмотря на большие различия в интенсивности дислокаций, мощностей и пространственных соотношений терригенной и известняковой составляющих, отложения силура Центральной Европы состоят из тех же характерных для силура Саяно-Алтайской области граптолитовых сланцев и белых и розовых известняков.

На докаледонских складчатых сооружениях юга Сибири отложения ордовика и силура, как правило, отсутствуют. Поэтому трудно предполагать более или менее широкое их развитие и под прогибами.

Эти данные позволяют считать, что наличие ордовика и силура в основании разреза варисцид не является обязательным, как это считал Г. Штилле (1964), и зависит только от тектонических особенностей фундамента вариссийских структур, к которому они и относятся. Поэтому началом вариссийского этапа в Западной Сибири следует считать позднесилурийское — раннедевонское время.

ВАРИСЦИДЫ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

Данные, полученные по югу Сибири, позволяют вновь проанализировать имеющиеся материалы по варисцидам Средней Европы и попытаться выделить и на ее территории третий — орогенный — элемент континентальной коры.

Вариссийский этап в данной работе понимается как период времени от начала девона до поздней перми. Поэтому основное внимание уделяется рассмотрению отложений, накопившихся за этот период (рис. 6).

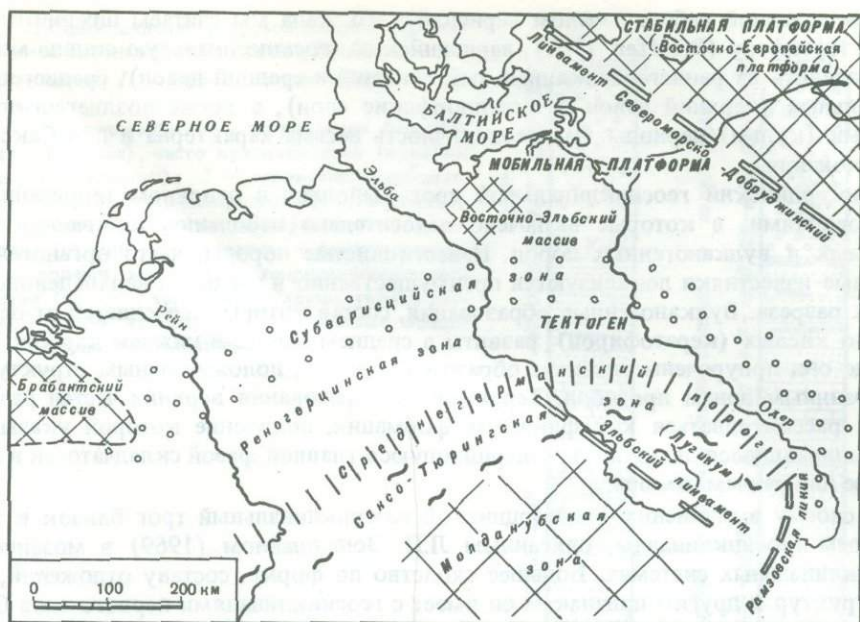


Рис. 6. Тектоническая схема Центральной Европы

Область, расположенная севернее Среднегерманского поднятия (порога)

Средняя Европа относится к северной окраине варисцийской геосинклинальной области, южная граница которой (Тектоника Европы, 1964) проходит южнее Альп, по территории Северной Африки. На востоке геосинклинальная система ограничена древней Восточно-Европейской платформой.

Если сравнивать варисцийское складчатое сооружение Южной Сибири с одно-возрастными структурами Средней Европы, то, по данным А.Л. Матвеевской (1968), наибольшим сходством обладают Новосибирско-Калбинский прогиб Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и Реногерцинская зона (Kossmat, 1927), обнаженная в основном в Рейнских Сланцевых горах и Гарце.

Соотношения девона с более древними образованиями наблюдаются только на северо-западной и юго-восточной окраинах Реногерцинской зоны — в районах Брабантского массива, Гарца и др. В районе Брабантского массива, на севере Рейнских Сланцевых гор, к западу от долины р. Рейна, кластический, частично красцветный нижний девон трансгрессивно налегает на интенсивно дислоцированный каледонский фундамент (Kegel, 1950; Schmidt, 1952). Восточнее Рейна (например, в Гарце) девон, залегающий на породах силура с локальными перерывами, сложен близкими к последним по составу морскими осадочными образованиями.

Силур представлен в Средней Европе преимущественно граптолитовыми или квасцовыми сланцами. Полнота его биостратиграфических разрезов, литологический состав и незначительные мощности (в среднем до 100 м) говорят о периоде длительного тектонического покоя. Особенно это характерно для Саксотюрингской области (Kossmat, 1927), которая в указанное время представляла собой единую, выровненную и сильно опущенную область седиментации. Таким образом, формирование заложившейся в раннем девоне или частично в позднем силуре варисцийской геосинклинальной системы следовало за режимом, близким к платформенному, которым характеризовался не только силур, но и ордовик (Möbus, 1974). Если эту субплатформенную стадию включать в геосинклинальное развитие, то можно считать, что заложение варисцид относится к ордовику (Brause, Gotte, Douffet, 1968 и др.). В соответствии с материалами А.Л. Матвеевской по Южной

Сибири в данной работе началом варисцийского этапа мы считаем нижний девон. По Х. Пфайферу (Pfeiffer, 1968), варисцийскую геосинклинальную стадию можно подразделить на раннегеосинклинальный (нижний и средний девон), среднегеосинклинальный (верхний девон и гаттендорфские слои), а также позднегеосинклинальный (кульм) периоды. Эта периодичность весьма характерна и для Саксотюрингской зоны.

Реногерцинский геосинклинальный трог выполнен в основном терригенными образованиями, в которые включено относительно небольшое количество карбонатных и вулканогенных пород. Известковистые породы, часто органогенные рифовые известняки локализуются преимущественно в средне- и верхнедевонской частях разреза. Вулканогенные образования, состав которых изменяется от основных до кислых (кератофиры), развиты в среднем девоне и нижнем карбоне Гарца, где они приурочены главным образом к мелким положительным структурам и окраинным зонам прогибов. Терригенные образования верхних частей разреза могут рассматриваться как флишевая формация, появление которой указывает на усиливавшуюся активность, завершившуюся главной фазой складчатости в конце визе или раннем намюре.

По своему выполнению Реногерцинский геосинклинальный трог близок к терригенным геосинклиналям, описанным Л.П. Зоненшайном (1969) в мозаичных геосинклинальных системах. Большое сходство по форме, составу отложений, типам структур и другим признакам он имеет с геосинклиналями первого типа Обь-Зайсанской системы (Матвеевская, 1968, 1969).

Эпигеосинклинальные орогенные впадины Реногерцинской зоны, как и в Сибири, имеют ограниченное распространение и небольшие размеры. Они выполнены вулканогенно-осадочными отложениями, относящимися в основном к нижней перми (например, Южногарцкая и Зельке мульды в Гарце).

К северу от Реногерцинского трога располагается Субварисцийская зона (Stille, 1951), рассматриваемая в качестве варисцийского краевого прогиба. К ней относятся Рурская область и часть Флехтингенско-Рослауерского блока. По развитию блоково-складчатых структур, не характерных для Реногерцинской зоны, замещению флиша верхнекаменноугольной угленосной и нижнепермской красноцветной молассой эту зону можно сравнить с теми геосинклиналями второго типа Обь-Зайсанской геосинклинальной системы, которые расположены в ее периферических частях. В целом для варисцид, находящихся севернее Среднегерманского порога, весьма характерно смещение осей трогов и границ фаций к северу, в сторону форланда.

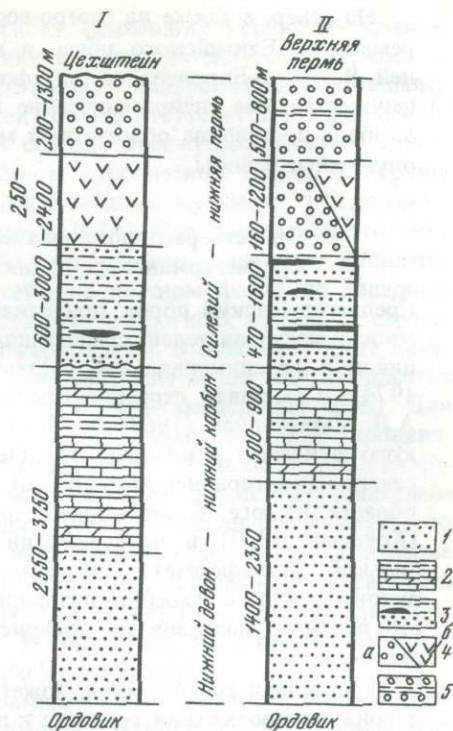
На севере Средней Европы среди структур, ограничивающих варисцийскую геосинклинальную систему, под мощными мезозойскими и кайнозойскими отложениями геофизическими исследованиями установлен Восточно-Эльбский массив, который играет роль поднятия между геосинклинальным прогибом второго типа (краевым прогибом) и расположенной на севере мобильной платформой. В литературе массив, как правило, называют палеомассивом, стабилизация которого относится к докембрию. Позднее, до позднего палеозоя включительно, он был приподнят по отношению к соседним структурам и поэтому характеризуется отсутствием или сокращенными мощностями палеозойских отложений (Kölbel, 1963; Franke, 1967; Olszak, Thierbach, 1973). При бурении скважины Пархим-I (конечная глубина 7030 м) в центральной части массива под эффузивами красного лежня встречены слабо наклоненные терригенные отложения намиора, присутствие которых не противоречит гипотезе о приподнятом древнем блоке (Глушко и др., 1974).

По сравнению с варисцидами Сибири северная часть ГДР и, в частности, район о-ва Рюген, насколько позволяют судить материалы буровых скважин и тектоническое строение прилегающей территории, относятся к орогенной области в форланде варисцийской геосинклинальной системы. Отложения нижнего девона о-ва Рюген, залегающие на доварисцийском основании (ордовике), по данным бурения, представлены кластическими образованиями, частично в фации древнего красного песчаника (Глушко и др., 1974). Вертикальная последовательность отло-

Рис. 7. Сопоставление разрезов девона, карбона и нижней перми впадины Рюген и Кузбасса

I — Рюген; II — юго-восточная окраина Кузбасса.

1-5 — формации: 1 — терригенная (существенно песчаная), часто красноцветная (древний красный песчаник); 2 — терригенно-карбонатная; 3 — песчано-алевролитовая угленосная; 4 — терригенная (песчано-алевролитовая), угленосная (а) или красноцветная с вулканогенными породами, местами до терригенно-вулканогенной (б); 5 — терригенная (существенно песчаная) слабо угленосная, в отдельных впадинах — красноцветная молассовая



жений, начиная с нижнего девона до конца нижней перми, т.е. до начала трансгрессии цехштейна, соответствует разрезам некоторых варисийских сингеосинклинальных орогенных впадин юга Сибири (рис. 7). Упомянутый нижний девон о. Рюген состоит в целом из кварцитовых песчаников, алевролитов и глин мощностью в 1000-3000 м. За этой формацией следуют терригенные и карбонатные отложения верхнего девона, турнейского и визейского ярусов. Органогенные рифовые и другие известняки имеют подчиненное значение. Максимальная общая мощность этой второй серии, которая связана с первой постепенными переходами, достигает 3000 м. После отчетливого перерыва в отложениях эта серия с эрозийным несогласием перекрывается верхним намюром, относящимся к новому, более позднему этапу развития орогенной впадины. Последний характеризуется отложением угленосной (аргиллитово-песчаниковой) формации карбона, а затем красноцветной молассы нижней перми (Rost, Schimanski, 1967). Общая мощность отложений намюра, среднего-верхнего карбона и нижней перми составляет примерно 4000 м (Глушко и др., 1974). Пермские красноцветные осадочные образования частично замещаются эффузивами кислого состава (Korich, 1967), мощность которых местами превышает 2000 м. В.А. Буш, Р.Г. Гарецкий и Л.Г. Кирюхин (Buš, Gareckij, Kirjuchin, 1973) охарактеризовали вулканические породы как телеорогенные варисийские вулканиты, которые развились за пределами варисийского складчатого сооружения.

В связи с диктиогеническими движениями по разломам мощности, состав и фациальность отложений резко меняются на коротких расстояниях, что особенно характерно для структур орогенного типа. Диктиогенические движения вызвали в отложившихся и диagenетически преобразованных к тому времени породах смещения слоев, а вблизи нарушений — сильную трещиноватость пород. О глубинном характере главных нарушений говорят секущие жилы и пластовые залежи магматических пород основного состава, которые можно встретить в различных частях разреза, но особенно часто в отложениях верхнего карбона. Среди них встречаются породы, сопоставимые с океаническими оливиновыми базальтами, подкоровое происхождение которых считается весьма вероятным (Kramer, 1973).

На север, а также на северо-восток от орогенного прогиба, на территории современного Балтийского щита, в варисцийское время обнажались породы древней Восточно-Европейской платформы. Эта стабильная область испытывала преимущественные эпейрогенические поднятия и на протяжении девона и особенно карбона поставляла обломочный материал в расположенные южнее, относительно опущенные районы.

Область, расположенная южнее Среднегерманского поднятия (порога)

Среднегерманский порог, примыкающий с юга к Реногерцинской зоне, по мнению многих исследователей, представлял собой одну из положительных структур варисцийской геосинклинальной системы (Brinkmann, 1948; Brause, 1970; Möbus, 1974). Сравнительное строение Средней Европы и южной части Западной Сибири, А.Л. Матвеевская (1968) считает Среднегерманский порог выступом доварисцийского фундамента, который отделяет варисцийскую геосинклинальную систему на севере (Реногерцинскую зону) от ограничивающей ее более древней складчатой области на юге. С этой точки зрения Саксотюрингская и Молданубская зоны (Kossmat, 1927) в варисцийский этап относились к орогенной области (мобильной платформе), включающей орогенные впадины, развивавшиеся одновременно с геосинклинальной системой на протяжении среднего и часто верхнего палеозоя на доварисцийских складчатых сооружениях различного возраста.

Изложенная точка зрения может быть подтверждена тем, что начиная с раннего девона, на протяжении среднего и позднего палеозоя к югу от Среднегерманского поднятия существовало несколько областей денудации, поставлявших кластический материал в соседние прогибы. Появление гальки кристаллических пород в отложениях, сносившихся со Среднегерманского поднятия, показывает, что кристаллические породы в этом районе были обнажены уже к началу девона (Schwan, 1974). На наличие фундамента доварисцийской консолидации в основании Среднегерманского поднятия указывает также относительно слабая дислоцированность кембрийских пород, представленных глауконитовыми песчаниками, которые сохранились непосредственно под ранними молассами верхнего визе в центральных частях Среднегерманского поднятия, между Лейпцигом и Доберлугом (Brause, 1970). На Среднегерманском поднятии встречаются также и сходные с некоторыми впадинами Сибири орогенные прогибы, в которых отложения постгеосинклинальных этапов залегают непосредственно на доварисцийском фундаменте. Таким примером в Средней Европе может служить Саарско-Заальский прогиб, где отложения начинаются угленосной формацией вестфала (например, район Галле), сменяющейся затем красноцветной молассой верхнего карбона — нижней перми. В последнюю входят локализованные вдоль разломов кислые вулканические породы (Katzung, 1972; Benek, Röllig, Eigenfeld, Schwab, 1973).

Если рассматривать Среднегерманский порог как приподнятую часть орогенной области, ограничивающую ее с севера, то в этой области следует ожидать существование других поднятий и орогенных впадин. При этом их пространственное положение и ориентировка должны определяться диктиогеническими движениями вдоль тектонических швов более древнего заложения. Подобные представления были высказаны Г. Браузе (Brause, 1973) на основании проведенных в последние годы тектонических и палеогеографических исследований. По его мнению, на всей территории Саксотюрингии были широко развиты области поднятий и денудации (Brause, 1970). К областям поднятий (блокам, по Г. Браузе) на территории, расположенной восточнее Эльбы, в девоне, карбоне и перми относились Лаузицкий и Западно-Судетский массивы. Юго-западнее и северо-восточнее грабена р. Эльбы они сопровождалась Лаузицким и Западно-Судетским прогибами северо-запад — юго-восточного простирания. Несмотря на фациальную неустойчивость отложений, разрезы названных прогибов и проявившийся в них магматизм близки между собой.

В Лаузицком и Западно-Судетском прогибах (нынешних Герлицких Сланцевых и Качавских горах) девонские отложения залегают на силурийских, состоящих из характерных граптолитовых (графельных) сланцев. Предполагавшаяся ранее в этих районах неокаледонская фаза тектогенеза отсутствует (Jaeger, 1964; Brause, 1964; Brause, Freyer, 1965). Девон состоит преимущественно из терригенных отложений, с подчиненным количеством карбонатных пород. В Герлицких горах присутствует нижний карбон, представленный кульмом; в Качавских горах эти отложения не установлены (Theisseyre, 1974). Предполагается, что здесь блоковые движения были настолько сильны, что привели к раннему поднятию той части прогиба, которая находилась в северо-восточном форланде Западных Судет. Как в Герлицком, так и в Западно-Судетском прогибах на разных стратиграфических уровнях появляются диабазы и кератофиры. В Эльбском трого доказанного нижнего и среднего девона нет. Верхнедевонские отложения начинаются мощной диабазово-терригенно-карбонатной толщей (мантикоцеровые слои). Для нижнего карбона характерны фации кульма. Тектонические движения, проявившиеся в конце визе, которые должны рассматриваться как главная, судетская фаза тектогенеза, привели к складчатости и рассланцеванию пород, обусловленным в значительной мере движениями по разломам. При этом следует подчеркнуть, что разломы северо-запад — юго-восточного направления, вызвавшие заложение Эльбского, Лаузицкого и Западно-Судетского прогибов, влияли на интенсивность последующей складчатости выполняющих их отложений. Речь идет об Эльбском и Лаузицко-Западносудетском линеаментах. К последнему на современном срезе относятся Лаузицкий главный разлом и Внутрисудетский сброс.

К северу от Дрездена Эльбский прогиб примыкает к Саксонско-Рудногорскому, подчиненному Центральносаксонскому линеamentу (Watznauer, 1965) северо-восток — юго-западного простирания. Юго-западным продолжением этого прогиба является Фогтландско-Тюрингский трог. Внутри трогов иногда располагаются поднятия, к которым в Саксонско-Рудногорском прогибе относится поднятие Саксонских Гранулитовых гор. В. Нойманн (Neumann, 1974) полагает, что выступающие в этом поднятии гранулиты сформировались как метаморфические породы в довариссийское время, а в девоне и раннем карбоне слагали приподнятую по отношению к соседним пространствам область. Поздневизейскими движениями внутренние зоны Гранулитовых гор не захватывались. Они проявились только на флангах поднятия.

В Фогтландско-Тюрингском трого существование Восточно-Тюрингской седловины, ставшей позднее главным поднятием, доказывается, начиная с верхнего девона, когда в этих районах начался размыв довариссийских (доверхнедевонских) гранитоидов (Eigenfeld, 1938).

На юге к Саксонско-Рудногорскому трого в девоне и карбоне примыкает Алеманско-Богемский остров. Судетской фазой тектогенеза он был преобразован в Фихтель-Рудногорский антиклинорий (Lorenz, Hoth, 1964). В его пределах, как и на территориях других указанных поднятий, сложенных додевонскими образованиями (Лаузиц, Западные Судеты, Гранулитовые горы), отсутствуют надежные доказательства мощного девонско-раннекаменноугольного вулканизма. Его развитие ограничивалось главным образом областями прогибов и особенно их пограничными приразломными зонами.

На приподнятых блоках Средней Европы, как и орогенной области юга Сибири, широко распространены вариссийские (по радиометрическим определениям возраста) гранитоиды. Это чаще всего посткинematические гранитоиды, сформировавшиеся после главной (судетской) фазы складчатости. Кроме того, громадную роль здесь играет региональный метаморфизм, установление возраста которого и отделение от додевонских проявлений метаморфизма трудно осуществимо. Для рассматриваемых поднятий Средней Европы в раннем палеозое можно предполагать существование пульсационно возрастающего теплового фронта с максимальными значениями в позднем ордовике (Zwart, 1974; Watznauer, Tröger, Möbus, 1974). Это относится также и к поднятию Молданубского массива. В его пределах широко распространены посткинematические гранитоиды, и лишь с большой долей ус-

ловности можно предполагать проявление вариссийского регионального метаморфизма (Dudek, Suk, 1965).

Если проследить развитие области, расположенной к югу от Среднегерманского порога, с точки зрения возможности отнесения ее к орогенной области, то можно сказать, что характер отложений девона и нижнего карбона (до конца визе) соответствует отложениям раннего этапа осадконакопления в орогенных впадинах. Новый этап развития, который наступил после главной судетской фазы складчатости, характеризовался формированием так называемых внутренних впадин варисцид. Наиболее известным из них является Рудногорский прогиб, неравномерное пространственное и временное заполнение которого началось с угленосной формации (карбон Борна-Гайнихем, Флёа и Цвиккау-Эльзниц), которая затем сменилась красноцветной молассой нижней перми (красный лежень района Рудных гор). На положительных орогенных структурах, начиная с вестфала, также возникали впадины, в которых угленосная формация налегает непосредственно на довариссийские (додевонские) породы. К ним относятся упоминавшиеся месторождения угля Доберлуг, бассейн Брандов в области Рудногорского поднятия (Pietzsch, 1962), а также верхнекаменноугольные впадины Пльзенья (Pesek, 1969) и Кладно (Veljuprek, 1970) в ЧССР.

На вариссийскую область осадконакопления Средней Европы на протяжении девона и карбона значительное влияние оказывали разломы северо-запад — юго-восточного направления, параллельные краю Восточно-Европейской платформы. Это влияние заметно возрастает с запада на восток, по мере приближения к этой платформе. Такая же закономерность прослеживается и в субвариссийской зоне. Субвариссийский краевой прогиб западнее Эльбы простирается в северо-восток—юго-западном направлении. Предположительно в области между реками Эльбой и Одером он изменяет свое направление на субширотное, а затем в юго-восточном направлении прослеживается в фундаменте современной Польской впадины. Оттуда его ответвление достигает Восточных Судет, где верхний девон трансгрессивно залегает на довариссийском фундаменте (Dvořák, Freyer, 1961). Отложения девона и карбона, включая верхний карбон, образуют непрерывную серию. В формационном отношении нижнекаменноугольная часть разреза может рассматриваться как флиш, над которым располагается угленосная формация верхнего карбона, особенно широко развитая в вариссийских краевых прогибах.

На северо-запад от Рамзовского надвига, образующего границу между Западными и Восточными Судетами (Bederke, 1929; Oberc, 1968), особенно отчетливо выражено мелкоблоковое строение рассматриваемой области. Таким примером может служить массив Совьих гор, который с трех сторон ограничен нарушениями северо-восток—юго-западного, северо-запад—юго-восточного и широтного направлений. Вдоль зон нарушений располагаются прогибы, выполненные обломочными породами, а по швам внедрились ультрабазиты.

В общем можно сказать, что западнее р. Эльбы в вариссийский этап преобладали нарушения северо-восток—юго-западного направления, между Эльбой и Одером сильнее было выражено широтное направление, а тектоника участка, расположенного восточнее Судетского линеамента, определялась северо-запад—юго-восточными разломами. Со временем в варисцидах северо-запад—юго-восточное направление приобретало все большее значение, а на поздней стадии орогенного развития оно являлось определяющим и к западу от р. Эльбы.

Наряду с тесной взаимосвязью между расположением прогибов и региональными, часто глубинными разломами (линеаментами) для области, расположенной к югу от Среднегерманского порога, характерно отсутствие полярности. Прогибы, в которых происходило накопление осадков, более или менее сохраняют свое положение в пространстве и времени. Поэтому И. Дворак и Е. Папрот (Dvořák, Paproth, 1969) пишут о симметричных геосинклиналях. Следующей характерной чертой впадин, расположенных к югу от Среднегерманского порога, являются незначительные мощности отложений. Для девонских и раннекаменноугольных осадочных серий они изменяются в пределах нескольких сот метров. Лишь фации кульма достигают мощностей свыше 1000 м. Эти величины меньше мощностей

отложений Реногерцинской зоны в 3—4 раза и отличаются от серий с мощностями в несколько тысяч метров, развитых в пределах описанной выше мобильной платформы, занимающей промежуточное положение между Реногерцинской зоной и Восточно-Европейской платформой.

СРАВНЕНИЕ ВАРИСЦИД ЮЖНОЙ СИБИРИ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

В результате сравнения варисцид юга Сибири и Средней Европы необходимо решить вопрос о степени сходства тектонических структур этих двух районов в период времени от девона до перми. Анализ общей тектонической картины позволяет считать, что в указанное время в Средней Европе существовала относительно узкая геосинклинальная система, которая сопровождалась орогенными областями (мобильными платформами) с развитыми в их пределах орогенными впадинами. С предложенным А.Л. Матвеевской сопоставлением главного трога Реногерцинской зоны с геосинклинальными прогибами первого типа Обь-Зайсанской системы следует согласиться. По данным Г. Мёбуса, к этому трогу с севера примыкал прогиб, сходный с геосинклинальными прогибами второго типа той же системы, внутри которого развился краевой прогиб. Развитый здесь флиш (турне — нижний намюр) переходит в угленосную формацию без перерыва¹. Между тем собственно геосинклинальный трог (первого типа) в конце визе переживал складчатость, которая, таким образом, затухала к северу.

К северу от геосинклинали второго типа располагается сингеосинклинальная орогенная впадина, охватывающая северо-восточную часть ГДР и территорию о. Рюген. Отложения нижнего девона в фациях древнего красного песчаника, налегающие на более древний (ордовикский) фундамент, начинают ряд формаций, который хорошо сопоставляется с рядами формаций некоторых орогенных впадин Южной Сибири (см. рис. 3—6). За молассовой формацией нижнего девона следует терригенная карбонатная формация верхнего девона и нижнего карбона (турне, визе). Проявившаяся в визе — намюре в пределах смежной Реногерцинской геосинклинальной системы главная фаза складчатости отчетливо выражена и в орогенном прогибе в виде перерыва в осадконакоплении и эрозионного несогласия, разделяющих отложения раннего (сингеосинклинального) и позднего этапов его развития. Поздний этап начался отложением угленосной формации верхнего намюра и вестфала, которая сменилась красноцветной молассой нижней перми. В орогенной впадине северо-востока ГДР известны также связанные с разломами вулканогенные породы основного и кислого составов. Весьма характерной особенностью рассматриваемой орогенной впадины является резкая изменчивость литологического состава и мощностей заполняющих ее отложений, проявляющаяся на коротких расстояниях и обусловленная влиянием конседиментационных (диктиогенических) разломов.

Менее ясна тектоническая природа структур, расположенных южнее Реногерцинской зоны. По А.Л. Матвеевской, Среднегерманский порог представляет собой крайнее северное поднятие орогенной области, ограничивающей варисцидскую геосинклинальную систему с юга. В эту область входят Саксотюрингская и Молданубская зоны, по Ф. Космату. Если опираться на палеотектоническое расчленение этой территории, то следует признать, что с девона в области Саксотюрингикума, включая районы, расположенные восточнее Эльбы (Лукикум), существовало несколько различных по форме приподнятых блоков, которые были окружены прогибами, ограниченными глубинными разломами. Выполняющие прогибы отложения по общей последовательности формаций весьма близки между собой, хотя в деталях имеются и значительные различия, выражающиеся в изменчивости литологического состава и фациальной природы отложений, неодинаковом стратиграфическом по-

¹ Отсутствие перерыва для геосинклиналей второго типа Обь-Зайсанской системы не характерно.

ложении перерывов в осадконакоплении, а также в возрасте и интенсивности связанного с разломами основного магматизма. В общем терригенно-известковые отложения девона и нижнего карбона вверх по разрезу переходят в кульм, которым и заканчивается ранний этап развития прогибов. В северных орогенных впадинах Средней Европы кульм известен, но в Карагандинском прогибе и Минусинских впадинах юга Сибири аналогичные или близкие образования, сменяющиеся вверх по разрезу угленосными, развиты в турне и нижнем визе (см. рис. 4, 5).

Кульм, так и флиш, обычно описывается как формация, характерная для геосинклинальных прогибов, испытавших замыкание в результате складчатости. Структуры, развитые в породах таких трогов, соответствуют структурам складчатых сооружений (тектогеннов). Складчатость в прогибах Саксотюрингикума в результате перекрестного "гердинского" и "рудногорского" направлений — брахиформная (Pietzsch, 1962). Наряду с ней широко распространены узкие складки и рассланцовка. Сжатые складки нескольких порядков, как и в широких приразломных зонах Кузнецкого и Карагандинского прогибов, часто так усложняются нарушениями, что можно говорить о складчато-чешуйчатой и мелкой блоково-складчатой тектонике. Длинные оси складок совпадают с направлением соответствующих осей трогов. Так, в Рудногорском синклинии они имеют северо-восток — юго-западное направление, в синклинии долины р. Эльбы — поперечное северо-запад — юго-восточное. Севернее Дрездена направления простираний складок меняются на расстоянии нескольких километров.

Местами на складчатых отложениях раннего этапа развития прогибов накапливаются угленосные образования карбона, переходящие вверх по разрезу в формацию красноцветных моласс нижней перми. Впадины, заполненные осадочными отложениями позднего этапа развития, в районах орогенных поднятий могут лежать и непосредственно на доварисийских (додевонских) породах. В молассовых отложениях локально, на участках пересечения нарушений разного направления, развиты порой мощные вулканогенные образования кислого состава. Особенно большое значение как пути подъема магм имеют разломы северо-запад — юго-восточного направления (Benek, Röllig, Eigenfeld, Schwab, 1973).

Если для сравнений по Южной Сибири и Средней Европе привлечь проявления варисийского регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма, то принадлежность пространств, простирающихся на юг от Реногерцинской зоны к орогенной области (мобильной платформе), вырисовывается уже не так четко. Областям поднятий Саксотюрингикума и Молданубикума свойственно проявление ранневарисийского кислого магматизма, причины которого следует связывать с подъемом геозотерм в пределах этих поднятий. "Заранее подготовленные" таким образом гранитоиды в связи с проявлением основной фазы складчатости в трогах захватывают большие пространства. Например, Рудногорско-Фихтельбергский антиклинорий располагается на обширном гранитоидном глубинном теле Рудногорского плутона (Watznauer, 1954; Tischendorf u.a., 1965), который своими апофизами достигает Фогтландско-Тюрингского синклиория (Хиршбергский гранит).

Исходя из представлений о главенствующей роли процессов регионального метаморфизма и связанного с ним возникновения и распространения гранитоидных магм в формировании тектонических структур, можно прийти к выводу о том, что развитие прогибов в значительной мере обусловлено гранитизацией поднятий, вызванной усиленным тепловым потоком, а сами прогибы, выполненные осадочными породами, образуются подобно впадинам, окружающим воздымающийся соляной шток. Таким образом, как утверждают В. Кребс и Г. Вахендорф (Krebs, Wachendorf, 1973; Krebs, 1974), седиментация, фациальный состав отложений, их тектоника, магматизм и образование месторождений в средневропейском складчатом фундаменте регулировались тепловыми потоками, поднимающимися от мантии Земли. Другими словами, доварисийский (додевонский) фундамент ведет себя "размягченно" (Wurm, 1966), а не как расчлененная разломами жесткая глыба (мобильная платформа).

Большое значение для тектонической оценки имеют данные о том, что на территории Саксотюрингикума и Молданубикума варисцийское развитие не обнаруживает "полярности", в понимании Ж. Обуэна (Aubouin, 1965), а оси горогов в пространстве и времени имеют приблизительно постоянное положение. Также и складчатость не испытывает "перемещения", как это наблюдается в Реногерцинской зоне и субварисцийском краевом прогибе.

Незначительные мощности предфлишевых осадочных отложений, видимо, объясняются влиянием предшествовавшего (раннепалеозойского) режима, близкого к платформенному.

При сравнении варисцид Южной Сибири и Средней Европы следует исходить прежде всего из того, что в обоих случаях геосинклинальные системы закладывались и развивались на ранее консолидированном фундаменте, на коре континентального типа. Дугообразные изгибы как Обь-Зайсанской, так и Реногерцинской геосинклинальных систем, видимо, были предопределены расположением и активностью древних глубинных разломов. Обь-Зайсанская геосинклинальная система с обеих сторон ограничена сложнопостроенными складчатыми областями, состоящими из более древних разновозрастных складчатых систем (Центральный Казахстан и Саяно-Алтайская область). В варисцийское время они представляли собой орогенные области, распавшиеся на ряд поднятий и прогибов. В то время как складчатые сооружения, ограничивающие Обь-Зайсанскую геосинклинальную систему на западе и востоке, имеют в целом близкий — каледонско-салаирский, реже байкальский возраст и в варисцийское время характеризовались близкими общими закономерностями развития, ход развития областей, обрамляющих Реногерцинскую зону с севера и юга, как было показано выше, менее сходен. Это, вероятнее всего, вызвано близостью расположенной на северо-востоке и востоке древней Восточно-Европейской платформы.

Структуры северного обрамления геосинклинальной системы, которые, судя по характеру отложений во впадинах, вероятно, относятся к орогенным, представляют собой обширные области прогибаний и осадконакопления (краевой прогиб и впадина северо-востока ГДР), предположительно разделенные крупными слабо приподнятыми блоками (Восточно-Эльбский массив). Область южного обрамления Реногерцинской зоны в варисцийский этап аналогично орогенным областям, ограничивающим Обь-Зайсанскую систему, распалась на ряд несходных между собой поднятий (например, Лаузицкое и Рудногорское; Möbus, 1961; различные отрезки Среднегерманского порога; Neumann, 1966), разделенных прогибами, выполненными в основном осадочными, реже вулканогенными отложениями среднего и верхнего палеозоя. По составу и последовательности формаций девона и нижнего карбона прогибы Саксотюрингикума и Молданубикума, несомненно, сходны с одновозрастными отложениями Юго-Западной Присалаирской мульды и в меньшей мере юго-западной окраины Кузнецкого прогиба (см. рис. 3). Верхняя часть разреза среднего и верхнего палеозоя Саксотюрингии по тем же признакам наиболее сходны с синхронными отложениями Карагандинского прогиба и в меньшей степени — Кузнецкого прогиба (см. рис. 3, 5). По приведенным признакам рассматриваемая область Средней Европы должна быть отнесена к орогенным.

Признавая убедительность проведенных сравнений, Г. Мёбус все же считает, что появление кульма, а также наличие сжатой, хотя и обладающей значительной изменчивостью простираций складчатости говорят в пользу геосинклинальной природы прогибов Саксотюрингской зоны и северной Чехии. Таким же противоречащим признаком, по его мнению, являются интенсивные тепловые потоки, которые привели к формированию обширных батолитовых интрузий в поднятиях. Поэтому, может быть, следовало бы говорить об орогенной области (мобильной платформе), в пределы которой проникают геосинклинальные трюги, или о квази-геосинклинальном развитии рассматриваемого района.

ВЫВОДЫ

Обь-Зайсанская геосинклинальная система, заложившаяся в раннем девоне и замкнувшаяся в визе — намюре, с запада и востока была ограничена обширными областями более древней складчатости. В варисцийское время эти области под влиянием диктиогенетических движений распались на ряд орогенных поднятий и прогибов. Последние на протяжении среднего — позднего палеозоя и раннего мезозоя были выполнены морскими и континентальными вулканогенно-осадочными образованиями, состав которых закономерно изменяется как по вертикали, так и латерали. В большинстве рассматриваемых сингеосинклинальных орогенных прогибов выделяется три структурных этажа, разделенных несогласиями. Первый охватывает отложения от верхнелудловских (?) — нижнедевонских до верхневизейских; второй начинается отложениями намюра и охватывает весь верхний палеозой и нижний мезозой. Нижняя граница третьего этажа проводится в основании юры.

Попытка сравнить варисциды Южной Сибири и Средней Европы привела к следующему выводу. Между Обь-Зайсанской геосинклинальной системой и Реногерцинской зоной вместе с примыкающей к ней на севере краевой впадиной ("субварисцидами") можно провести параллель. С включением или без включения гипотетической области поднятия (Восточно-Эльбский массив) на территории северо-восточной части ГДР располагается орогенная впадина. Фундаментом ее служит мобильная платформа, которая на территории п-ова Шонен переходит в стабильную Восточно-Европейскую платформу. В соответствии с характером отложений и наличием визе-намюрского перерыва в орогенной впадине северо-восточной части ГДР следует различать ранний и поздний этапы развития. Как и в орогенных впадинах Сибири, здесь развиты вулканические породы основного и кислого состава.

Среднегерманское поднятие отделяет геосинклинальную Реногерцинскую зону от расположенной на юг от нее мобильной варисцийской области, к которой относятся Саксотюрингская и Молданубская зоны, включая Лугикум. Впадины в этой области имеют как признаки геосинклиналей (наличие кульма, структурные особенности пород, связанные с главной фазой складчатости), так и признаки орогенного развития (блоковое строение области, распределение прогибов по глубинным швам древнего заложения, отсутствие полярности и др.). Поднятия характеризуются подъемом геоизотерм, что связано с расположением обширных гранитоидных плутонов, но включение рассматриваемой области в варисцийскую складчатую систему зависит от того, как рассматривать развитые здесь поднятия — как "жесткие" или как "размягченные" блоки. С этих позиций можно говорить, в частности для Саксотюрингской зоны, включая Лугикум, либо об орогенном развитии, подчиненном влиянию геосинклинали, либо о нетипичном геосинклинальном развитии.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. — Булл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1.
- Богданов А.А., Муратов М.В., Шатский Н.С. Тектоника Европы. М., "Недра", 1964.
- Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. — Геология и геофизика, 1968, № 8.
- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К. Каледонида острова Рюген. — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 4.
- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К., Гольдбежер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого фундамента. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Зоненшайн Л.П. О миогеосинклиналях. Геотектоника, 1969, № 4.
- Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Структуры ограничений древних платформ. — Геология и геофизика, 1961, № 10.
- Матвеевская А.Л. К вопросу о строении палеозойского фундамента в районе Бийско-Барнаульской впадины. — Труды ГТИ ЗСФАН СССР, 1956, вып. 15.
- Матвеевская А.Л. Структурное положение Ануйско-Чуйского прогиба Горного Алтая в эпоху герцинской складчатости. — Сов. геология, 1966, № 4.
- Матвеевская А.Л. Типы орогенных прогибов на примере герцинид Сибири. — В кн.: Орогенические пояса. Доклады сов. гео-

- логов. XXIII сессия МГК. Проблема III. М., "Наука", 1968.
- Матвеевская А.Л.* Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., "Наука", 1969.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др.* Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.
- Сендерзон Э.М., Костоманов Т.М.* Элементы тектоники и возрастные взаимоотношения дизъюнктивных нарушений в Кузнецком бассейне. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 6.
- Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., "Наука", 1963.
- Шатский Н.С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер., вып. 2(6). М., Изд-во МОИП, 1945.
- Шатский Н.С.* О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 3.
- Шейнманн Ю.М.* Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та золота и редких металлов. Сер. геол., 1954, № 49.
- Штилле Г.* Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Aubouin J.* Geocynclines. — Development in Geotectonics I, Elsevier Publ. Company, Amsterdam-London-New York, 1965.
- Bederke E.* Die Grenze von Ost- und West-Sudeten. — Geol. Rundschau, 1929, 20.
- Belousov V.V.* Die Tektonosphäre der Erde — Idee und Wirklichkeit. — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 11.
- Benek R., Röllig G., Eigenfeld F., Schwab M.* Zur strukturellen Stellung des Magmatismus der Subsequenzperiode im DDR — Anteil der mitteleuropäischen Varisziden. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 1.
- Bogolepov K.V.* Die Deuteroorogenese. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 1.
- Brinkmann R.* Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundschau, 1948, 36.
- Brause H.* Ein Unterdevonvorkommen bei Litschen (Lausitz). — Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss., 1964, 6, N 4.
- Brause H.* Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. — Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeol., Jg. 1968, N 1.
- Brause H.* Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970, 15.
- Brause H.* Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Brause H., Freyer G.* Weitere Funde von Unter- und Mitteldevon in der Lausitz. — Wiss.-Techn.-Informationsdienst, Zentral. Geol. Inst., 1965, 6, N 5.
- Brause H., Gotte W., Douffet H.* Gesetzmäßigkeiten in der saxo-thuringischen Zone des Variszikums und ihre Beziehungen zu älteren Orogenen. — XXIII Sess. Intern. Geol. Congr., 3, Praha, 1968.
- Bubnoff S.v.* Über die Gerüstbildung der Erdrinde (Dictyogenese). — Naturwissenschaften, 1938, 26.
- Bubnoff S.v.* Einführung in die Erdgeschichte. 3. Aufl. Berlin, Akad.-Verlag, 1956.
- Buš V.A., Gareckij R.G., Kirjuchin L.G.* Die strukturelle Lage der subsequenten Effusive der Varisziden Zentraleuropas, Mittelasiens und Kasachstans. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 1.
- Chain V.E., Muratov M.V.* Geosynclinal belts, orogenic belts, folded belts and their relation in time and space. — Intern. Geol. Congr., XXIII Sess., 3, Praha, 1968.
- Dvořák J., Freyer G.* Die Devon/Karbon-Grenze im Mährischen Karst (Südteil des mährischen Sedimentationsbeckens) auf der Grundlage von Conodontenfaunen. — Geologie, 1961, 10, N 8.
- Dvořák J., Paproth E.* Über die Position und die Tektogenese des Rhenohercynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisziden. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., A bh., 1969, N 2.
- Dudek A., Suk M.* Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — Ber. geol. Ges. DDR, 1965, 10.
- Eigenfeld R.* Die granitführenden Konglomerate des Oberdevons und Kulms im Gebiete altkristalliner Sattelanlagen in Ostthuringen, Frankenwald und Vogtland. — Abh. math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., 1938, 42, N 7.
- Franke D.* Zu den Varisziden und zum Problem der Kaldoniden in Nördlichen Mitteleuropa. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 1/2.
- Haarmann E.* "Tektogenese" oder "Gefügeprägung" statt "Orogenese" oder "Gebirgsbildung". — Z. Dtsch. geol. Ges., B, 1926, 78.
- Lorenz W., Hoth K.* Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone. — Geologie, Beih. 44, 1964.
- Jaeger H.* Monographtus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudet-Hauptfaltung. — Geologie, 1964, 13, Berlin.
- Katzung G.* Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperm in Mitteleuropa. — Geologie, 1972, 21, N 4/5, Berlin.
- Kegel W.* Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinalen. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1950, 100.
- Kober L.* Der Bau der Erde. — Berlin Gebr. Borntraeger Verl., 1921.
- Kölbl H.* Der Grundgebirgsbau Norddeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete. — Geologie, 1963, 12, N 6.
- Korich D.* Eruptivgesteine im Rotliegenden des Nordteiles der DDR. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12.
- Kossmat F.* Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. — Abhandl. Sächs. Geol. Landesamt, 1927, 1.

- Kramer W.* Beziehungen zwischen Magmatiten und Sedimenten in sedimentären Komplexen. — Z. geol. Wiss., 1973, 1, N 5.
- Krebs W.* Der Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und postvariszischer Strukturen in Mitteleuropa. — Résumé Vortrages, gehalten Kossmat-Sympos. Dtsch. Akad. Naturforsch. Leopoldina, Karl-Marx-Stadt, 1974.
- Krebs W., Wachendorf H.* Proterozoic-Paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. — Bull. Amer. Geol. Soc., 1973, 84.
- Matveevskaja A.L.* Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Möbus G.* Lausitzer Grundgebirge — Erzgebirge, ein petrogenetischer Vergleich. — Geologie, 1961, 10, N 7.
- Möbus G.* Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der DDR. — Geologie, 1968, 17, N 6/7.
- Möbus G.* Caractéristiques de l'évolution de la zone saxo-thuringienne dans l'orogénèse hercynienne en Europe centrale. — Vortrag, gehalten Sympos. "Präkambrium mobiler Zonen", Rennes/Frankreich, 1974.
- Neumann W.* Versuch eines lithostratigraphischen Vergleiches von Grundgebirgsanschnitten im Bereich der Mitteldeutschen Schwelle. — Geologie, 1966, 15, N 8.
- Neumann W.* Zur Paläogeographie, Tektonik und Metamorphose des Paläozoikums über einem präkambrisch konsolidierten Sockel am Beispiel des Sächsischen Granulitgebirges. — "Manuscript Sympos. "Präkambrium mobiler Zonen", Rennes/Frankreich, 1974.
- Oberc J.* The boundary between the Western and Eastern Sudetic tectonic structures. — Annales de la Société Géol. de Pologne, 1968, 38, N 2/3.
- Olszak G., Thierbach H.* Einige geologisch-geophysikalische Strukturelemente der Norddeutsch-polnischen Senke und ihre möglichen Beziehungen zu Tiefenbau und Entwicklung dieses Krustenabschnittes. — Z. geol. Wiss., 1973, 1, N 2.
- Pesek J.* Geologischer Bau und Entwicklung der Karbonablagerungen des Pilsen-Steinkohlenbeckens. — Acta Univ. Carolinae Geol., 1968, 4.
- Pfeiffer H.* Überblick über die Entwicklung des Saxothuringikums von Beginn des Devons bis zur variszischen Hauptfaltung. — Geologie, 1968, 17, N 1.
- Pietzsch K.* Geologie von Sachson. Berlin, VEB Dtsch. Verlag Wiss., 1962.
- Rost W., Schimanski W.* Übersicht über das Oberkarbon und das Rotliegende im Nordteil der DDR. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 3/4.
- Schmidt W.* Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1952, 103.
- Schroeder E.* Variszische Gebirgsbildung. — Grundriß Geol. DDR, 1968, 1.
- Schroeder E.* Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Varisziden. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 2.
- Schwan W.* Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1974, 125.
- Stille H.* Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1920, 71.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Gebr. Borntraeger Verl., 1924.
- Stille H.* Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Gebr. Borntraeger Verl., 1940.
- Stille H.* Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Beih. geol. Jahrb., 1951, 2.
- Teisseyre H.* Les plissements antécambriens et paléozoïques en Pologne. — Vortrag Symposium "Präkambrium mobiler Zonen", Rennes/Frankreich, 1974.
- Tischendorf G., Wasternack J., Olduan H.B., Dein E.* Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. — Z. angew. Geol., 1965, 11.
- Veljupek M.* Geologie des Ostrandex Kladno-Beckens. — Sbornik geol. VED, G, 1970, 18.
- Watznauer A.* Die erzgebirgischen Granitintrusionen. — Geologie, 1954, 3.
- Watznauer A.* Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Variszikums. — Geol. Rundschau, 1965, 54.
- Watznauer A., Tröger K.-A., Möbus G.* Gleichheiten und Unterschiede im Bau der Saxothuringischen Zone westlich und östlich des Elbe-Lineamentes. — Vortrages, gehalten Kossmat-Sympos. Dtsch. Akad. Naturforscher Leopoldina, Karl-Marx-Stadt, 1974.
- Wurm A.* Zur Frage älterer versteifter Kristallinmassive im variszischen Gebirge Mitteleuropas. — N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh., 1966, 6.
- Zwart J.J.* Die Regionalmetamorphose im Europäischen Variszikum. — Vortrag, gehalten Kossmat-Symposium Dtsch. Akad. Naturforscher Leopoldina, Karl-Marx-Stadt, 1974.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

ВВЕДЕНИЕ

Долгое время, начиная с конца прошлого века, Европа служила своеобразным тектоническим эталоном, с которым сравнивались различные регионы СССР. Сравнение преследовало главным образом установление синхронных эпох и фаз складчатости или выявление сходных тектонических элементов (например, срединных массивов), типов разреза (моласса, кульм и т.д.) и связанных с ним нарушений (кливаж, шарьяжи и т.п.).

В настоящее время изученность многих, по-разному построенных и по-своему интересных регионов СССР достигла таких уровней, что эти регионы в свою очередь тоже могут быть в том или ином плане эталонными. С этих позиций сравниваются, например, варисциды Средней Европы и уралиды. Еще С.Н. Бубнов (1960) указал на большое сходство ряда уральских тектонических зон, насыщенных базитами и гипербазитами, с варисцидами Европы и отметил, что путем их сравнения можно прийти к некоторым важным выводам о роли основных магм в Европе.

Несколько позже Е. Шрёдер (Schroeder, 1972) выявил многие общие черты между зонами Южного Урала и ренид. Затем сопоставлялись данные о глубинном строении Урала и Средней Европы (Огаринов, Сальникова, 1973): были выделены однотипные разрезы земной коры, системы глубинных разломов и т.п. Вместе с тем было показано, что варисциды Урала и Европы не только сходны, но во многом и отличаются друг от друга.

В настоящей статье с несколько иных позиций сопоставляются позднепалеозойские орогены Средней Европы и Центрального Казахстана. Рассматриваются орогенные формации, гранитоидный и эффузивный магматизм, пространственные рисунки разломов, общий стиль строения основных структурных элементов, наконец, данные о глубинном строении орогенов. Конечной целью сравнительного анализа является выявление возможного механизма формирования орогенных структур в позднем палеозое.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В позднепалеозойской структуре Центрального Казахстана и Средней Европы отчетливо различаются два главных структурных элемента — дугообразное в плане поднятие и находящаяся в полукружье этого поднятия обширная депрессия.

В Центральном Казахстане поднятие такого рода — Атасу-Тектурмасское (Суворов, 1968, 1969) — прослеживается от района оз. Иссык-Куль на северо-запад, север и северо-восток до гор Ерментау (см. вкладку рис. 1, I). Длина его несколько более 1500 км, ширина 100–330 км, площадь превышает 300 тыс. км². К северо-западу и юго-западу от поднятия располагаются глубокие Тенизская и Чуйская впадины, заполненные терригенными толщами карбона и перми, к востоку — Токрауская и Северо-Балхашская впадины с эффузивами верхнего палеозоя.

В пределах поднятия обнажены главным образом метаморфизованные протерозойско-нижнепалеозойские и среднепалеозойские комплексы, прорванные многочисленными гранитными интрузиями позднего палеозоя. Отложения среднего карбона и перми практически отсутствуют, встречаясь лишь в небольших мульдах.

Аналогичное поднятие в Средней Европе намечается массивами Армориканским, Центральным Французским, Шварцвальд-Вогезским и Чешским (см. вкладку рис. 2, I). Они также сложены наиболее древними (главным образом кадомскими, молданубскими и ассинтскими) метаморфическими комплексами при незначительной роли верхнепалеозойских отложений. Эти комплексы переработаны вариссийскими движениями и заключают в себе многочисленные крупные и мелкие гранитные интрузивы позднего палеозоя. Поднятие простирается дугообразно и обращено выпуклой стороной на юго-юго-запад. С юго-восточной стороны на него наложены Предальпийский краевой прогиб и Альпийские тектонические покровы, с юго-западной стороны с ним граничит Аквитанский бассейн, на севере к поднятию примыкает обширная депрессия, включающая в себя Парижский бассейн, Заальский, Саарский и другие прогибы. Длина поднятия превышает 2000 км, ширина колеблется от 170 до 400 км, площадь более 600 тыс. км².

Великолепно трассируемое выходами позднепалеозойских гранитных интрузий, Армориканско-Чешское поднятие не отвечает зональности, установленной еще Ф. Коссматом и С.Н. Бубновым по изменениям разреза всего палеозоя и докембрия. На западе варисцид, например, поднятие под острым углом пересекает Саксонюрингскую и Реногерцинскую зоны и продолжается далее через Ла-Манш на юго-запад Англии.

Дугообразные поднятия обладают своим структурным планом, что хорошо подчеркивается расположением крупных разломов. В пределах Армориканско-Чешского поднятия разломы простираются в трех главных направлениях — северо-западном, северо-восточном и субмеридиональном, на Атасу-Тектурмасском — в северо-западном, северо-восточном и субширотном. По отношению же к контурам дуг в том и другом случае они являются субпродольными и субпоперечными и представлены в этом смысле только двумя группами.

Сопряженные с поднятиями депрессии имеют более сложное строение и заключают в себе как негативные (прогибы, впадины), так и позитивные (поднятия, горсты) зоны при устойчивой тенденции, однако, к проседаниям в позднем палеозое. В связи с этим наибольшая площадь депрессий занята отложениями верхнего палеозоя и мезо-кайнозоя, из-под которых местами обнажаются более древние.

В Центральном Казахстане такая депрессия (рис. 1, II) имеет форму неправильного ромба или овала, вытянутого с юго-востока на северо-запад, куда входят прогибы и впадины Токрау, Северного Прибалхашья, Баканаса, Южного Прибалхашья и несколько реликтовых поднятий — Абралинское, Северо-Балхашское и Джунгарское. На западе и юге депрессия примыкает к Атасу-Тектурмасской структурной дуге, на востоке ограничивается Чингиз-Тарбагатайским поднятием (рис. 1, III). В этих границах длина депрессии (для краткости назовем ее Балхашской) равна 800 км, ширина до 550 км, общая площадь около 450 тыс. км².

В Средней Европе депрессия охватывает главным образом Парижский бассейн и Южно-Германскую впадину с их обрамлением, а также несколько реликтовых поднятий (Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц), Субвариссийский краевой прогиб и прилежащие с севера районы субплатформы (примерно до области глубокого погружения фундамента неустановленного возраста). Конфигурация депрессии близка овалу, вытянутому субширотно. Длина ее около 1250 км, ширина до 550 км, площадь составляет 680 тыс. км² (рис. 2, II).

Характерная особенность депрессий — широкое распространение в разрезах верхнего палеозоя эффузивных образований при подчиненном развитии гранитных интрузий. Последние в депрессии Средней Европы вообще встречаются редко, а в Центральном Казахстане они хоть и есть, но в своем большинстве тесно связаны с эффузивами и представляют собой корневые части вулканических аппаратов.

В отличие от поднятий, депрессии обладают более мозаичным структурным планом, в котором отчетливо выражено как минимум четыре направления разломов: в Балхашской депрессии — два диагональных и два ортогональных, а в Средне-европейской — два диагональных, север-северо-восточное и субширотное.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Разрезы верхнепалеозойских орогенных формаций нередко включают в себя, кроме среднекаменноугольно-пермских отложений, визе и намюр. По своему характеру они более или менее одинаковы в Европе и Казахстане, но довольно резко отличаются на дугообразных поднятиях и в овальных депрессиях (рис. 3, А и Б).

Верхний палеозой Атасу-Тектурмасской дуги, залегающий в небольших наложенных мульдах, характеризуется прежде всего сокращенными мощностями (Геология СССР, т. XX, 1972). В Тенгиз-Коржункульской мульде, например, на внешних склонах дуги разрез мощностью до 2655 м начинается угленосной толщей верхнего визе — намюра (1232 м), выше следуют пестроцветные терригенные отложения башкирского яруса с прослоями пепловых туфов (223 м) и коржункульская пестроцветная терригенная свита среднего — верхнего карбона (1200 м). Общая мощность Карагандинского разреза не превышает 2800 м. Здесь, как известно, преобладают угленосные отложения верхнего визе — среднего карбона (карагандинская, надкарагандинская, долинская и тентекская свиты), которые лишь вверху сменяются пестроцветной моляссой верхнего карбона (шаханская свита). Еще один тип разреза Атасу-Тектурмасской дуги представлен в Чийозекской мульде. Сюда входят свиты: каркаралинская — порфириды, кварцевые порфиры, туфы, конгломераты и песчаники верхнего визе — намюра (1210 м); калмакэмельская — амфибол-плагноклазовые порфириды, кварцевые порфиры, туфы, туфолавы намюра — башкирского яруса (500—800 м); керегетасская — кварцевые порфиры, туфы, туфолавы типа игнимбринов среднего — верхнего карбона (300—400 м); колдарская — трахиандезитовые порфиры, дациты, липариты нижней перми (675 м).

В Балхашской депрессии, по тем же данным, суммарная мощность верхнего палеозоя возрастает до 7—8 км при резком увеличении роли вулканогенных пород по всему разрезу. В Токрауском прогибе широко распространены каркаралинская, калмакэмельская, керегетасская и колдарская свиты, сложенные вулканитами среднего и кислого состава с горизонтами в средних частях разреза полимиктовых песчаников, гравелитов и конглобрекций. Местами, в верхах разреза, присутствует еще одна нижнепермская свита — кызылкинская, представленная породами трахидацитового и трахипаритового ряда. Общая максимальная мощность вулканитов составляет здесь 6800 м. Сходный разрез мощностью до 6 км описан в Калмакэмельской впадине к северу от оз. Балхаш. Эти же свиты, за исключением двух нижних — каркаралинской и калмакэмельской, присутствуют и в Баканасском прогибе, где они представлены в аналогичных фациях. Большое распространение в разрезе и по площади Баканасского прогиба получает верхнепермская курайлинская свита, сложенная главным образом базальтами и трахибазальтами с горизонтами липарито-дацитов и песчаников. Ее мощность около 3 км, а всего орогенного разреза — 7950 м. Далее к восточным и северо-восточным окраинам Балхашской депрессии разрез снова начинает сокращаться, и в Предчингизье мы видим только каркаралинскую и калмакэмельскую свиты общей мощностью около 2 км.

Таким образом, Атасу-Тектурмасское дугообразное поднятие характеризуется развитием маломощных орогенных формаций верхнего палеозоя при существенной роли в них пестроцветной и угленосной моляссы. В Балхашской депрессии разрез верхнего палеозоя несравненно более полный и мощный при доминирующей роли вулканогенных пород.

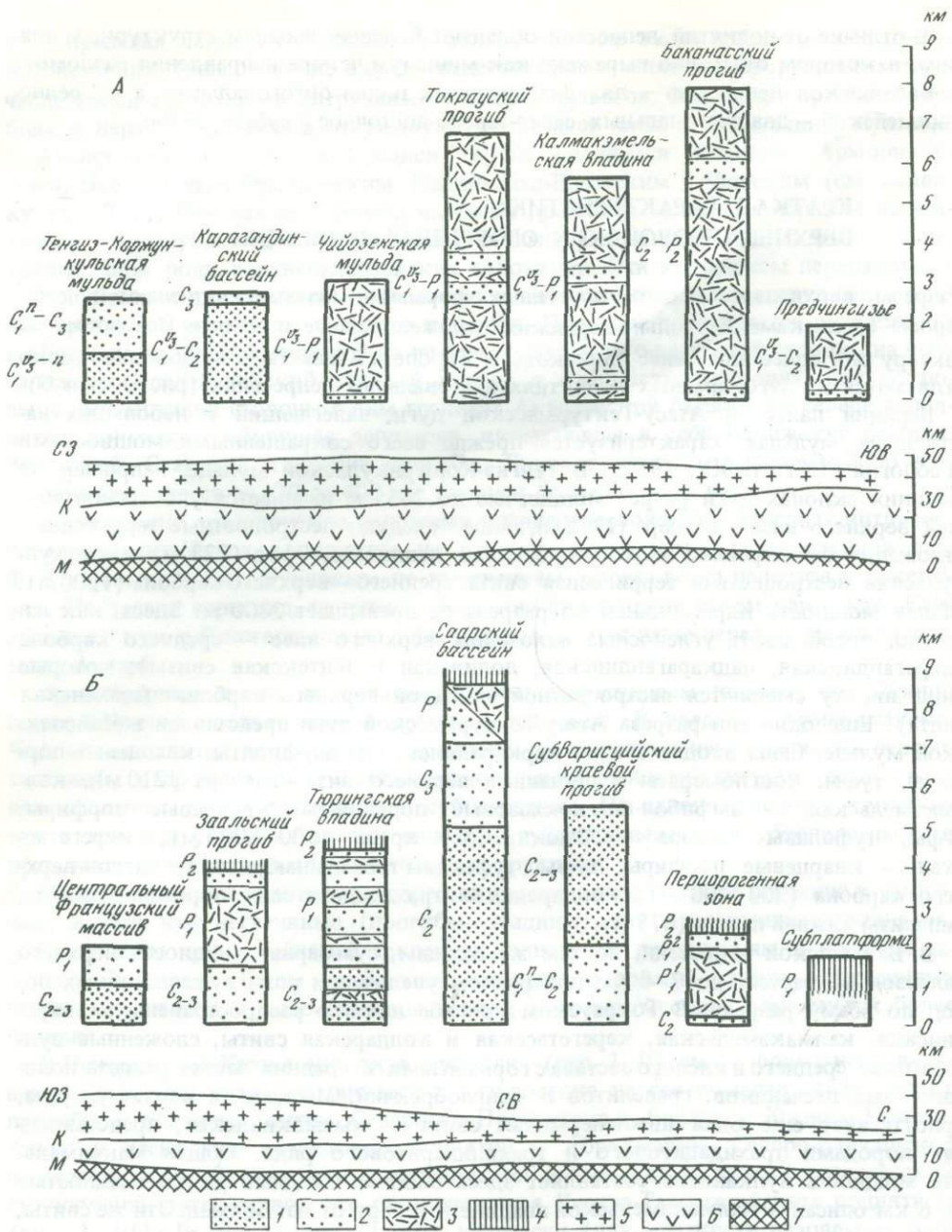


Рис. 3. Схема сопоставления позднепалеозойских орогенных формаций и глубинных слоев земной коры в Центральном Казахстане (А) и в Средней Европе (Б)

1 — угленосная моласса; 2 — пестроцветно-красноцветная моласса; 3 — порфировая формация; 4 — соленосная формация; 5 — гранитный слой; 6 — базальтовый слой; 7 — верхняя мантия

Армориканско-Чешская структурная дуга по характеру орогенных формаций верхнего палеозоя аналогична Атасу-Тектурмасской. Здесь эти формации также представлены маломощными (до 2–3 км) континентальными отложениями, заполняющими небольшие разобщенные грабены и наложенные мульды (Павловский, 1960; Штилле, 1964; Обузн, 1967; Шлезингер, 1974). На Армориканском массиве орогенный разрез сложен угленосной молассой намюра и стефана, перекрытой красноцветными отложениями перми. В многочисленных мелких впадинах Центрального Французского массива преобладают лимни-

ческая угленосная формация верхов вестфала — стефана (до 1 км) и красноцветная моласса перми (1, 2 км), согласно перекрывающая отложения стефана. Впадина Южного Шварцвальда заполнена сероцветной вулканогенной молассой верхнего визе местами с тонкими прослоями каменного угля. В Чешском массиве выше эродированных ассинтских и ранневарисцидских структур в таких же впадинах залегают угленосные молассоиды вестфала — стефана и красноцветные отложения перми, заключающие в себе горизонты порфиоров (вестфал) и мелафиров (нижняя пермь).

С переходом в Среднеевропейскую депрессию, на север и северо-восток, мощность терригенных отложений верхнего палеозоя неуклонно возрастает и среди них появляются довольно мощные пакки эффузивов. В Заальском прогибе (Гарецкий, 1972; Шлезингер, 1974) орогенный разрез начинается пестроцветной континентальной молассой вестфала и стефана (конгломераты, песчаники, сланцевые глины с прослоями каменного угля и подчиненных порфиоров и порфиритов) мощностью 1–1,5 км. Выше следует наземная порфировая формация ротлигенда (2–2,5 км), сложенная чередующимися эффузивами среднего-кислого состава и терригенными образованиями. Разрез венчает красноцветная континентальная моласса верхнего ротлигенда (тамбахские слои) мощностью до 440 м.

На северо-востоке Тюрингской впадины мощность верхнего палеозоя возрастает до 4,5 км. Вестфал и стефан представлены сероцветными терригенами с прослоями порфирито-порфиоров (1–1,5 км), нижняя пермь — красноцветной молассой с пакками средних и кислых эффузивов (2,5–3 км); выше следует соленосная толща верхней перми (цехштейн), включаемая в основание платформенного чехла.

Наибольшей мощности (до 9 км) разрез орогенных формаций Средней Европы достигает в Саарском угленосном бассейне (Буш и др., 1973). В его нижней части выделяется саарбрюккенская серия вестфала — серые песчаники и алевролиты с многочисленными прослоями угля общей мощностью не менее 4,5–5 км. Она сменяется отвейлерской серией стефана, в разрезе которой выделяются (снизу): серые песчаники и аргиллиты (550 м), красные и пестрые конгломераты и песчаники (1–1,4 км), серые песчаники и алевролиты (200 м). Среди пермских отложений преобладает красноцветная моласса (1,5 км), которая на востоке, в вулканической области Наз, замещается толщей порфиритов, мелафиров, туфов (тонштейнов) и кварцевых порфиоров.

В Субварисцидском краевом прогибе на территории ФРГ, Нидерландов, Бельгии и Франции основная роль принадлежит терригенным отложениям — пестроцветной молассе (намюр — вестфал) и угленосной молассе (вестфал) общей мощностью 5,5–6 км (Бубнов, 1960). Еще севернее, в так называемой периророгенной зоне и по краю субплатформы, где Среднеевропейская депрессия под платформенным чехлом как будто начинает замыкаться, мощность орогенных отложений измеряется первыми километрами. Здесь они представлены толщей эффузивов основного, среднего и кислого составов (нижняя пермь), подстилаемой и перекрываемой грубообломочными молассами (соответственно средним карбоном и верхней частью нижней перми), а севернее — толщей субплатформенных песчано-глинистых и сульфатно-соленосных отложений того же возраста, которая наконец сливается с верхнепермским цехштейном платформенного чехла (Буш и др., 1973).

Из всего сказанного следует, что позднепалеозойские орогены Центрального Казахстана и Средней Европы похожи друг на друга по количеству наиболее распространенных формаций (от угленосной и красноцветной молассы до порфировой формации), по их фациальному составу и по мощности. А главное, все эти формации в направлении от дугообразного поднятия к овальной депрессии и в Казахстане, и в Европе изменяются по одному плану (см. рис. 3, А и Б). Некоторые отличия мы видим только между Среднеевропейской и Балхашской депрессиями: в первой из них главная роль принадлежит угленосной формации, во второй — порфировой.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ

Приуроченные к дугообразным поднятиям гранитоиды в большинстве своем синхронны орогенным формациям.

В пределах Атасу-Тектурмасской структурной дуги гранитоиды слагают крупные удлиненные массивы — Сарытау, Карагайлы, Каркаралы, Коттуадам, Кызылтау, Калдырма, Ортау, Космурун и др. Будучи пространственно связаны с разломами, они простираются в разных направлениях — на северо-восток, северо-запад и меридионально, но в целом вытягиваются в один дугообразный пояс, совпадающий с зоной минимальных и нулевых мощностей верхнепалеозойских формаций.

Принято считать, что гранитные интрузивы представляют собой межформационные тела, близкие по форме к гарполитам с ассиметричной или куполовидной кровлей и с вертикальными подводящими каналами трещинного типа. Вертикальная мощность гранитных тел, по геофизическим данным, составляет 5–12 км, иногда больше.

На отдельных участках (горы Космурун, Джаксы-Тагалы, Каркаралы) известны овально-кольцевые, в разрезе конические структуры с большим количеством гранит-порфировых даек или округлые в плане гранитные шгоки (Аксоран и др.). Длина этих структур 15–25 км, ширина 10–15 км, глубина колеблется от 8–12 до 20 км.

Расположение наиболее крутых контактов гранитов с вмещающими породами на вогнутой окраине дуги (Карагайлы, Космурун) позволяет предположить, что именно здесь находились магмоподводящие разломы, по которым, а затем уже по пологим трещинам и другим полостям магма по латерали распространялась в сторону выпуклой окраины главным образом на запад и север. Поэтому на современных срезах некоторых гранитных тел (Коттуадам и др.) крупнозернистые разновидности гранитов чаще встречаются вблизи внутренних крутых трещин, а мелкозернистые — далее от них.

По составу в Атасу-Тектурмасском поднятии преобладают биотитовые и лейкократовые граниты, реже гранодиориты и аляскитовые граниты. Их абсолютный возраст, согласно определениям Г.Н. Щербы, В.К. Монича, Л.В. Комлева, А.И. Иванова и других исследователей, находится в пределах 280–360 млн. лет (биотитовые граниты) и 250–298 млн. лет (альяскитовые граниты). По соотношениям с вмещающими породами выделяются граниты ранневарисскийские, средневарисскийские (топарский среднего — верхнего карбона и калдырминский — верхнего карбона комплексы) и поздневарисскийские (акчатауский комплекс перми). В некоторых районах установлены и еще более древние, девонско-каменноугольные интрузии гранитоидов (преимущественно гранодиоритов) — в полосе Баян-Аул — Караганда, в Акжал-Аксоранской и Успенской зонах (Магматизм..., 1968). Не исключено, что местами на Атасу-Тектурмасской дуге гранитоидный магматизм несколько опережал накопление орогенных формаций.

Вообще же гранитоидный пояс конца девона — начала карбона в Центральном Казахстане располагался западнее позднепалеозойского, на Сарысу-Тенизском водоразделе, а отвечающее ему дугообразное поднятие охватывало восточную часть Кокчетавского массива, Сарысу-Тенизский водораздел и северо-западное Прибалхашье (см. вкладку рис. 4). За сравнительно короткий промежуток времени (100 млн. лет) поднятие неравномерно мигрировало с запада на восток примерно на 100 км, а вся система поднятия — депрессия несколько повернулась по часовой стрелке (см. рис. 1 и 4).

Гранитоиды Армориканско-Чешского поднятия, как и в Казахстане, представлены крупными удлиненными массивами, вытянутыми вдоль разломов субпродольно или субпоперечно к оси дуги. Одни из них — супракрустальные (несогласно залегающие), другие — инфракрустальные (согласно залегающие).

По Ж. Обузу (1967), инфракрустальные граниты связаны с мигматитами и внедрились в конце динанта. Супракрустальные граниты внедрились в турне и вize. Первые обычно биотитовые; сюда относятся интрузивы Оберкир, Вельбалд, Сен-

Блазень (Шварцвальд), Морван, Божоле (Центральный массив), шаровые граниты в Вогезах. Вторые — порфиroidные; таковы интрузивы Альбгаль (Шварцвальд), Мадлен, Маржерид, Лозер (Центральный массив), граниты водораздельных гребней в Вогезах.

В Чешском массиве большинство гранитов внедрилось во время формирования вариссийского среднего подэтажа (динант, намюр, вестфал). К этой категории принадлежат интрузивы Центрально-Молданубский, Среднечешский, Тржебичский, Карловарский, Мишеньский, Лужицкий и Крконошский, представляющие собой эродированные выступы или купола почти сплошного гранитного слоя. Некоторые из гранитов (в Рудных горах, например) принадлежат верхнему структурному подэтажу и сформировались в конце карбона — начале перми (Тектоника Европы, 1964).

Многие из вариссийских гранитов Армориканского массива, по Г. Штилле (1964), связаны с астурийской складчатостью (вестфал, стефан). Наиболее древние из них расположены в осевых зонах додевонских комплексов. При внедрении гранитов имели место наиболее значительные движения, сопровождавшиеся милонитизацией, горизонтальными сколами и смещениями.

Абсолютный возраст вариссийских гранитов Центрального Французского массива, Вогез и Шварцвальда, определенный калий-аргоновым методом, составляет 296–330 млн. лет, Рудных гор — 329–380 млн. лет (Руттен, 1972), "синтектонические" граниты Армориканского массива — 370 млн. лет (Тектоника Европы, 1964). По Г. Мёбусу (1966), вариссийский прогрев сказался и на возрасте пород фундамента, например ассинтских гнейсов Рудных гор или лужицких гранодиоритов, имеющих возраст соответственно 380–310 млн. и 310–410 млн. лет.

В связи с гранитообразованием находится, по-видимому, процесс воздымания отдельных зон Средней Европы, последовательно мигрировавших в направлении с юга на север (Бубнов, 1960; Обузн, 1967 и др.). Так, Молданубская зона вышла из-под уровня моря в конце девона, внешняя Саксотюрингская и внутренняя Реногерцинская зоны — в конце динанта и в вестфале, Вестфальская зона или Субвариссийский краевой прогиб — в конце вестфала.

Аналогичный процесс с последовательным латеральным смещением гранитного магматизма, как отмечалось выше, имел место и в Центральном Казахстане. На этом основании можно предполагать миграцию гранитного магматизма и в Средней Европе (с юга на север), а также то, что вариссийские граниты осевой части Армориканско-Чешской дуги древнее гранитов ее северной части и прилежащих окраин Среднеевропейской депрессии.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Стиль тектонического строения позднепалеозойских дугообразных поднятий Средней Европы и Центрального Казахстана более или менее одинаков. Также имеется сходство и между депрессиями. В то же время и там и здесь устанавливаются большие различия в строении поднятий и депрессий.

Общая структура Атасу-Тектурмасской дуги, по данным автора (Суворов, 1968, 1969), определяется развитием линейных зон смятия в среднепалеозойских отложениях (по нижний карбон включительно) и редких наложенных мульд, заполненных каменноугольными отложениями (турне, визе, намюр, средний-верхний карбон).

Наиболее характерны субпродольные зоны смятия в северной половине Атасу-Тектурмасской дуги — Спасская и Успенская. Эти зоны имеют очень сложное покровное и чешуйчато-складчатое строение с широким проявлением расланцевания, кливажа и динамометаморфических изменений пород. Складки сильно сжаты, повсеместно сопряжены с взбросами и надвигами и наклонены или опрокинуты в северных и северо-западных румбах. Надвиги, простирающиеся субшироотно и с юго-запада на северо-восток, тесно ассоциируют со сдвигами по-

перечного направления. Известны также покровные структуры (Матак, Ацису, Уста и др.). По тектоническому сближению фаций и перекрытиям одних пластин другими суммарная амплитуда надвигания в Спасской зоне определена в 30–40 км; здесь же установлен продольный левый сдвиг с амплитудой смещения до 70 км. В Успенской зоне надвиговое перемещение составляет 15–20 км. Предполагается, что Атасу-Тектурмасская дуга надвинута на край каледонид (к северо-западу) в общей сложности на 150–200 км (Суворов, 1973).

Мульды каменноугольно-верхнепалеозойских отложений построены проще, с более пологим залеганием слоев, но и в них, например в Чурубай-Нуриной, бурением установлены довольно многочисленные мелкие надвиги. Важным фактором в строении некоторых мульд, особенно в южной половине Атасу-Тектурмасской дуги (мульды Мийкайнарская, Караобинская, Джаильминская и др.), являются секущие разломы северо-западного направления, вдоль которых широкое распространение получили небольшие сдвиги и интенсивная мелкая складчатость (Маркова, 1961).

В Северном Тянь-Шане среди дислокаций варисцийского структурного этажа, значительно приподнятого в позднем палеозое, обычны глыбовые, флексурные и сундучные брахиморфные складки, а также моноклиналильные блоки с большим количеством разломов. Разломы преимущественно крутые, но с заметным преобладанием взбросо-надвигов и подчиненным значением сбросов (Геология СССР, т. XXV, 1972).

Варисцийская структура Армориканско-Чешской дуги создана в течение нескольких фаз – от бретонской (между поздним девонем и ранним карбоном) до астурийской (в конце карбона) включительно.

В Армориканском массиве известна система линейных складчатых структур, субпараллельных южному глубинному разлому. Отложения верхнего карбона смяты в крутые антиклинали и синклинали. Бриовер образует чешуйчатую структуру, которая также связывается с варисцийской орогенцией. В Вандее имеет место надвигание гранулитовых гнейсов на отложения стефана (Павловский, 1960; Руттен, 1972).

Центральный Французский массив построен более сложно. Помимо линейных складчатых структур, здесь широко развиты позднекаменноугольные грабены, мульды, борозды, в основании с разломами, причем в некоторых из этих структур (например, в бассейне Сент-Элой) установлены довольно сильные деформации стефанских отложений. Имеется ряд надвигов, наиболее значительных на плато Эгюранд и в районе Сиуль. Движение по надвигам происходило с севера на юг, из внутренней части северной ветви палеозойской геосинклинали (погребенной под осадочным чехлом Парижского бассейна) в сторону главной геоантиклинали массива. Отмечается, наконец, ряд шарьяжей (Мутумэ, южный склон Черных гор, Виган, Южные Севенны) с движением на север или северо-запад, в сторону древнего ядра массива (Павловский, 1960; Grolier, 1973). В отношении покровных структур гор Монтань-Нуар высказано предположение о их "северном происхождении" с перемещением масс в южном направлении (Обуэн, 1967; Руттен, 1972). Наряду с этим отмечается крупное передвижение Центрального массива (вместе с Армориканским) по Бискайско-Пиренейскому глубинному сдвигу к юго-востоку (Arthaud, Matte, 1974). Образование линейных складок и надвигов Центрального массива синхронизируется с интрузивным гранитоидным магматизмом и сильным метаморфизмом.

В Чешском массиве варисцийский орогенез сформировал, с одной стороны, дугообразную полосу проявления чешуйчатой складчатости, а с другой – узкие грабены, рампы, мульды и крупные брахиантиклинали север-северо-восточного простирания, надвинутые по продольным разломам к восток-юго-востоку и юго-востоку (Тектоника Европы, 1964; Franke, 1973). Отмечаются также поперечные сдвиги, например, в зоне Пршибрам амплитудой до 2 км (Rajlich, Vlasimský, 1974), более крупные – Западно-Лужицкий, Франконская линия и др. (Мёбус, 1966).

На основании всех приведенных данных дугообразные поднятия Центрального Казахстана и Средней Европы можно рассматривать как зоны интенсивного горизонтального сжатия с преимущественным движением масс в течение позднего палеозоя в направлении их внешней (выпуклой) стороны.

Депрессии, прилегающие к поднятиям, характеризуются более простым мозаично-глыбовым строением. В Токрауском прогибе Центрального Казахстана, например, толщи верхнего палеозоя образуют глыбы треугольной, ромбической и т.п. конфигурации, неравномерно, с перекосом опущенные относительно друг друга на 0,5–1 до 2–3 км (Суворов, 1968). Ограничивающие их разломы имеют характер сбросов, сбросо-сдвигов, сдвигов и раздвигов, причем некоторые из глыб ограничены раздвигами со всех сторон (Актасская зона). Глыбы осложнены пологими мульдами, куполами и кольцевыми структурами с углами падения вулканических пластов от 5–10 до 15–20°. Подстилающие их отложения верхнего девона — нижнего карбона также собраны в довольно пологие складки с углами падения около 45°, а некоторые из них в разрезах напоминают двояковыпуклые или двояковогнутые линзы. Интенсивность складчатости несколько увеличивается лишь в пределах реликтовых поднятий (см. рис. 1). Там появляются коробчатые синклинали, линейные грабенообразные зоны, плейчатость, местами сопровождающаяся сдвигами, взбросами и даже надвигами (Трифонов, 1963 и др.). Но их удельный вес на площади Балхашской депрессии незначительный.

Среднеевропейская депрессия расчленена на ряд крупных и глубоких впадин мозаично-глыбового строения, разделенных, как и в Казахстане, несколькими реликтовыми поднятиями. Структура отложений верхнего палеозоя во впадинах под платформенным чехлом во многом еще не выяснена. Несомненно лишь, по данным бурения, что складчатый фундамент разбит разломами нескольких направлений на изометричные глыбы, в разной степени опущенные относительно друг друга. Широкое развитие, особенно на северо-востоке депрессии, позднепалеозойских эффузивов позволяет предполагать преимущественно сбросо-раздвиговый характер ограничивающих эти глыбы разломов, что установлено и в депрессии Центрального Казахстана.

Внутренние складчатые структуры очень разнообразны (Тектоника Европы, 1964; Гарецкий, 1972; Шлезингер, 1974 и др.). В одних случаях — это пологие мульды без вторичных складчатых дислокаций, несогласно лежащие на складчатом докаменноугольном фундаменте (Заальский прогиб и его продолжение в Тюрингской впадине, восточное погружение Гарца). В других, как, например, в центральной части Саара и Лотарингии, отложения карбона слагают опрокинутую к юго-востоку антиклиналь, местами переходящую в надвиговую складку. В третьих (Субвариссийский краевой прогиб) одновременно наблюдаются и полого залегающие слои, и узкие линейные складки верхнепалеозойских отложений; здесь же по южной окраине прогиба, со стороны реликтовых поднятий, известны надвиги, по которым доверхнепалеозойские породы с амплитудой в несколько километров перекрывают угленосный карбон. Фронт этого надвига прослеживается от Южной Ирландии через северную часть Девона, южный Уэльс, Арденны (шарьяж Кондроз) до Рейнского сланцевого массива. Наличие дисгармоничной складчатости и отсутствие упоров с северной стороны надвиговой зоны позволяют предполагать гравитационное происхождение надвигов (Руттен, 1972).

Таким образом, позднепалеозойские депрессии Средней Европы и Центрального Казахстана, в отличие от дугообразных поднятий, следует рассматривать как обширные зоны горизонтального растяжения и прогрессирующего проседания.

ДАнные О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Различие дугообразных поднятий и сопряженных с ними депрессий отчетливо обнаруживается и в строении глубинных горизонтов земной коры по комплексным геофизическим данным и главным образом по глубинному сейсмическому зондированию и профилированию.

Основные параметры земной коры Казахстана (по В.И. Гольшмидту, А.П. Андрееву, Ю.И. Кузьмину и Р.А. Эйдлину)

Слой	Плотность, г/см ³	Мощность, км	Глубина залегания, км
Осадочный	2,30–2,40	0–15	–
Гранитный	2,67–2,70	6–12	0–10
Диоритовый	2,80	3–15	6–12
Базальтовый	2,90–2,95	15–35	10–30
Подкорковый	3,20–3,30	–	35–60

В Казахстане в последние годы изучено несколько профилей по линиям Исык-Куль – Балхаш, Балхаш – Темиртау – Петропавловск, Темиртау – Куйбышев и др. (Геотектоническое районирование..., 1969). Земная кора подразделена на пять слоев, основные параметры которых приведены в таблице.

По наиболее интересному профилю ГСЗ Балхаш – Темиртау прослежены группы волн, преломленных на границах гранитного, базальтового и подкорового слоев. Скорости продольных волн составляют здесь соответственно 6,0; 6,5 и 8,0 км/сек.

Наименьшие мощности земной коры приходятся на район оз. Балхаш (40–43 км). Отсюда в направлении на северо-запад и юго-восток они неравномерно возрастают и на концах Атасу-Тектурмасской дуги, в районах Караганды и Алматы, составляют соответственно 45–55 и 55–60 км.

В направлении с запада на восток мощность базальтового слоя неуклонно наращивается от 25–30 км в средней части Атасу-Тектурмасской дуги до 35 км в Предчингизье. Мощность гранитного слоя (совместно с диоритовым), наоборот, сокращается от 22–25 км в Атасу-Тектурмасской дуге до 10 км в Предчингизье. На этом основании Атасу-Тектурмасское поднятие можно рассматривать как зону увеличенной мощности земной коры, а Балхашскую депрессию – как зону уменьшенной мощности ее. Подчеркну, что эта закономерность обусловлена в основном изменениями мощности гранитного слоя (см. рис. 3, А).

В Средней Европе сейсмическое зондирование земной коры осуществлялось тремя видами работ: сейсморазведкой методом преломленных и отраженных волн, анализом записей взрывов в карьерах и изучением годографов взрывов в море. Единой методики интерпретации данных до последнего времени не было. Поэтому опубликованные результаты все еще довольно малочисленны и в некоторых случаях противоречивы. Тем не менее по всем источникам намечается более или менее однообразная картина изменения мощностей и глубины залегания главных слоев земной коры от депрессии к дугообразному поднятию.

В Центральном Французском массиве (Giese и др., 1973) мощность коры изменяется в широких пределах. На западе она достигает 30 км; на этой глубине проходит граница зон со скоростями 7,0 и 8,2–8,05 км/сек. В центре под молодыми вулканическими породами мощная зона между 23 и 45 км характеризуется скоростью от 7,2 до 8,4 км/сек. Если первую отнести к поверхности базальтового слоя, а вторую – к поверхности Мохоровичича, тогда мощность гранитного слоя будет около 23 км, мощность базальтового – 22 км, а весь разрез консолидированной коры составит 45 км.

На площади Рейнского грабена скорости продольных волн распределяются следующим образом (Mueller и др., 1973):

1) по профилю через центральную часть грабена до глубины 10 км – 5,9 км/сек; 19 км – 5,5 км/сек (волновод); 21,5 км – 6,9 км/сек; 25 км – 6,2–6,3 км/сек (волновод); 40 км – 7,6–7,7 км/сек; ниже скорость волн 8,2 км/сек.;

2) по профилю через южную часть грабена до глубины 11 км – 6,0 км/сек; 19 км – 5,5 км/сек (волновод); 26 км – 6,8 км/сек; 41,5–42 км – 7,6–7,7 км/сек; ниже скорость волн 8,0–8,2 км/сек.

Соответственно выявленным скоростям мощность гранитного слоя в Рейнском грабене составляет 19 км, базальтового — 21–23 км (возрастает к югу), а мощность всей коры 40–42 км.

По международному профилю VI ГСЗ через Тюрингскую впадину к границе с ЧССР (Кноте, 1971) и далее в Чешском массиве (Беранек и др., 1971) мощности с северо-запада на юго-восток изменяются так: гранитный слой — от 8–15 км в Тюрингской впадине до 20 км у границы ЧССР и до 25–26 км в интервале 100–250 км от границы с ГДР; базальтовый слой (по тем же рубежам) — от 8–10 км до 12 км и до 18 км; вся же консолидированная кора — от 16–25 км до 32 км и до 38 км у западной окраины Молданубикума и в районе Среднечешского плутона.

Наконец, также по результатам ГСЗ (Клосс, 1972), известно, что в северных районах Европы, например в Северной Дании, мощность гранитного слоя не превышает 4 км, базальтового слоя — 21 км, всей консолидированной коры (без седиментного слоя) — 25 км.

По всем этим данным, мощность консолидированной коры в варисцидах Европы увеличивается в направлении с севера на юг, от Среднеевропейской депрессии к Армориканско-Чешскому поднятию, что, как и в Казахстане, особенно резко заметно по гранитному слою (см. рис. 3, Б). Таким образом, гранитный слой и в Средней Европе, и в Центральном Казахстане имеет близкие параметры и одинаковую направленность пространственных изменений. Несколько иначе обстоит дело с базальтовым слоем, значительно более утолщенным в Центральном Казахстане. Вместе с тем в обоих орогенах мощность базальтового слоя почти на всех профилях обратно пропорциональна мощности гранитного слоя.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное сопоставление позднепалеозойских орогенов Центрального Казахстана и Средней Европы позволяет сделать следующие общие выводы:

1. Позднепалеозойские орогены Центрального Казахстана и Средней Европы во многом аналогичны друг другу. Каждый из них состоит из двух главных, близких по размерам элементов — дугообразного (в плане) поднятия и примыкающей к нему с внутренней стороны ареальной депрессии. Будучи пространственно и по времени развития взаимосвязанными, поднятие и депрессия в том и другом случае образуют сопряженные динамические системы или региональные тектонопары.

2. Поднятия маркируются многочисленными телами гранитоидов, образующими и в Центральном Казахстане, и в Средней Европе протяженные дугообразно вытянутые пояса. Для депрессий же гранитоиды менее характерны, и если они присутствуют, то чаще всего в прямой связи с эффузивами кислого ряда как корневые части последних.

3. Осадочный слой в пределах поднятий имеет сокращенную мощность и нередко отсутствует на больших площадях. Верхнепалеозойские отложения представлены изолированными маломощными выходами угленосной и пестроцветной молассовых формаций, к которым на внутренних склонах поднятий добавляется континентальная порфировая формация. Депрессии характеризуются увеличенной мощностью осадочного слоя, состоящего из тех же верхнепалеозойских формаций, при господствующей роли, однако, в ряде районов порфировой формации.

4. Структурный план поднятий преимущественно линейный, при широком развитии субпродольных и субпоперечных разломов сдвига-надвигового типа и интенсивной складчатости. В структурном плане депрессий преобладает глыбовая мозаика с большим количеством сбросо-сдвигов и сбросо-раздвигов разной ориентировки, а также пологих складчатых деформаций, усиливающих лишь на некоторых реликтовых поднятиях и в местах проявления гравитационного тектоногенеза.

5. Мощность консолидированной земной коры закономерно возрастает в направлении от депрессий к поднятиям. Особенно это заметно по гранитному слою, мощность которого на поднятиях увеличивается в несколько раз.

6. Исходя из сказанного, все особенности структурного и формационного строения позднепалеозойских орогенов Средней Европы и Центрального Казахстана, а также преобладание усилий горизонтального сжатия в пределах поднятий и усилий горизонтального растяжения в депрессиях можно объяснить динамикой главным образом гранитного слоя, его латеральной миграцией из-под депрессий в дугообразные поднятия.

7. Региональные тектонопары, выявленные в Центральном Казахстане и в Средней Европе, являются весьма характерными примерами парагенетической сопряженности крупнейших тектонических элементов и взаимосвязи горизонтальных и вертикальных перемещений земной коры. Они представляют собой замкнутые динамо-кинематические системы и, как полагает автор, лежат в основе внутреннего строения многих регионов СССР и зарубежных стран, причем не только в орогенных складчатых областях, но и на платформах.

ЛИТЕРАТУРА

- Беранек Б., Вейсс Я., Грдличка А., Заункова М., Фейфар М., Дудек А., Сук М. Чехословацкая Социалистическая Республика. — В сб.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, "Наукова думка", 1971.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Иванов Ю.А., Кириухин Л.Г. Структурно-формационные зоны нижнепермских образований Северо-Западной Европы. — Геотектоника, 1973, № 1.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1972, вып. 226.
- Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1. М., "Недра", 1972.
- Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Кн. 2. М., "Недра", 1972.
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., "Недра", 1969.
- Клосс Х. Глубинное зондирование в Западной Европе. — В сб.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
- Кноте Х. Германская Демократическая Республика. — В сб.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, "Наукова думка", 1971.
- Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. — Труды I Каз. петрограф. совещ. Т. 1. Алма-Ата, "Наука", 1968.
- Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 62.
- Мёбус Г. Обзор тектонических особенностей строения Центральной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
- Обузи Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.
- Огарин И.С., Сальникова Э.А. Сравнительный анализ строения земной коры Южного Урала и Центральной Европы. — В сб.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 20. Уфа, 1973.
- Павловский Е.В. Стадии геосинклинального развития "герцинских массивов"... — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11.
- Рутген М.Г. Геология Западной Европы. М., "Мир", 1972.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1968, вып. 179.
- Суворов А.И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана). — Сов. геология, 1969, № 9.
- Суворов А.И. О соотношениях основных сегментов земной коры в Центральном Казахстане. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 11.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., "Наука" и "Недра", 1964.
- Трифонов В.Г. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение. — В сб.: Разломы и горизонтальные движения земной коры (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 80). М., "Наука", 1963.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1974, вып. 285.
- Штилле Г. Варисийское складчатое основание Центральной Европы на общевропейском фоне структур фундамента. Избр. труды. М., "Мир", 1964.

- Arthaud F., Matte Ph.* Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. – *Tectonophysics*, 1974, 25, N 1/2.
- Giese P., Morelli C., Steinmetz L.* Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data of explosion seismology. – *Tectonophysics*, 1973, 20, N 1–4.
- Grolier J.* La tectonique du socle hercynien dans le Massif central. Geol. geomorphol. et struct. profonde Massif centr. franc. Sympos. Jean Jung. 1971. Clermont-Ferrand, 1973.
- Franke W.* K vývoji a stable geologických Jednotek v oblasti ramzovského nasunutí (SV. okraj Českého masivu.) – *Cas. miner. a geol.*, 1973, 18, N 3.
- Mueller S., Peterschmitt E., Fuchs K., Emter D., Ansoerge J.* Crustal structure of the Rhinegraben area. – *Tectonophysics*, 1973, v. 20, N 1–4.
- Rajlich P., Vlačimský P.* Významný horizontální posun v proterozoiku na Příbramsku. – *Věstn. Ústřed. ústavu geol.*, 1974, 49, N 4.
- Schroeder E. v.* Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südrund und dem mitteleuropäischen Variszikum. – *Sonderdruck aus Geologie*, 1972, Jg. 21, H. 4/5, Berlin, Akad.-Verl.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТОНИКИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО, ПРЕДКАРПАТСКОГО, ПРЕДАЛЬПИЙСКОГО И ЛЮБЛИНО-ЛЬВОВСКОГО ПРОГИБОВ

В результате исследований А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского, С.Н. Бубнова, Г. Штилле, Л. Кобера, А.В. Грабау, В.Е. Хаина, Ю.М. Пушаровского и других ученых сложилось современное представление о краевых прогибах как о продольных синклинальных структурах зоны сочленения платформенных и складчатых областей, развивающихся в орогенный этап развития сопредельных геосинклинальных систем. Пространственное положение прогибов на краю погружающихся в сторону геосинклинали платформ обуславливает важнейшие особенности их развития и формирования внутренней структуры, знание которых необходимо не только с общегеологических позиций, но также и в связи с задачей повышения геолого-экономической эффективности поисково-разведочных работ на нефть, газ, соли, угли, железо и другие полезные ископаемые.

Сравнительный анализ строения предгорных прогибов, окаймляющих Восточно-Европейскую платформу с востока (Предуральский), запада (Люблино-Львовский) и юго-запада (Предкарпатский и Предальпийский), позволяет выявить значительные черты их сходства. Ниже приведем краткую характеристику названных прогибов.

Предуральский краевой прогиб представляет собой позднепалеозойское предгорное понижение, вытянутое более чем на 2500 км вдоль западного склона Урала. На севере прогиб достигает берегов Печорского моря и юго-западной оконечности Новой Земли, а на юге он трассируется почти до широты верховья р. Илек.

Ширина прогиба изменяется в пределах от 25 до 70 км, местами резко сужается, пересекаясь структурами складчатого Урала (хр. Каратау, Тиман). Западная граница прогиба на всем протяжении выражена сменой ассельско-артинских карбонатных пород платформенной фации карбонатно-глинистыми "депрессионными" осадками. Эта граница местами фиксируется гравитационной ступенью, отображающей флексуобразный уступ в нижнепермских отложениях, к которому приурочены рифовые массивы.

Восточная граница прогиба на всем протяжении скрыта под надвинутыми складчатыми образованиями Урала (Камалетдинов, 1974).

Вдоль простирания прогиба выделяется ряд поперечных впадин: на юге (до Каратауского структурного комплекса) — Бельская, севернее хр. Каратау — Юрюзано-Сылвенская, Соликамская и Верхнепечорская впадины, разделенные между собой Косьвинско-Чусовской и Ксенофонтово-Колвинской седловинами. На Полярном Урале известны Большесынинская, Косью-Роговская и Каратаихинская впадины.

Строение Бельской впадины изучено наиболее детально. Здесь рядом глубоких скважин вскрыт разрез палеозоя и верхов ашинской серии венда, представленный (до среднего карбона включительно) платформенными фациями.

Ашинская серия сложена переслаивающимися пластами полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В южных и восточных частях прогиба в основании палеозойских отложений залегают породы ордовика и силура общей мощностью до 500 м. Представлены они песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, доломитами и мергелями.

Разрез девона начинается залегающими трансгрессивно кварцевыми песчаниками такатинской свиты эйфельского яруса мощностью до 120 м. Выше располагается толща известняков, общая мощность которых достигает 500 м.

Каменноугольные образования сложены известняками и доломитами мощностью до 1200 м. Лишь севернее р. Зиган низы визе (мощностью 100–200 м) имеют терригенно-карбонатный состав (алатауская свита).

Ассельские и сакмаро-артинские осадки в осевой зоне Бельской впадины представлены карбонатно-глинистой пачкой пород, так называемой депрессионной фацией, мощность которой колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров. На западном крыле прогиба они сменяются рифогенными известняками мощностью до 1200 м, а на восточном — сероцветной морской молассой мощностью до 3000 м.

Завершается разрез палеозоя галогенной формацией кунгурского яруса и располагающейся выше красноцветной молассой верхней перми. Мощности этих образований подвержены резким колебаниям от нескольких метров до 3 км.

В последнее десятилетие установлено, что Предуральский прогиб имеет чешуйчато-надвиговое строение (Камалетдинов, 1974; Казанцев, 1974). Анализ данных бурения, геологических съемок и материалов геофизических исследований позволил выделить в бельской части Предуральского прогиба (с запада на восток) Шиханско-Волостновский, Саратовский, Хлебодаровский, Табынско-Иштугановский, Таушский, Уразбаевский, Зилимско-Красноусольский, Архлатышско-Саитбабинский, Ковардинский и Арларовский надвиги, прослеживающиеся параллельно складчатому Уралу на сотни километров [рис. 1, 2 (вкладка)]. Этими надвигами Бельская впадина оказалась разрезанной на тектонические пластины (чешуи) последовательно надвинутые одна на другую с востока. Относительная горизонтальная амплитуда их надвигания возрастает с запада на восток от 0,4 км (Шиханско-Волостновская пластина) до 2,5 км (Таушская пластина). Абсолютное перемещение восточных тектонических пластин составляет не менее 7–10 км.

В строении всех пластин прогиба обнаружена важная закономерность, выражающаяся в более интенсивной дислоцированности фронтальных зон, где располагаются линейно-вытянутые антиклинальные складки, морфология которых полностью контролируется надвигами. Среди таких складок выделены два типа: карлинский и кинзебулатовский. Складки карлинского типа образованы надвигами с восточным падением поверхностей сместителей и имеют крутые ($25-90^\circ$) западные и пологие ($5-20^\circ$) восточные крылья (Карлинская, Бакракская, Табынская, Архлатышская, Красноусольская, Саратовская, Исимовская и др.).

Складки кинзебулатовского типа, располагающиеся вдоль надвигов, погружающихся на запад, имеют, напротив, крутые ($30-90^\circ$) восточные и пологие ($10-30^\circ$) западные крылья (Цветавская, Салиховская, Кинзебулатовская, Ромадановская и др.).

Примером структуры первого типа может служить наиболее изученная Карлинская антиклиналь. Она вытянута в меридиональном направлении на 6 км при ширине 1,2 км; высота ее составляет 300 м. В своде складки обнажаются кунгурские гипсы и ангидриты, а крылья сложены красноцветными породами уфимского яруса, слои которых на западном крыле падают под углом 45° , на восточном — около 17° .

Скважинами, пробуренными широтным профилем через Карлинскую антиклиналь, был вскрыт надвиг (Шиханско-Волостновский), поверхность которого на глубине 1000–1500 м погружается на восток под углом 30° .

Кинзебулатовская антиклинальная складка, по названию которой выделяется второй тип структур в Предуральском прогибе, также имеет меридиональное простирание. Длина ее 10 км, ширина 1,25 км, высота 250 м. Слои пермских пород на восточном крыле падают под углом 30° , на западном — $10-20^\circ$. Складка приурочена к узкой фронтальной зоне Кинзебулатовского надвига, наклоненного на запад под углами $24-45^\circ$.

Надвиги с западным падением поверхностей сместителей на глубине продолжают до встречи с поверхностями главных надвигов, наклоненных на восток.

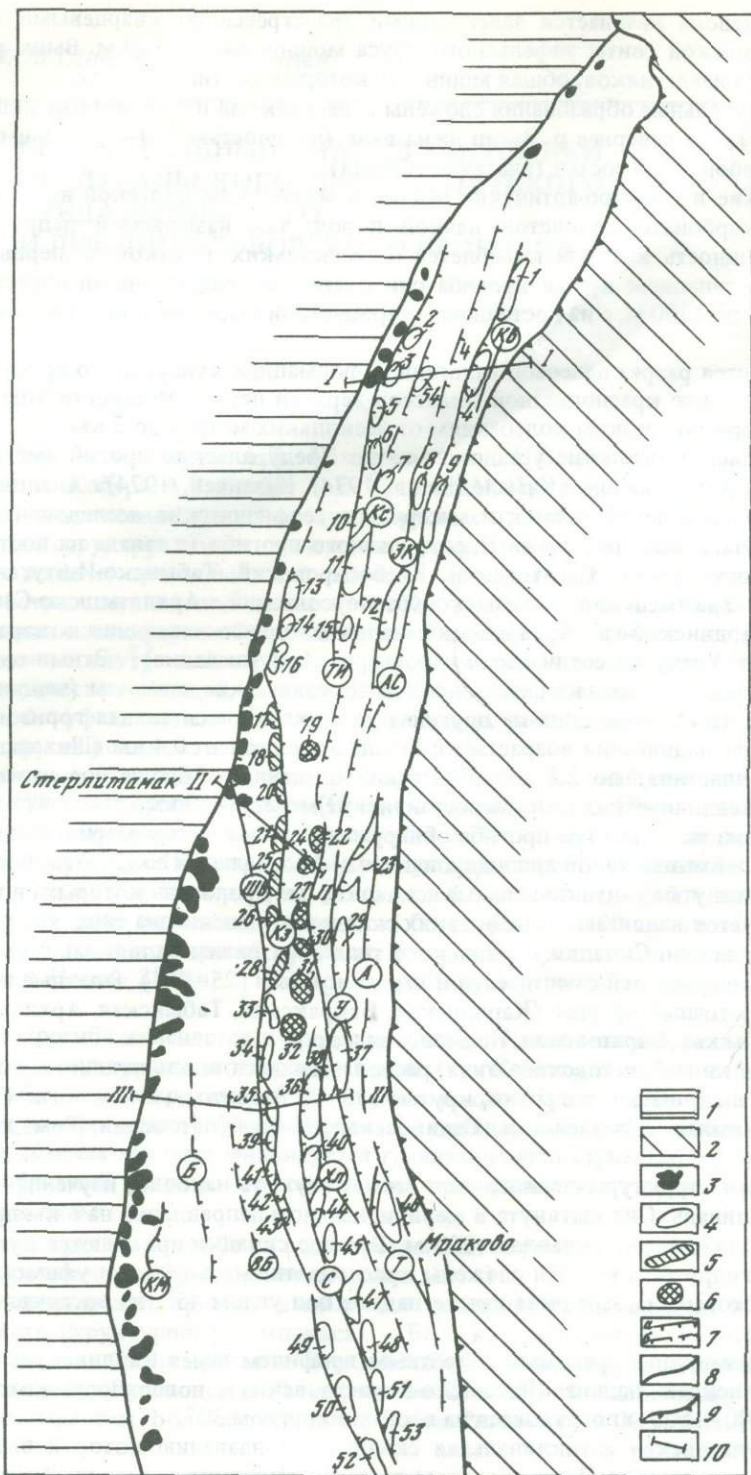


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Бельской части Предуральяского прогиба

1 – Восточно-Европейская платформа; 2 – Башкирский антиклинорий; 3 – нижнепермские рифовые массивы; 4 – антиклинальные складки карлинского типа; 5 – антиклинальные складки кинзебулатовского типа; 6 – антиклинальные складки тейрукского типа; 7 – линии надвигов; 8 – граница предгорного прогиба с платформой; 9 – фронтальный надвиг складчатого Урала; 10 – линии разрывов (см. рис. 2). *Надвиги* (буквы в кружках): ШВ – Шиханско-Волостновский;

В результате образуются своеобразные структуры — клиновидные блоки (Шиханский) осложненные на крыльях линейными складками с более крутыми внешними крыльями (см. рис. 2). За фронтом надвигов, в тыловых частях тектонических пластин, обнаружены куполовидные "субплатформенные" структуры, которые выделяются в третий тип складок — тейрукский. К ним относятся Аникеевская, Елгинская, Тейрукская, Селеукская и другие антиклинали. Наиболее хорошо изученная бурением Тейрукская складка имеет форму небольшого купола, составляющего 2–2,2 км в поперечнике. Высота ее 150 м, угол наклона пород на крыльях не превышает 3–5°.

Предкарпатский краевой прогиб прослеживается полосой шириной от 25 до 80 км вдоль складчатой зоны Карпат на расстоянии около 2000 км (рис. 3). В районе г. Кракова прогиб полностью перекрыт надвигом Силезской и Подсилезской зон складчатых Карпат. Граница прогиба с Восточно-Европейской платформой определяется различными исследователями по-разному. В.В. Глушко (1971) проводит ее по крайнему надвигу Самборской подзоны, В.Б. Соллогуб (1955) — по линии нарушения, вдоль которой отложения палеозоя и мезозоя на юго-западе резко опущены, Н.Р. Ладьженский (1955) и О.С. Вялов (1960) границей прогиба считают линию, разделяющую молассы галицкой серии и гипсо-ангидритовые породы тирасской свиты. Юго-западная часть прогиба скрыта под надвигом складчатых сооружений флишевых Карпат предположительно на расстоянии 15–25 км от края орогена.

К наиболее древним отложениям в Предкарпатском прогибе относятся встреченные скважинами на значительных глубинах допалеозойские (?), а также кембрийские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские и юрские отложения. Представлены они в основном терригенными, карбонатно-терригенными и вулканогенными породами, в значительной степени метаморфизованными.

Меловые образования, выходящие на дневную поверхность во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, представлены флишевой формацией, во внешней зоне — на склоне платформы — платформенной.

Палеогеновая толща сложена аргиллитами, песчаниками, мергелями маняевского, гуцульского и ломницкого горизонтов, менилитовой и поляницкой свит, относимых к флишевой формации.

Неогеновые отложения в Предкарпатском прогибе представлены молассами, а за его пределами, на склоне кратона, платформенными и реже депрессионными фациями. Нижние молассы включают глины, песчаники и конгломераты воротыщенской серии, известковистые глины и песчаники стebníцкой серии и баличской свиты. Верхние молассы состоят из известковистых глин и мергелей бордчанской свиты, гипсо-ангидритовых пород тирасской свиты и глинистых отложений галицкой серии. Платформенные и депрессионные фации неогеновых отложений представлены песками, песчаниками, известняками, мергелями и другими осадочными породами.

←

Кз — Кинзебулатовский; ТИ — Табынско-Иштугановский; Кс — Кисындинский; ЗК — Зилимско-Красноусольский; С — Саратовский; Хл — Хлебодаровский; АС — Архлатышко-Сайтбабинский; Кв — Ковардинский; Км — Кумертауский; Б — Белоглинский; ВВ — Восточно-Белоглинский; У — Уразбаевский; А — Арларовский; Т — Таушский; структуры (цифры на карте): 1 — Архангельская; 2 — Малышевская; 3 — Николаевская; 4 — Архлатышская; 5 — Утяшевская; 6 — Бурунская; 7 — Западно-Зилимская; 8 — Зилимская; 9 — Сайтбабинская; 10 — Павловская; 11 — Табынская; 12 — Красноусольская; 13 — Антоновская; 14 — Пастушинская; 15 — Южно-Табынская; 16 — Карлинская; 17 — Буруновская; 18 — Цветаевская; 19 — Катериновская; 20 — Канакаевская; 21 — Салиховская; 22 — Аникеевская; 23 — Арларовская; 24 — Селеукская; 25 — Кинзебулатовская; 26 — Татьяновская; 27 — Северо-Тайрукская; 28 — Ромадановская; 29 — Уразбаевская; 30 — Северо-Елгинская; 32 — Смаковская; 33 — Воскресенская; 34 — Северо-Араслановская; 35 — Араслановская; 36 — Александровско-Басурмановская; 37 — Иштугановская; 38 — Хлебоданская; 39 — Южно-Араслановская; 40 — Восточно-Волостновская; 41 — Муллагуловская; 42 — Волостновская; 43 — Южно-Волостновская; 44 — Северо-Подгорновская; 45 — Подгорновская; 46 — Таушская; 47 — Саратовская; 48 — Южно-Саратовская; 49 — Тавакановская; 50 — Каскиновская; 51 — Исимовская; 52 — Назаркинская; 53 — Южно-Исимовская; 54 — Кисындинская

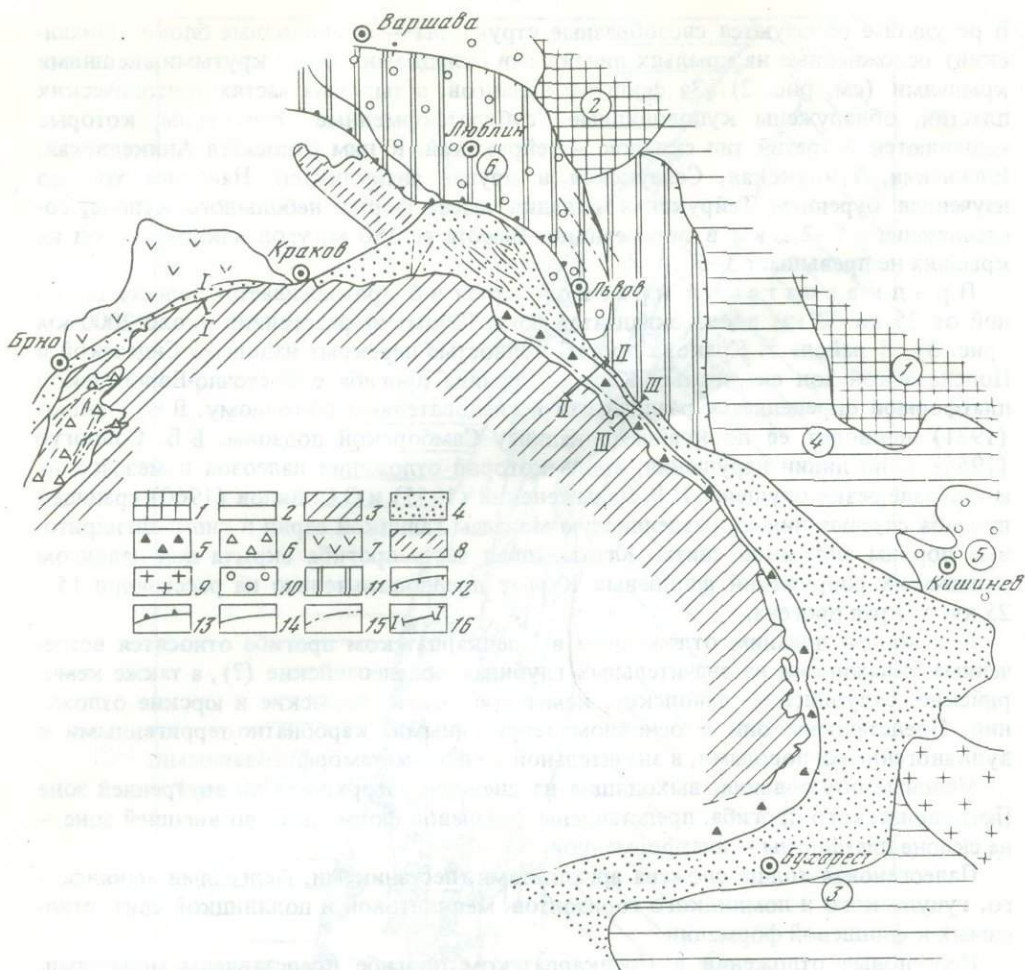


Рис. 3. Схематическая карта структуры Предкарпатского прогиба и прилегающих районов (по Глушко, 1968; с упрощениями)

1 – выступы фундамента; 2 – склоны платформ; 3 – складчатая зона Карпат; 4 – внешняя зона Предкарпатского прогиба; 5 – внутренняя зона Предкарпатского прогиба; 6 – Венская впадина; 7 – Судеты; 8 – Свентокшиские горы; 9 – Добруджа; 10 – меловые впадины; 11 – Люблино-Львовский палеозойский прогиб; 12 – внешняя граница Люблино-Львовского прогиба; 13 – внешняя граница герцинской складчатой области; 14 – границы структур; 15 – тектонические нарушения; 16 – линии разрезов (см. 1 и 4).

Цифрами в кружках на карте обозначены: 1 – Украинский кристаллический щит; 2 – Белорусский массив; 3 – склон Мизийской плиты; 4 – склон Украинского щита; 5 – Нижнеднепровская впадина; 6 – Варшавско-Львовская впадина

Тектоника Предкарпатского прогиба освещается в работах А. Матеяка и Д. Андрусова (Matejka, Andrusow, 1930), Д. Андрусова (Andrusow, 1937), А.А. Богданова (1945), М.В. Муратова (1949), К. Толвинского (Tolwinski, 1956), В.И. Славина (1956), Ю.М. Пушаровского (1959), Н.Р. Ладыженского (1955), О.С. Вялова (1960), В.Б. Соллогуба (1955), В.В. Глушко (1968), М.И. Варенцова и др. (1973) и других исследователей.

По представлениям Н.Р. Ладыженского, в прогибе выделяются Внешнее Предкарпатье (внешняя зона) и Складчатое Предкарпатье (внутренняя зона). Границей между ними служит поверхность Садковичско-Садзавского надвига, по которому внутренняя зона надвинута на внешнюю на 15 км.

По данным бурения, в восточном Предкарпатье выделяются Крукеницкая, Боновская, Угерская, Станиславская, Бориславская, Трускавецкая и Модрыцкая под-

зоны, представляющие собой тектонические пластины, прослеживающиеся в виде полос с северо-запада на юго-восток параллельно Карпатам и отделяющиеся региональными надвигами.

Самая северо-восточная Модрычская подзона (пластина) делится на Дублянско-Калушскую и Самборско-Рожнятовскую части, надвинутые друг на друга и на внешнюю зону.

Юго-западная Бориславская подзона обнажается в виде отдельных участков на юге (Покутский), в центре (Майданский) и на севере (Бориславский), проступающих из-под надвига Скибовой зоны, под которой она прослежена скважинами на 6 км.

В каждой тектонической подзоне Предкарпатского прогиба, так же как и в Предуралье, известны многочисленные антиклинальные складки линейной и куполовидной формы. Первые из них приурочены к фронтальным частям надвигов: Бориславская, Нагевичская, Модрычская складки, складка Каменистого и др. По морфологическим особенностям они сходны со структурами карлинского типа Предуральского прогиба. Простираение их ориентировано с северо-запада на юго-восток, т.е. параллельно складчатым Карпатам. Для них характерен наклон или опрокинутость осей на северо-восток; иногда вдоль плоскости надвига северо-восточные крылья выжаты.

Складка Каменистого располагается во фронтальной части Бориславской подзоны (пластины). В ее пределах была пробурена скважина, которая под меловыми отложениями постели надвига вскрыла породы воротыщенской серии Трускавецкой подзоны.

Бориславская антиклиналь, выделяющаяся вдоль фронта надвига на бориславском участке, имеет пологое (до 25°) юго-западное и опрокинутое северо-восточное крылья.

Нагевичская складка Трускавецкой подзоны опрокинута к северо-востоку и надвинута на Модрычскую складку Модрычской подзоны. С юго-запада на Нагевичскую складку надвинута Бориславская, а последняя по пологому надвику перекрывается отложениями Береговой скибы.

В некотором удалении от фронтальных частей надвигов выделяется ряд пологих куполовидных антиклиналей, сходных со складками теирукского типа Предуральского прогиба. На крыльях этих структур породы падают под углами не более $3-5^\circ$ (Богданов, 1949). Примерами таких структур являются Дашавская, Угерская и др.

Из приведенного краткого описания видно, что, несмотря на значительную разницу в возрасте отложений, слагающих Предкарпатский и Предуральский прогибы, и разницу во времени их формирования, тектоническая структура их обнаруживает много общего. И там и здесь главная роль принадлежит крупным надвигам, по которым толщи пород перемещены в сторону от складчатой области (рис. 4-6). И там и здесь складчатые дислокации подчинены надвигам, прослеживающимся параллельно геосинклинальной зоне на значительные расстояния; интенсивность дислоцированности пород возрастает в направлении к орогену.

Предальпийский краевой прогиб прослеживается вдоль Альпийской горной дуги широтного простираения на 600 км.

Слагают его молассовые комплексы олигоцена (начиная с латторфского яруса) и миоцена (верхний тортон), представленные песчаниками, аргиллитами, сланцами, мергелями, реже конгломератами, гипсами и ангидритами. В прогибе выделяются внутренняя ("зона складчатой молассы") и внешняя зоны. Внутренняя зона (ширина 8-16 км), примыкающая к Альпам, имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение, обнаруживающее связь с тектоническими покровами альпийского орогена (Ganss, Schmidt-Thome, 1955). Последние часто на значительном расстоянии перекрывают образования прогиба (рис. 7).

Надвиговые пластины в прогибе последовательно надвигаются одна на другую с юга на север и северо-запад; в плане они прослеживаются в виде узких полос параллельно складчатым Альпам.

Вдоль фронтальных зон пластин располагаются линейные антиклинальные складки иногда с выжатыми по плоскости надвига северными и северо-западными

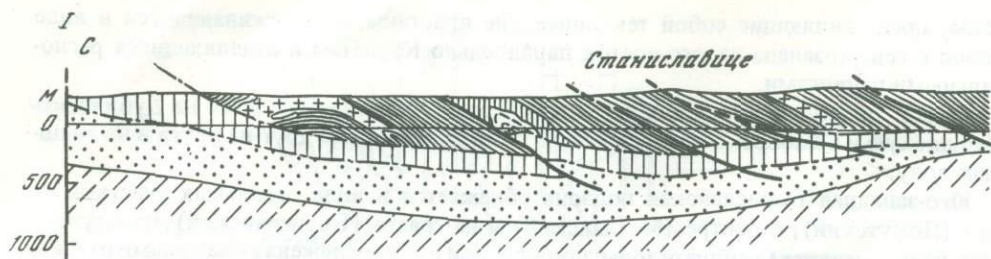


Рис. 4. Схематический геологический разрез через Предкарпатский прогиб по линии I-I южнее Карвины (Будай и др., 1963)

1 - нижний карбон; 2 - верхний карбон; 3 - порфиры; 4 - гельветский ярус; 5 - нижний

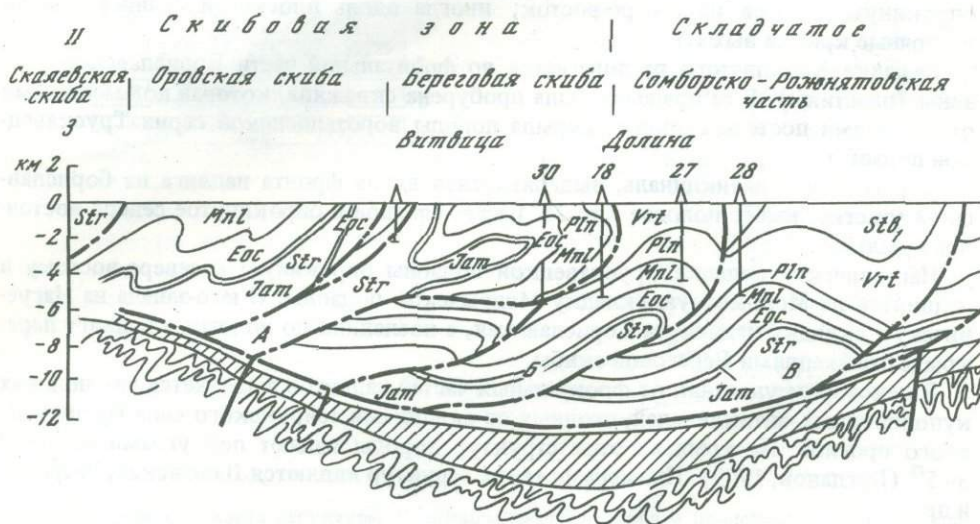


Рис. 5. Схематический геологический разрез через Предкарпатский прогиб по линии II-II в районе Долины (по Доленко, 1960)

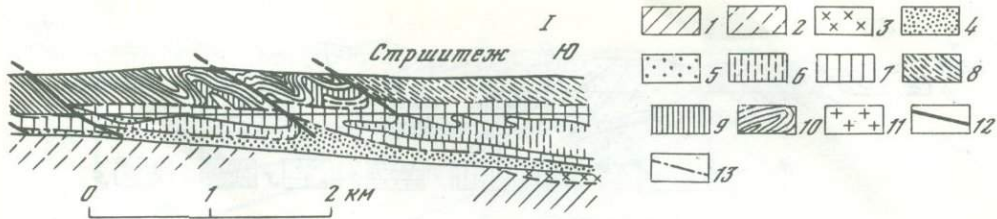
1 - палеозой; 2 - юра; 3 - надвиги

Подзоны: А - Бориславская; Б - Трускавецкая; В и Г - Модрычская; Sgr - нижний сармат;



Рис. 6. Схематический геологический разрез через Предкарпатский прогиб по линии III-III в районе Биткова - Надворной (по Вялову, Бурову, Каретникову, 1966; с небольшими изменениями)

1 - стрыйская серия (мел); 2 - палеоцен - эоцен; 3 - менилитовая серия; 4 - поляницкая

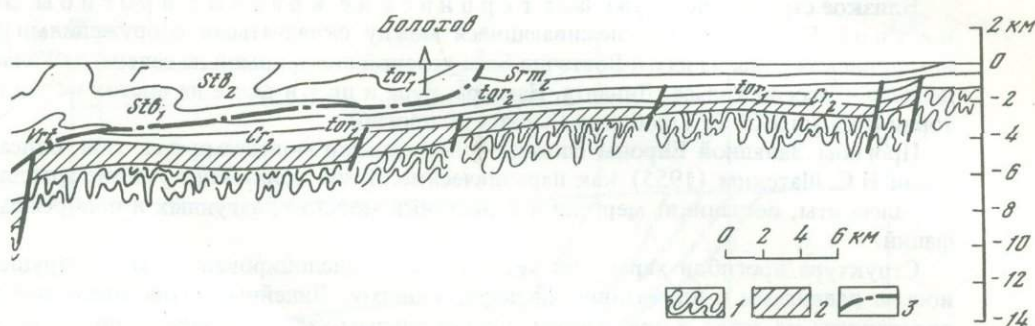


тортон; 6 – верхний мел – палеоцен; 7 – нижний – верхний эоцен; 8 – титон – берриас; 9 – берриас – валанжин; 10 – валанжин – апт; 11 – тешенитовые эруптивные породы; 12 – надвиги; 13 – предполагаемые надвиги

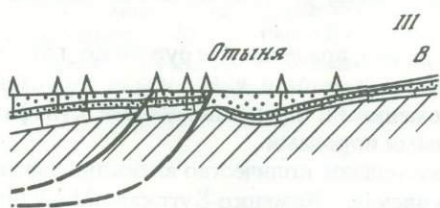
Предкарпатье
Дублянско - Калушская часть

Внешнее Предкарпатье

II В



tor₂ – верхний тортон; tor₁ – нижний тортон; stb_{1,2} – стебнинская серия; vrt – воротыщенская серия; Pln – поляницкая серия; Mnl – менилитовая серия; Eoc – эоцен; Jam – яменская серия; Str – стрыйская серия; Cr₂ – верхний мел платформенный



свита; 5 – воротыщенская серия; 6 – слободские конгломераты; 7 – добровотская свита; 8 – стебнинская серия; 9 – тортон; 10 – верхний мел; 11 – верхняя юра; 12 – палеозой; 13 – докембрий; 14 – разрывные нарушения; 15 – стратиграфические границы; 16 – буровые скважины

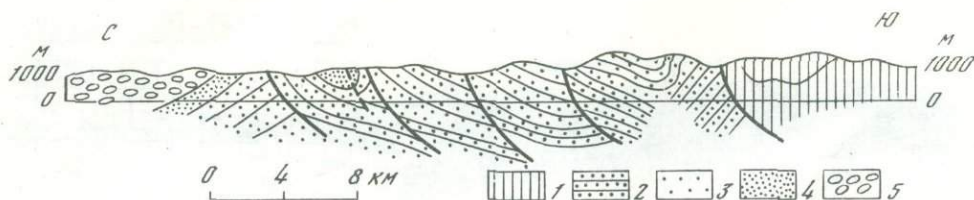


Рис. 7. Схематический разрез через складчатую (внутреннюю) зону Предальпийского прогиба (по Ganss, Schmidt-Thome, 1955; с упрощениями)

1 — флишевый покров; 2 — нижняя морская моласса; 3 — нижняя пресноводная моласса; 4 — верхняя морская моласса; 5 — верхняя пресноводная моласса

крыльями. За фронтом надвигов отложения обычно имеют моноклинальное южное падение, не осложненное складчатостью.

Во внешней зоне Предальпийского прогиба дислоцированность пород ослабевает. Однако и здесь следует ожидать существование надвигов и приуроченных к ним линейных складок, подобных структурам карлинского или кинзебулатовского типов, пока не обнаруженных бурением. Основанием такому предположению служит большое сходство тектоники Предальпийского прогиба с Предуральским, где региональные надвиги прослеживаются вплоть до западного крыла структуры.

Близкое строение обнаруживают герцинские краевые прогибы Западной Европы, прослеживающиеся между складчатыми сооружениями Реногерцинской зоны на юге и Восточно-Европейской платформой на севере, от Уэльса до Рура (бассейн Уэльса, Динанта, Намюра, Рура и др.) и далее на восток на территории Польши и СССР (Люблино-Львовский прогиб).

Прогибы Западной Европы сложены угленосными молассами палеозоя, описанными Н.С. Шатским (1955) как параллельские. В них принимают участие аргиллиты, алевроиты, песчаники, мергели и известняки морских, лагунных и прибрежных фаций.

Структура прогибов характеризуется сложной дислоцированностью — нарушением надвигами и пликативными деформациями. Линейные антиклинали всегда опрокинуты на север и приурочены к фронтальным частям надвигов, поверхности сместителей которых наклонены на юг под углом от 20 до 45°. Перемещения по надвигам весьма различны. Для Кондрозской антиклинали отмечается амплитуда смещения в 40 км.

Люблино-Львовский прогиб представляет собой зону линейного опускания западного края Восточно-Европейской платформы (Вольно-Подольской плиты) перед герцинскими горными сооружениями, перекрытыми в большинстве случаев молодыми, мезозойско-кайнозойскими осадками и лишь в Свентокшиских горах обнажающимися на поверхности. Прогиб прослеживается вдоль внешнего края Предкарпатья от бассейна нижнего течения р. Серет на юге до Варшавы на севере.

Кристаллический фундамент платформы в его пределах погружен до глубин 7–8 км (Фильштинский, 1973). Осадочный чехол сложен в основном палеозойскими, вендскими и рифейскими (?) отложениями, представленными сульфатными, карбонатными и карбонатно-терригенными породами.

В палеозойских отложениях выявлено значительное количество антиклинальных складок (Львовская, Нестеровская, Куличковская, Каменко-Бугская, Милятинская, Балучинская, Бутыньская, Демблин, Неджвица и др.), прослеживающихся цепочкой в виде валов северо-западного простирания, приуроченных к региональным надвигам (рис. 8, 9). Наиболее значительные из них (с юго-запада на северо-восток) — Львовский, Нестеровский, Бутыньский, Велико-Мостовский (Белз-Милятинский) и Сокальский.

Бурением обнаружено, что поверхности надвигов наклонены на юго-запад и выносятся с глубиной: в лобовой части они падают под углом 30–45°, а с удалением от нее — 10–20°. Горизонтальные перемещения пород по надвигам колеб-

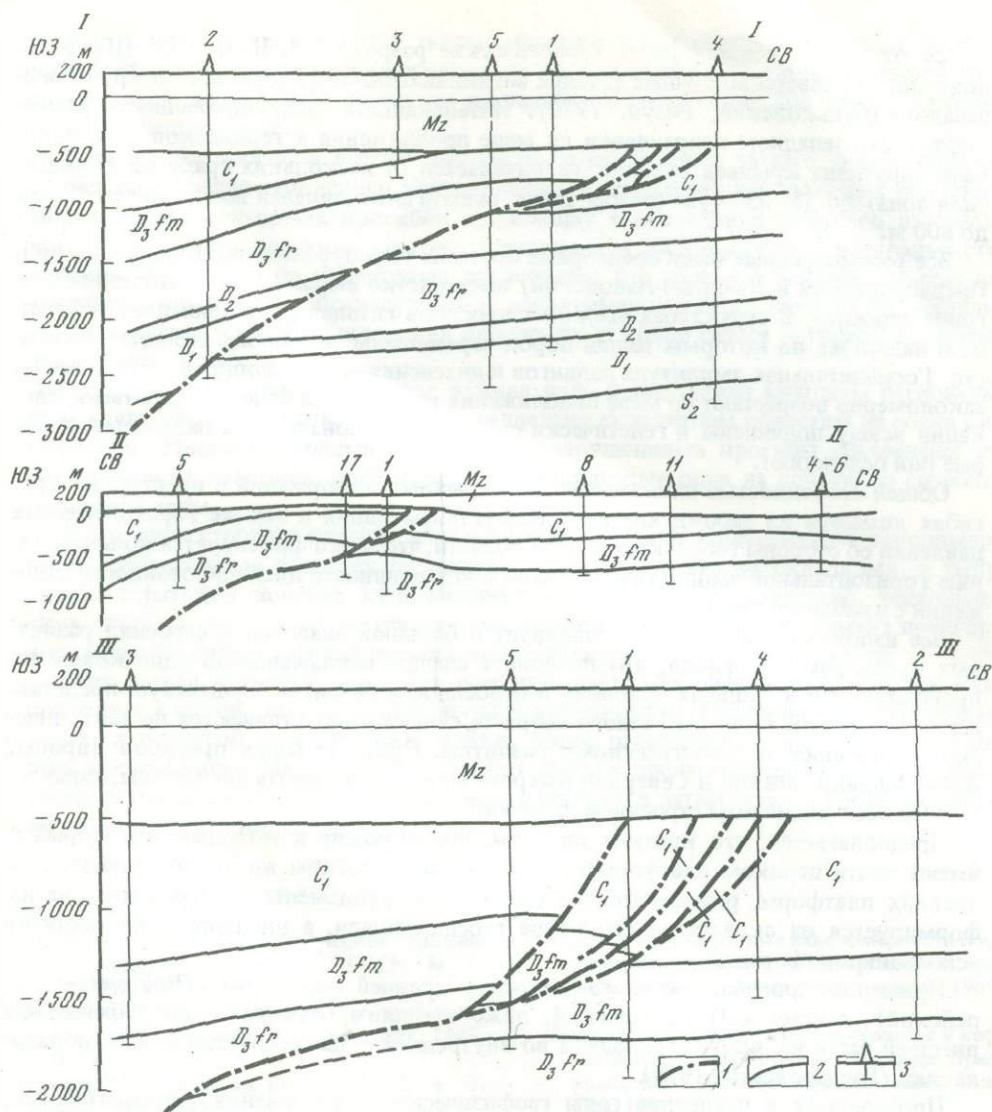
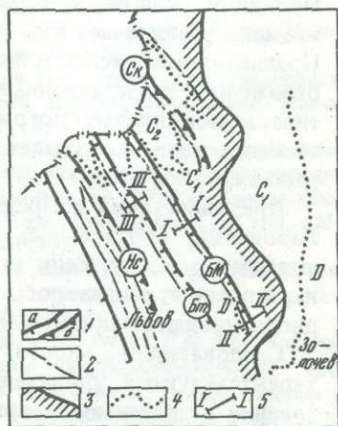


Рис. 8. Геологические разрезы через структуры Люблино-Львовского прогиба (по Котык, 1968) по линиям I – I (через Каменко-Бугское поднятие), II – II (через Балучинское поднятие), III – III (через Бутыньский вал)

Положение геологических разрезов см. на рис. 9. 1 – надвиги; 2 – стратиграфические границы; 3 – скважины

Рис. 9. Схема расположения основных структур части Люблино-Львовского прогиба, находящейся в пределах СССР

1 – надвиги; а – установленные, б – предполагаемые; 2 – линии антиклинальных валов; 3 – внешняя граница прогиба; 4 – стратиграфические границы; 5 – линии геологических разрезов (см. рис. 8)



лются от 1 до 1,5 км (рис. 6, геологические разрезы I—I, II—II и III—III). Установлено, что северо-восточные крылья антиклинальных складок всегда круче юго-западных (Сеньковский, Ризун, 1970). Интенсивность дислоцированности возрастает в юго-западном направлении по мере приближения к герцинской геосинклинали: крутизна крыльев складок увеличивается от нескольких градусов (Сокальская зона) до 35—45° (Львовская зона), высота антиклиналей возрастает от 20—30 до 600 м.

Все рассмотренные нами предгорные прогибы (Предуральский, Предкарпатский, Предальпийский и Люблино-Львовский) имеют четко выраженное чешуйчато-надвиговое строение. В структурах всех этих прогибов главная роль принадлежит крупным надвигам, по которым толщи пород перемещены со стороны складчатой области. Горизонтальная амплитуда надвигов и интенсивность дислоцированности пород закономерно возрастают по мере приближения к орогенной зоне. Складчатые дислокации всюду подчинены и генетически связаны с региональными надвигами, которые они осложняют.

Общей особенностью пликативных и разрывных деформаций в предгорных прогибах является их зарождение под воздействием одних и тех же горизонтальных давлений со стороны геосинклиальной области, что четко фиксируется по возрастанию горизонтальной амплитуды надвигов и интенсивности дислоцированности отложений с приближением к орогену.

Все изложенное выше свидетельствует о большой аналогии в строении различных предгорных прогибов, что позволяет сделать заключение об одинаковом их происхождении и сходных условиях и особенности развития. Существует представление о том, что прогибы разного возраста существенно отличаются по тектоническому строению и геологическому развитию. Среди краевых прогибов Европы, Азии, Африки, Южной и Северной Америки принято выделять две группы, характеризующиеся различным строением их ложа.

Предполагается, что краевые прогибы, прилегающие к молодым платформам, имеют почти целиком платформенное основание, прогибы же, располагающиеся у древних платформ, развиваются на смешанном фундаменте. Внутренняя зона их формируется на складчатой структуре геосинклинали, а внешняя — на жестком основании платформы.

Примером прогиба, располагающегося у древней платформы (Восточно-Европейской), считается Предуральский, ложе которого, как полагают, залегает во внешней части на платформенных, а во внутренней — на геосинклиальных образованиях (Пушаровский, 1959).

Проведенные в последние годы геофизические исследования (аэромагнитные, гравиметрические и сейсмические) показали, что под Предуральским прогибом и всем западным склоном Урала прослеживается архейско-древнепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент (Хатьянов, 1972). Судя по составу, строению и мощности осадочных формаций, территория Предуралья начиная с рифейского времени развивалась как перикратонная часть Восточно-Европейской платформы. Позднедокембрийские и палеозойские (до среднекаменноугольных включительно) отложения, представленные в Предуральском прогибе осадками платформенного типа, моноκлиально погружаются к востоку, в сторону складчатого Урала. В этом же направлении возрастает стратиграфическая полнота разреза, особенно за счет наращивания его снизу.

Предкарпатский и Предальпийский прогибы, как и Предуральский и Люблино-Львовский, образовались на платформенном фундаменте, погружающемся под складчатые сооружения сопредельных орогенов. В сторону орогена происходит наращивание разреза осадочных образований, сопровождающееся возрастанием дислоцированности пород и увеличением амплитуды надвиговых нарушений.

Следовательно, можно заключить, что краевые прогибы различного возраста характеризуются удивительным сходством геологического строения, а их образование независимо от возраста порождающей их орогенной зоны происходит в одинаковых тектонических условиях — на моноκлиальных склонах платформ, погружающихся в сторону более молодой складчатой области. Формирование пред-

горных прогибов происходит в заключительные этапы развития смежных геосинклиналей, когда мощное и многократное шарьирование фронтальных частей геосинклиналей на окраины платформ вызывает их погружение под весом тектонически скупенных масс.

Зарождение прогибов всегда предшествует накоплению моласс, образующихся за счет разрушения интенсивно воздымающихся орогенных зон смежных областей. Образование предгорных прогибов происходит в обстановке мощного латерального сжатия, что достаточно четко доказывается на структуре Предуральского прогиба. Здесь первые надвиговые дислокации (на востоке) заложены еще до формирования прогиба, последующие — одновременно с ним и наконец окончательное завершение надвигообразования произошло в конце перми — триасе, т.е. после накопления моласс.

В структуре предгорных прогибов важная роль принадлежит крупным региональным надвигам, прослеживающимся параллельно складчатым областям на сотни километров. Многочисленными разрывными нарушениями прогибы расчленены на тектонические пластины, последовательно надвинутые одна на другую со стороны орогенной зоны.

Внутреннее строение каждой пластины обнаруживает определенную закономерность: фронтальные части их осложнены узкими линейными складками, в тылу которых развиты пологие куполовидные структуры. Следовательно, тектонические пластины нужно рассматривать как основной структурный элемент предгорного прогиба, определяющий размещение и стиль пликативных дислокаций.

Этот вывод является очень важным для нефтегазопоисковых работ, так как позволяет, с одной стороны, ориентировать исследования в наиболее перспективных зонах, а с другой — предложить новую, более рациональную методику ведения этих исследований. Методика таких работ должна предусматривать вначале выявление и трассирование зон региональных надвигов, а затем поиски вдоль них нефтегазоносных антиклинальных складок.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.-Л., ГОНТИ, 1941.
- Богданов А.А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат. — Сов. геология, 1949, № 40.
- Бубнов С.Н.* Геология Европы. Т. II, ч. 1. М.-Л., ОНТИ, 1935.
- Бубнов С.Н.* Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960.
- Будай Т., Кодым О. (ст.), Магель М., Машка М., Матейка М., Матейка А., Свобода Й., Зоубек В.* Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1963.
- Варенцов М.И., Дорошко С.М., Королюк И.К.* и др. Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М., "Недра", 1973.
- Вялов О.С.* Краткий очерк тектоники восточных Советских Карпат (Докл. на IV съезде Карпато-Балканской ассоциации. Киев—Львов, сентябрь 1958 г.). — Материалы Карпато-Балканской геол. ассоциации, № 1, 1960.
- Вялов О.С., Буров В.С., Каретников Л.Г.* Некоторые вопросы геологии и перспективы нефтеносности Предкарпатского прогиба. — Геология нефти и газа, 1966, № 6.
- Глушко В.В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., "Недра", 1968.
- Доленко Н.Г.* Основные закономерности нефтегазоаккумуляции в Предкарпатском прогибе. — Новости нефтяной техники, 1960, № 2.
- Казанцев Ю.В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральского прогиба. Автореф. канд. дисс. Уфа, 1974.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М., "Наука", 1974.
- Котык В.А.* Новые данные о строении Львовского палеозойского прогиба. — Геология нефти и газа, 1968, № 7.
- Ксейжкевич М., Самсонович Я.* Очерк геологии Польши. М., ИЛ, 1956.
- Ладыженский Н.Р.* Геология и газосносность Советского Предкарпатья. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Муратов М.В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. т. II. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Сеньковский Ю.Н., Ризун Б.П.* Предполагаемые зоны нефтегазоаккумуляции юго-западной окраины Русской платформы. — Геология нефти и газа, 1970, № 1.

- Славин В.И.* Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат. — Труды совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, 1956.
- Соллогуб В.Б.* О границе внешней и внутренней зон Предкарпатского прогиба. — Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 5.
- Фильштинский Л.Е.* О тектонике фундамента и чехла Львовского палеозойского прогиба по геофизическим данным. — Геология нефти и газа, 1973, № 11.
- Хатьянов Ф.И.* О пространственном положении восточной границы Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 4.
- Шатский Н.С.* О фосфоритовом кульме Карагандинского бассейна. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 3.
- Andrusow D.* Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd XXX, 1937.
- Ganss O., Schmidt-Thome P.* Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salrach. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1955, 105.
- Fourmarier P.* Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le "charriage du Condroz". — Ann. Soc. géol. Belgique, Bull., 1932-1933, 56.
- Matejka A., Andrusow D.* Příspěvky ku geologii flíše v povodi Latorice a Viče v Podkarpatske Rusi. — Statn. geol. ust Českoslov. Republiky, rozn. VII, 1930.
- Tolwinski K.* Główne elementy tectoniczne Karpat z uwzględnieniem gorotworu Salidow. — Acta geol. polon., 1956, v. VI/2. Panstw. Wydawn. Naukowe.

О РАЗВИТИИ ЭПИВАРИСЦИЙСКИХ ПРОГИБОВ В СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОЙ ВПАДИНЕ И НА СКИФСКОЙ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТАХ

ВВЕДЕНИЕ

С завершением варисцийской складчатости к западу от Восточно-Европейской платформы возникла складчатая область. Ее можно рассматривать как часть средне-европейско-азиатского мобильного пояса, в который входят также Урал и Тянь-Шань. Сравнительный тектонический анализ позволяет выявить надрегиональные черты строения и развития, отделить их от региональных особенностей и дать им объяснение.

Результаты интенсивных исследований чехла Северогерманско-Польской впадины (Czerwiński, Znosko, 1967; Dadlez, 1974; Глушко и др., 1974; Schmidt, 1968; Znosko, 1970, 1974; и др.) показывают, что развитие этой впадины начинается (непосредственно после складчатости или орогенного воздымания варисцийской мобильной зоны) усиленным опусканием и ведет сначала к значительной дифференциации, а затем к стабилизации области прогибания. В регионально-тектоническом плане Северогерманско-Польская впадина представляет собой частный прогиб в пределах более крупной (длиной около 1500 км) Среднеевропейской впадины. По существу она является синеклизой Западно-Европейской плиты (рис. 1).

Северогерманско-Польская впадина образует часть выделенной Р.Г. Гарецким и его соавторами (1965) Центрально-Евразийской области опускания, сформировавшейся сразу же после варисцийской складчатости южнее и юго-восточнее блока земной коры в пределах Восточно-Европейской платформы, консолидированного карельской складчатостью. Она располагается в форланде варисцийского складчатого пояса.

Кроме Среднеевропейской впадины, эта зона наряду с другими элементами охватывает Скифскую и Туранскую плиты, занимающие сходное со Среднеевропейской впадиной регионально-тектоническое положение между докембрийским стабильным блоком и фанерозойской мобильной зоной (рис. 2). Образовавшиеся здесь зоны прогибания, как и Северогерманско-Польская впадина, обнаруживают в своем структурном расчленении тесную связь в пространстве и времени как со стабильным блоком, так и с примыкающими варисцийскими и альпийскими мобильными областями (рениды, Кавказ, Копетдаг, Тянь-Шань) и их продолжением в фундаменте впадин.

Целью настоящей работы является сравнительное сопоставление закономерностей развития чехла Северогерманско-Польской впадины с развитием отдельных впадин Скифско-Туранской области.

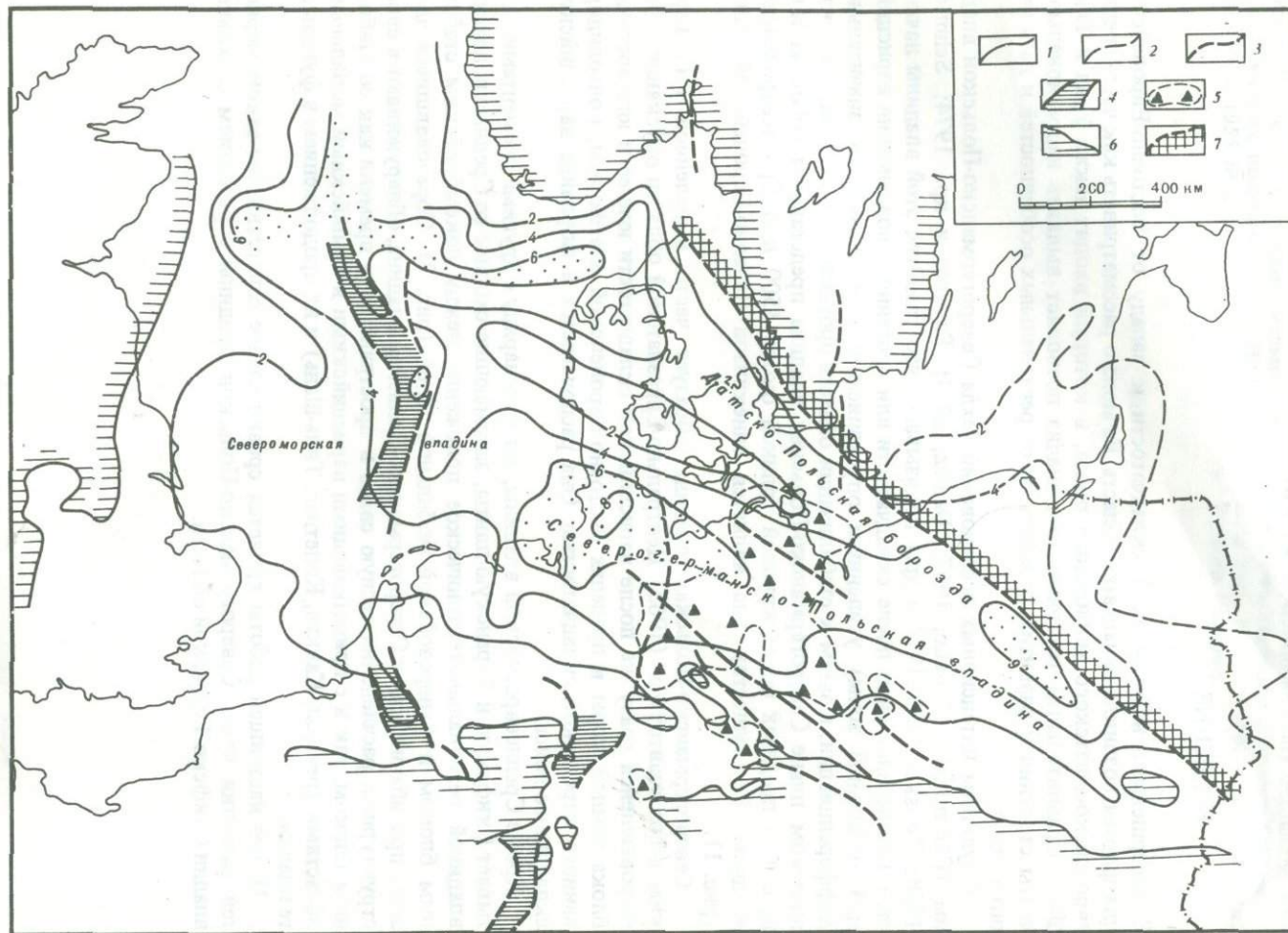


Рис. 1. Мощности послеварисцийского чехла в Среднеевропейской впадине (нижняя пермь – кайнозой)

1 – мощности (в км); 2 – то же, в пределах Восточно-Европейской платформы; 3 – нарушения; 4 – западноевропейская система грабенов; 5 – орогенные вулканы; 6 – предполагаемая северная граница варисцид; 7 – юго-западный край Восточно-Европейской платформы. Точками показаны участки максимального прогибания

Рис. 2. Схема развития эпиварисцийских прогибов

Цифры в кружках: 1 – восточная часть Туранской плиты; 2 – центральная и южная части Туранской плиты; 3 – Маньчжурская впадина, Туаркы, Большой Балхан

Среднеевропейская впадина				Скифско - Туранская плита				
	Стадии развития	Циклы седиментации		Северогерманско-Польская впадина	Восточно-Европейская платформа	Стадии развития	Седиментация	Туранская плита
Неоген	Стабилизация	Позднеальпийский терригенный		Поднятия	Опускание	Стабилизация	Терригенно-карбонатная	
Палеоген		Субгерцинско-парамийский	Карбонатный (песчий мел)			Плутная стадия	Карбонатная (песчий мел)	
Мел	Дифференциация	Поздне-кimmerийско-австрийский				Дифференциация	Терригенно-карбонатная	
Юра		Терригенный (глинисто-песчаный с соленосными отложениями)	Плутная стадия			Терригенно-карбонатная с соленосными отложениями		
Триас	Главное опускание	Древнекиммерийский	Терригенный (красноцветные слои с соленосными отложениями и карбонатными породами)			Главное опускание	Терригенно-вулканогенная (красноцветные слои)	
Пермь	Тафрогенез	Поздневарисский	Верхняя вулканогенная моласса (красноцветная)			Доплутная стадия (Метагеосинклинальный молассовый комплекс)	Верхняя моласса (красноцветная)	
Карбон		Нижняя моласса (сероцветная)					Нижняя	
Девон		Каледонско-варисский геосинклинальный этап					Доплутная стадия	

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПАЛЕЗОЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ СОПОСТАВЛЯЕМЫХ ОБЛАСТЕЙ

Северогерманско-Польская впадина

Северогерманско-Польская впадина охватывает северо-западную часть ПНР, север ГДР, а также северо-запад ФРГ и на западе переходит в Североморскую впадину. На юге ее ограничивают поднятые глыбы варисцийского горного остова (Судеты, Лаузиц, Флехтингенская глыба, Рейнские Сланцевые горы). На севере между Северогерманско-Польской впадиной и Восточно-Европейской платформой находится Датско-Польская борозда.

Северогерманско-Польская впадина развилась на сложнопостроенном гетерогенном фундаменте. Сложность его строения обусловлена тем, что он приурочен к области стыка трех важных геотектонических элементов западной части Евразийского континента: юго-западного края Восточно-Европейской платформы (Богданов, 1962, 1964; Znosko, 1970), северной внешней зоны варисцийского тектогена и зоны Средиземное море — Мьёса (Stille, 1924).

Резко различаясь тектоническим характером, палеодинамической мобильностью и основными направлениями простирания, структуры этих важнейших геотектонических элементов попеременно накладывались друг на друга в течение всего фанерозойского периода развития. Это происходило как во время формирования фундамента, так и в периоды последующего развития впадины в платформенном чехле.

В противоположность другим частным прогибам Среднеевропейской впадины Северогерманско-Польская впадина имеет особенно тесные связи с фундаментом, консолидированным варисцийским тектогенезом. Наоборот, для структурообразования Датско-Польской борозды значительную роль играл юго-западный край Восточно-Европейской платформы как зона линеамента с интенсивной разрывной тектоникой, ориентированная в северо-западном направлении и характеризующаяся каледонской активизацией фундамента. Структура и развитие Североморской впадины определяются разрывными нарушениями зоны Средиземное море — Мьёса и главного Рейнского линеамента север-северо-восточного и север-северо-западного простирания (Richter-Bernburg, 1974). Их влияние широко распространялось на западную часть Северогерманско-Польской впадины, проявляясь в виде так называемых ренотипных структурных элементов (Lauterbach, 1962). Параллельные краю платформы и имеющие северо-западное простирание структуры Северогерманско-Польской впадины связаны с глубинными разломами, среди которых в первую очередь должна быть упомянута среднегерманская система нарушений на северо-западном продолжении зоны Эльбы.

Дальнейшее расчленение Северогерманско-Польской впадины предопределяется блоковым строением фундамента, обусловленным нарушениями меридионального и северо-западного простирания. В.В. Глушко и его соавторы (1974) рассматривают их как ограничения зон фундамента с различным возрастом консолидации. Датско-Польская борозда и Североморская впадина развивались отчасти на байкальском, отчасти на каледонском фундаменте. Северогерманско-Польская впадина подстилается на севере каледонским, а на юге — варисцийским фундаментом. В центре впадины между более молодыми складчатыми системами располагается глубокопогруженный, консолидированный в байкальскую или более раннюю эпоху Восточно-Эльбский срединный массив, который в палеозойскую эру не испытал регенерации.

В зависимости от возраста консолидации фундамента в различное время началось и формирование платформенного чехла (в понимании Штилле, см. Jubitz, 1973): на каледонском фундаменте — в раннем девоне, на варисцийском — в силезии (вестфале).

Заложение крупного наложенного бассейна седиментации в пределах Среднеевропейской впадины последовало в стефане или ранней перми.

Скифская и Туранская плиты

Скифская плита формировалась между южным краем Восточно-Европейской платформы и геосинклиналью Тетиса на консолидированном в палеозойскую эру фундаменте как зона опускания общей длиной около 1500 км. На западе она переходит в Мизийскую плиту, а на востоке, под впадиной Каспия, — в Туранскую (рис. 2; Гарецкий, 1972; Гарецкий и др., 1971; Шлезингер, 1974 и др.). Через Добруджу и Предкарпатский передовой прогиб осуществлялись тектонические связи с Северо-германско-Польской впадиной. Как там, так и здесь линейная и долговременно существовавшая зона линеймента служила границей с жестким блоком Восточно-Европейской платформы, однако многократно смещавшейся по меридиональным нарушениям древнего заложения. Южные краевые области, как и на Туранской плите, в мезозое и кайнозое были вовлечены в систему краевых прогибов альпийской зоны (Терский, Кумский, Индоло-Кубанский прогибы). Главная складчатость фундамента произошла между ранним и поздним карбоном, тем самым определяя и время начала тектонического процесса образования бассейнов.

В области Туранской плиты заложение и раннее развитие послеварисцийских впадин в их временном и пространственном аспектах в большей степени, чем на Скифской плите, определялись возрастной и структурной гетерогенностью палеозойского фундамента (Булекбаев и др., 1969; Князев и др., 1971; Вольвовский и др., 1966). Тектогенез, предшествовавший образованию платформенного чехла, привел к образованию фундамента с различной остаточной активизацией (Шлезингер, 1973). В северо-восточной части Туранской плиты он в основном представлен погруженной областью каледонид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, в центральной и западной частях — погруженными варисцидами между Южным Уралом (Мугоджары) и Южным Тянь-Шанем.

В восточной, каледонской части развитие фундамента происходило в два этапа. Заложенная в рифее ортогеосинклиналь была смята в складки в позднем силуре. Активизация отдельных и обычно узких трогов и грабенів возобновилась в раннем девоне, привела к накоплению пестроцветного молассоподобного комплекса мощностью в несколько тысяч метров, который начиная с конца перми был слабо смят в складки. После эпохи тектонической деформации, продолжавшейся различное время, поднятия и перерыва в седиментации здесь с триаса — ранней юры началось развитие платформенного чехла (Буш и др., 1971).

В отличие от восточных областей, испытывавших влияние каледонской складчатости, развитие бассейнов в центральной и южной частях Туранской плиты определялось варисцийскими структурами фундамента, которые между Уралом и Тянь-Шанем изгибаются в направлении от долготного к широтному. В Кызылкум-Тяньшаньской ветви варисцид, огибающей каледонскую зону с юга и запада, ортогеосинклинальное развитие закончилось лишь в среднем палеозое. В период от среднего карбона (башкирский век) до раннего триаса образовался комплекс пород мощностью до 5 км. Его слагают флишоидные молассы (внизу) и континентальные красноцветные молассы (вверху), в которых, особенно в нижней части, встречаются толщи вулканитов. После слабой складчатости и длительного воздымания, а также перерыва в осадконакоплении в позднем триасе или лейасе началось формирование платформенного чехла.

Тектонически сходное и лишь сдвинутое во времени развитие прошли бассейны Мангышлака и Туаркыра. Оно также характеризуется реактивизацией трогов осадконакопления (большей частью ограниченных разломами), в которых интенсивное прогибание и формирование мощных миогеосинклинальных серий закончилось с киммерийской складчатостью (норийский век).

Еще дальше, вплоть до средней юры, продолжалось развитие миогеосинклинальной серии с накоплением 5000 м морских алевролитов, аргиллитов, а также терригенно-карбонатных толщ в Большом Балхане. Германотипно (в широком смысле) смятая в складки в доггере структура лишь в титоне была вовлечена в развитие платформенного чехла.

РАННИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЭПИВАРИСЦИЙСКИХ СТРУКТУР ОПУСКАНИЯ

Северогерманско-Польская впадина

Ранний этап развития впадин в платформенном чехле в пределах Среднеевропейской впадины протекал в зависимости от степени подвижности фундамента и вследствие этого обнаруживает региональные различия. В юго-западной краевой зоне Восточно-Европейской платформы послекаледонское развитие определялось различной активностью образованных разрывной тектоникой частных глыб. С точки зрения характера заложения бассейнов в послекаледонское время особый интерес представляет тот факт, что в некоторых разрезах складчатый древний палеозой непосредственно перекрыт морским средним девонем, а не нижнедевонскими (?) красными песчаниками. Возможно, накопление молассы ограничивалось здесь (подобно синию на Восточно-Европейской платформе) структурно предопределенными узкими прогибами. После относительно короткого периода накопления чисто морских франкских отложений тектоническая активность на рубеже девона и карбона вновь усилилась. Одновременно с интенсивным извержением туфов и диабазов разрывно-тектонические движения привели во время бретонской фазы к сильному синседиментационному раздроблению краевой зоны платформы и к образованию брахиформных складок. В заключение область осадконакопления по западному склону Восточно-Европейской платформы почти полностью была втянута в поднятие, охватившее значительные площади (Marek, Znosko, 1972).

В общем польский отрезок окраинной зоны платформы был сформирован в висте — нампуре эпейрогенетическими и диктиогенетическими движениями земной коры, которые по времени соответствуют судетской фазе. Они выразились в форме глыбовых движений, предопределенных разрывной тектоникой, на фоне морских условий. В вестфале бассейн седиментации был вовлечен в региональное воздымание и превратился в основном в озерный бассейн. По завершении астурийских и заальских движений в конце концов было поднято примерно 90% площади окраины платформы (Teschke, 1975).

В результате проявлявшейся в течение всего карбона разрывной тектоники, особенно активной в поздневарисцийское время, к началу развития Датско-Польской борозды, т.е. к концу ранней перми (саксоний), фундамент оказался разбитым на множество частных глыб.

В области северного внешнего края варисцийской мобильной зоны в течение раннего карбона существовала широкая зона опускания — Среднеевропейская раннекаменноугольная впадина. Она охватывала уже всю площадь более поздней впадины в чехле и поэтому ее можно рассматривать как предшественницу Северогерманско-Польской впадины.

Развитие этой впадины детально описано Г. Пейхом. Вкрест ее широтного простирания она отчетливо делится на три части. На севере, в области юго-западного края Восточно-Европейской платформы и, следовательно, в фундаменте Датско-Польской борозды, находится полоса развития углистого известняка шириной примерно 100 км, мощность которого быстро нарастает к югу. То же самое относится и к южной части Североморской впадины. В центре, т.е. в фундаменте Северогерманско-Польской впадины, располагалась область с большими глубинами моря, пелагической седиментацией и сильно сокращенными разрезами слоистых толщ. В южной части впадины она сменялась областью с мощным развитием флиша в динанте и нампуре. Вместе с варисцийской складчатостью (астурийская фаза) флишевая фация переместилась на север.

Одновременно произошла согласная смена флиша фациями нижней, серой (параллической) молассы Субварисцийской краевой впадины и ее форланда. Продолжение на юг молассовых отложений вестфала, вскрытых бурением на о-ве Рюген над каледонским фундаментом, не ясно (Глушко и др., 1974). В вертикальном разрезе происходит переход от параллической серой молассы низов верхнего карбона к озерной красноцветной молассе верхов верхнего карбона и перми (Daber u.a., 1968). В отличие от раннекаменноугольной впадины, молассовая впадина силезия

характеризуется мощными, отчасти грубообломочными отложениями, вынесенными как из области воздымающегося вариссийского орогена на юге, так и из области Балтийского щита на севере. Эрозионный перерыв между верхами намюра и стефаном, широко распространенный в области, где позднее заложилась Северогерманско-Польская впадина, указывает на то, что в течение вестфала вместе с вариссийским орогеном были подняты также обширные площади его форланда и верхнекаменноугольная моласса отчасти снова стала размываться. Лишь во время главной стадии развития горного сооружения в стефане и ранней перми форланд орогена снова стал областью осадконакопления. Разрез сложен в нижней части маломощными (около 300 м) неритмичными или лишь слаборитмичными осадками стефана и отэна, а также толщей очень мощных (около 1000–2000 м; см. статью Бенека и др. в этом сборнике) вулканитов отэна. После перерыва в разрезе (заальские движения) в кровле появляются все более и более ритмичнослоистые красноцветные осадки, прослеживаемые на большие расстояния (Katzung, 1972; Grumbt u.a., 1973; см. также статью Лютшнера и др. в этом сборнике). В литологических различиях выражается изменение тектонического режима в переходное время от геосинклинали к орогену (морфогену). Осадки стефана и отэна совместно с вулканитами представляют собой отложения связанных с разрывными нарушениями зон опускания, например в области Флехтингенской глыбы (Benek, Raech, 1974). Ритмичную слоистость отложений саксония связывают с влиянием эпейрогенических движений, охвативших широкую площадь (см. статью Людвиг в этом сборнике). Они сопровождалась затуханием тектонической активности по зонам нарушений и привели к формированию крупной платформенной синеклизы.

Особое значение для характеристики палеотектонической обстановки в течение ранней перми имеет субсеквентный вулканизм, что подчеркивалось и ранее (Katzung, 1972; Eigenfeld, Schwab, 1974). При всем сходстве с одновременным межгорным вулканизмом он обнаруживает значительную автономность относительно вариссийского тектогенеза и его структур. Поэтому Р. Бенек и его соавторы (см. статью в этом же сборнике) с полным основанием предполагают воздействие нового тектонического режима, который особенно ярко выразился в активности северо-западных и долготных зон нарушений. В конце вулканической деятельности не возникло никаких существенных изменений морфологической картины, из чего авторы заключают, что извержение расплавленных масс мощностью до 2000 м компенсировалось опусканием допермского фундамента предположительно путем образования грабенообразных "тафрогенных" прогибов.

Условия осадконакопления к началу заложения Среднеевропейской раннепермской впадины (Katzung, 1972) в общем отвечают тем, которые В.Н. Соболевская (Sobolevskaja, 1973) принимала для выделенного ею тафрогенного этапа. Он начинается после завершения геосинклиальной складчатости, включая образование нижней (пестрой) молассы, т.е. после того, как варисциды начинают играть роль в значительной степени консолидированного фундамента. Характерные для этой стадии тафрогенные прогибы (как результат проявления растяжения на больших площадях) появляются также в области будущей впадины независимо от возраста консолидации фундамента. Однако в их пространственном заложении существует определенная зависимость от структурного плана области вариссийской консолидации.

В структурном отношении тафрогенные впадины являются грабенообразными, линейно-ограниченными отрицательными структурами. В противоположность широкому площадному распространению более позднего платформенного чехла отложения тафрогенного этапа не образуют регионально развитый этаж, а ограничиваются упомянутыми грабенами. В этом плане (как и в случае с посткаледонскими прогибами юго-западной краевой зоны Восточно-Европейской платформы) существует сходство со структурами, описанными для протерозойского этапа развития древних платформ в качестве ранних авлакогенов.

За развитием тафрогенных впадин следует седиментация этапа трансгрессии, которая в области впадин может начинаться перерывом в разрезе. В области Среднеевропейской раннепермской впадины такой перерыв установлен между отэном и саксо-

нием I (Katzung, 1975). Саксоний I отлагался в протяженных трогообразных впадинах широтного или северо-западного простирания (Нижнеэльбский трог, Куявский, или Среднепольский трог). Из них образовались Северогерманско-Польская впадина и Датско-Польская борозда, развитие которых подробнее рассматривается ниже.

Скифская и Туранская плиты

Для Скифской и Туранской плит присуща посторогенная реактивизация седиментационных прогибов (обычно ограниченных разрывными нарушениями), начавшаяся в среднем или более позднем палеозое. В зависимости от достигнутой тогда степени консолидации заложение таких первичных впадин началось в пространственно ограниченных грабенах (положение которых еще в значительной степени определялось варисийским фундаментом), где отмечалась интенсивная седиментация, часто сопровождавшаяся вулканизмом.

Так, в Промысловской зоне Донбасса (части Сарматско-Туранского линеамента; Гарецкий, 1972) отложились морские сланцевые, аргиллитовые и карбонатные свиты; в стратиграфическом отношении распространявшиеся до перми. Аналогичные серии вскрыты бурением в грабенообразных впадинах Предкавказья, протягивающихся согласно с запад-северо-западным простиранием варисийских структур, а также в области Степного Крыма (Шлезингер, 1972). Карбонатные и песчано-глинистые осадки в стратиграфическом плане принадлежат интервалу верхний карбон — триас. Более длительное развитие прошла Ейско-Березанская впадина, протягивающаяся от западного Предкавказья через Азовское море до Северного Крыма. В ходе значительного опускания в ней за период времени до средней юры отложились толщи мелкообломочных пород и известняков мощностью в 5000 м. После интенсивного вулканизма (кварцевые плагиопорфиры, кварцевые кератофиры, спилиты и диабазовые порфириты) вся зона была смята в складки в киммерийскую эпоху в конце юры и консолидирована.

Упомянутые серии не могут быть однозначно отнесены ни к фундаменту, ни к платформенному чехлу, если исходить из их тектонической позиции (структурная унаследованность), вещественного состава (присутствие наряду с другими формации красноцветных моласё) и деформации (крутое залегание, складчатость). По аналогии с такими же образованиями в области Туранской плиты они выделяются как "метагеосинклинальный комплекс" Предкавказья (Гарецкий, 1972). В отличие от трансгрессивно распространяющегося регионального опускания и седиментации, отличающих собственно платформенный чехол, "доплитному развитию", подобно ранним авлакогенам, принадлежит особое значение в заложении впадин платформенного чехла.

На основании описанных соотношений переход от становления фундамента к платформенному развитию как на Скифской, так и на Туранской плитах может рассматриваться в качестве закономерного процесса, протекающего независимо от специфических регионально-тектонических условий, однако зависящего от определенной степени консолидации тогдашнего разреза коры. Предопределенные разрывами бассейны опускались на фоне, видимо, сводообразного поднятия, охватывающего значительные площади. Об их палеодинамическом режиме говорят следующие особенности.

1. Большой частью линейное первичное заложение с унаследованностью направлений относительно структур фундамента.
2. Вулканическая активность, т.е. обусловленная разрывной тектоникой связь с более глубокими частями коры на ранней стадии развития.
3. Быстрое прогибание с относительно высокими скоростями седиментации (компенсация прогибания).
4. Латеральное сжатие и складчатость на трех маркирующих хронологических уровнях: поздняя пермь, поздний триас, поздняя юра.

Поэтому на основании современного уровня знаний можно предположить, что в Северогерманско-Польской впадине, как и в Скифско-Туранской области, развитие

бассейнов началось с заложения структур опускания, соответствующих выделенным В.Н. Соболевской (1965, 1973) тафрогенным впадинам. После перерыва во времени и структурного перерыва из них развились позднейшие впадины в платформенном чехле.

РАЗВИТИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Северогерманско-Польская впадина

После перерыва в осадконакоплении в саксонии II началось протяженное по площади опускание Среднеевропейской впадины. Его центры располагались в центральной части Англии, на северо-западе ФРГ и в средней Польше (Katzung, 1975). Из них к началу цехштейна развился крупный седиментационный бассейн в северной краевой зоне варисийского горного остова, характерный для палеогеографической обстановки в течение поздней перми (цехштейн) и триаса. В это время произошло главное опускание Северогерманско-Польской впадины (Schwab u.a., 1974) с максимальной амплитудой в 3–4 км и средней скоростью осадконакопления 60–80 м за миллион лет. Преобладают терригенные красноцветные осадки, которые поступали из краевых поднятий зон области опускания в виде иногда многократно переотлажившегося материала сноса (Grumbt u.a., 1975; см. также статью Людвига в этом сборнике). В них встречаются иногда мощные пачки эвапоритов и карбонатных пород (саксоний, цехштейн, средний и верхний триас).

По сравнению с условиями осадконакопления в отне седиментация красноцветных отложений саксонии и нижнего триаса (пестрый песчаник) происходила более равномерно и спокойно. Литофациальные особенности пестрого песчаника по сравнению с саксонией проще и распространены на значительной площади, отражая высокую степень зрелости осадков. Сеть древних течений упорядочена и стабильна (Grumbt, 1974). Более крупные и регулировавшиеся эпейрогеническими движениями пульсации хода осадконакопления позволяют произвести расчленение разреза на крупные циклы не только в красноцветных отложениях, но также и в пачках эвапоритов и карбонатных пород (Wolburg, 1969).

Положение и условия образования прослоев эвапоритов в процессе формирования платформенных впадин показали, что переход от красноцветных отложений к эвапоритам происходит закономерно и в значительной степени характерен для опускания, компенсированного терригенным осадконакоплением. Множество образовавшихся в Северогерманско-Польской впадине соленосных толщ приурочено к главной стадии опускания, т.е. к отрезку времени пермь – триас. Переход от накопления терригенных красноцветных осадков к осаждению галита в соленосной толще цехштейна происходил среди маломощных мелководных осадков, преимущественно морских, обломочного или обломочно-карбонатного состава. Формирование соленосной толщи пришлось на фазу усилившегося расширения бассейна, во время которой прежняя континентальная область осадконакопления превратилась в морскую с ограниченными связями с открытым морем.

Тенденция к расширению бассейна сохранилась в период образования отдельных толщ цехштейна, что отчетливо видно по трансгрессивному перекрытию базальных членов отдельных толщ по краям бассейна. Происходившее временами сокращение седиментации во время выделения более насыщенных солями фаз не столько было обусловлено динамикой бассейна и изменениями климата, сколько усиливавшимся преобладанием испарения над притоком свежих морских вод.

В эпоху накопления верхнего пестрого песчаника условия образования соленосной толщи еще сильно напоминали аналогичные условия в цехштейне, а также в ранней перми. Хотя ее распространение по сравнению с соленосным цехштейном было более ограниченным, однако она была развита во всей центральной части бассейна (Jubitz, 1969). В противоположность более древним соленосным толщам эвапориты образовывались не в красноцветных свитах, а в карбонатных отложениях нижне-го раковинного известняка. Это говорит о том, что в среднем триасе главное опус-

кание достигло своей кульминации. Одновременно с убыванием интенсивности опускания в позднем триасе произошло дальнейшее сокращение области осадконакопления и новое выделение солей. Образование эвапоритов, в отличие от формирования соленосных толщ перми и нижнего триаса, происходило при преобладании регрессивных условий в остаточных впадинах заполненного осадками бассейна.

В общем же стадию главного опускания от саксония до позднего триаса (средний кейпер) можно рассматривать как крупный седиментационный цикл с трансгрессивными тенденциями в перми и раннем триасе, фазой инундации в эпоху раковинного известняка и с преобладанием регрессивных тенденций в кейпере.

В течение следующего этапа развития — от рэта до раннего мела — произошла интенсивная тектоническая дифференциация и отмечалось формирование структурных единиц со специфическим развитием. Воздыманию поднятых глыб противостояло опускание таких трогообразных впадин, как, например, Гифхорнский прогиб или Нижнесаксонский бассейн (Voigt, 1968). Тектоническая дифференциация шла параллельно с общим убыванием интенсивности опускания (15–20 м/млн. лет), что привело к преобладанию регрессивных тенденций в поздней юре и начале раннего мела. Глинистые и глинисто-песчаные осадочные толщи лейаса и доггера сменились в мальме пестроцветной осадочной свитой, в которой встречаются также прослой соленосных отложений. Литологическое развитие от рэта до раннего мела трактуется В. Нёльдеке и его соавторами как крупный трансгрессивно-регрессивный цикл (Nöldeke u. a., 1976).

Пространственно ограниченные опускания в раннем мелу (неоком) открыли, однако, дорогу широким трансгрессиям. Они начали новый этап развития бассейнов (средний — поздний альб, сенман), который первоначально — в позднем мелу — снова выделялся повышенными скоростями опускания. Но скорости осадконакопления даже приблизительно не достигали скоростей в главную стадию опускания (только 20–25 м/млн. лет; Schwab u. a., 1974). В последующий этап позднего мела началась новая фаза тектонической дифференциации. Однако опускания, приуроченные к конкретным зонам, были сильнее, чем в юре и раннем мелу, что особенно заметно выразилось в появлении так называемых краевых трогов в зонах тектонических нарушений (Musstow, 1968). В течение позднего мела активизировались в основном нарушения северо-западного простирания. В кайнозое добавились долготные (север-северо-восточные и север-северо-западные) зоны разломов. Относительно низкие в общем скорости осадконакопления, как и характер тектоники послеальбского платформенного чехла, свидетельствуют в совокупности о возросшей по сравнению со временем существования доальбского платформенного чехла тектонической стабилизации. Поэтому правомочно было бы назвать эту стадию образования впадин (поздний мел — третичное время) стадией стабилизации.

Такое развитие, установленное для Северогерманско-Польской впадины, подтверждается также для Датско-Польской борозды. Несмотря на значительные отличия тектонического строения и мобильности, развитие Датско-Польской борозды, как и Северогерманско-Польской впадины, протекало в течение ряда этапов, однако в целом с более сильным уклоном к возрастанию стабилизации коры (Teschke, 1975).

Трансгрессия в цехштейне ознаменовала начало развития Датско-Польской борозды, соответствуя стадии главного опускания Северогерманско-Польской впадины в поздней перми и триасе. Она сменила стадию раннего развития платформенного чехла, в значительной степени определявшуюся существованием поля тектонических блоков, созданного линеаментами. После относительно кратковременных глыбовых движений, начавшихся на рубеже среднего и позднего раковинного известняка и последовавшей за ними регрессии в конце среднего триаса, древнекеммерийские разрывно-тектонические движения, следуя большей частью по разрывам древнего заложения, приобретали все большее значение (Beutler, 1973). В ходе дальнейшего развития зона осадконакопления по краю платформы испытала усиленную дифференциацию, выразившуюся наряду с прочими явлениями различной интенсивностью опускания отдельных участков. Возникла мозаика автономных глыб со сложным рисунком сгущенных градиентов мощностей и фа-

ций (Marek, Znosko, 1972). Вслед за этим усилилась тенденция к поднятию. В конце этапа дифференциация свыше 50% площади этой краевой области, в том числе Среднепольский антиклинорий, в результате позднекимммерийских движений превратились в области сноса. Как и предыдущие периоды развития, завершающая стадия стабилизации сперва началась кратковременным опусканием в среднем альбе. После завершения субгерцинских и ларамийских движений область достигла современного состояния стабильности (Schwab, Teschke, 1974; Teschke, Jubitz, 1973).

Состояние стабильности Датско-Польской борозды в настоящее время выше, чем Северогерманско-Польской впадины. Если сравнивать распределение и интенсивность современных движений коры с палеотектонической историей развития, то юго-западная краевая зона Восточно-Европейской платформы будет выделяться изгибанием изобаз от восток-северо-восточного направления на платформе в северо-западное направление в Датско-Польской борозде. Иными словами, краевая зона платформы в области Датско-Польской борозды оказалась втянутой в движение того типа, который характерен для платформы. Иначе ведет себя область Северогерманско-Польской впадины, в которой современные вертикальные движения подчеркивают палеотектонические центры основных опусканий (Schwab u.a., 1973).

Как итог рассмотренного развития Северогерманско-Польской впадины и Датско-Польской борозды следует еще раз отметить следующее.

Все развитие чехлы, включая его раннюю стадию непосредственно вслед за варисцийской геосинклинальной складчатостью, может рассматриваться как единый процесс образования впадин в чехле молодой эпиварисцийской плиты. После начального этапа (этап заложения), характеризовавшегося сначала ограниченным опусканием в грабенообразных прогибах, связанных с разломами (тафрогенная стадия), а позднее опусканием отдельных протяженных прогибов регионального порядка, в течение нескольких стадий (стадия главного опускания, стадия дифференциации, стадия стабилизации) развились крупные платформенные синеклизы (Perrodon, 1969). Они находятся в различных взаимоотношениях со структурами фундамента (Schwab u.a., 1973).

Во время стадии главного опускания осуществляется компенсация поднятия варисцийского сооружения. Прогибание охватывает всю область опускания, однако с различной интенсивностью. Благодаря этому произошло подчеркивающее структуру фундамента расчленение области на поднятия и впадины. С убыванием интенсивности прогибания в конце стадии главного опускания наблюдается усиленная активность зон тектонических нарушений, что в следующую стадию дифференциации приводит к образованию самостоятельно развивающихся региональных тектонических структур. Для этой стадии характерно то, что развитие отдельных структур лишь отчасти протекает одновременно и лишь частично — в одном направлении. Часто дело доходит до тектонических инверсий. С ними связано начало новых фаз активизации тектонических нарушений, обусловленных влиянием надрегиональных палеодинамических импульсов, например образование Северной Атлантики и различные фазы ее движений, возникновение западноевропейской системы грабенов, а также усиленные тектонические движения в области альпийской складчатой зоны.

Влияние упомянутых тектонических импульсов противодействует тенденции к тектонической стабилизации в развитии впадин чехлы. Поэтому в области Средне-европейской впадины лишь Датско-Польская борозда полностью причленилась к стабильной области Восточно-Европейской платформы. В то же время в Северогерманско-Польской впадине сохранилась остаточная мобильность в пределах ориентированных в северо-западном направлении зон нарушений, равно как и в зоне Средиземное море — Мьёса. Наиболее отчетливую реактивизацию испытала Североморская впадина в средней части грабена Северного моря как части западноевропейской системы грабенов (Schwab, Teschke, 1974).

Ход развития Северогерманско-Польской впадины может быть прежде всего понят благодаря анализу мощностей и вытекающим из этого анализа скоростям

осадконакопления. В отличие от этого, литолого-палеогеографическое развитие отражает циклический характер процесса образования бассейна, на что наряду с другими указывал Н.А. Крылов (1973). При этом следует различать крупноциклическую последовательность и мелкоритмическое строение осадочной толщи. Стадия главного опускания отвечает мегациклу с тенденциями к трансгрессии в нижней части и к регрессии — в верхней. Для нижней части, т.е. отрезка с высокой интенсивностью прогибания, характерна отчетливая мелкая ритмичность, отражающая усилившуюся эпейрогеническую кинематику коры.

Во время стадий дифференциации и стабилизации мегацикла становятся все более отчетливыми благодаря смене фаз (трансгрессия — инундация — дифференциация — регрессия — эмерсия), выявленной С. Бубновым (Bubnoff, 1959). Наоборот, мелкая ритмичность отходит на второй план. Оба явления отражают тот факт, что в эти стадии развитие платформенного чехла сильнее определяется тектоническо-диктиогеническими движениями и сверхрегиональными колебаниями уровня моря, чем эпейрогеническими движениями коры.

Скифская и Туранская плиты

Подобно тому, как это происходило в Северогерманско-Польской впадине, формирование платформенного чехла на Скифской и Туранской плитах в мезозое и кайнозое осуществлялось в течение ряда стадий, иногда различающихся между собой специфическими палеогеографическими, структурными и вещественными признаками (Гарецкий, 1972). При той же в общем последовательности главных стадий (мобилизация, соответствующая главному опусканию, дифференциация и стабилизация) возникает ряд различий в их палеотектоническом выражении и возрастных рубежах. Так, начало развития платформенного чехла растягивается на довольно долгий интервал времени. Развитие началось в отдельных ограниченных прогибах (после перерыва в седиментации и углового несогласия) в тот период времени, когда в более мобильных структурных областях еще шло образование метагеосинклинальных комплексов. Стратиграфически самыми древними платформенными образованиями Скифской плиты являются глинисто-карбонатные толщи, ограниченные небольшими прогибами. В отличие от фундамента и метагеосинклинального этажа, эти толщи залегают почти в ненарушенном виде. Платформенный режим начался, в частности, в Промысловской зоне Донбасса уже на рубеже перми и триаса, однако, в восточном и центральном Предкавказье — лишь в ранней юре, а в Ейско-Березанской впадине — только в поздней юре (Шлезингер, 1974).

В частных прогибах Туранской плиты в течение триаса и отчасти юры (например, Большой Балхан) накопились вулканогенно-терригенные толщи мощностью до 3000 м. Специфичным для образования этих прогибов является то, что своим расположением и конфигурацией они первоначально в значительной степени отражали прежние зоны разломов в фундаменте (см. рис. 2).

Опускание, охватившее крупные площади и сопоставимое со стадией главного опускания Северогерманско-Польской впадины, началось в позднем триасе сначала в пограничной области между Туранской плитой и примыкающей к ней с юга альпийской геосинклиналью, а затем в ранней и средней юре охватило, продвигаясь на север, всю плиту. Оно распространилось также на южную часть Восточно-Европейской платформы. Как и на Скифской плите, этот процесс прерывался движениями обратного знака в мальме — раннем мелу. В возрастном отношении они совпадают с происходившими в Кавказско-Крымской и Копетдагской зонах процессами складчатости в позднем киммерийское и раннеавстрийское время.

На самой Скифской плите начавшееся в ранней юре расширение бассейна достигло в доггере первого максимума. Оно прерывалось, однако, отдельными максимумами движений обратного знака сперва в предкелловейское время или киммерийскими движениями на рубеже юры и мела, а затем усиленными региональными поднятиями в позднем мальме. Одновременно в отдельных впадинах в киммеридже и титоне (как и на Туранской плите) имело место осаждение относительно мощных

хемогенных образований. В других частных структурах разновозрастные обломочные толщи сильно редуцированы или полностью отсутствуют.

Послекиммерийский отрезок развития характеризовался на обеих плитах последовательно продолжавшейся тектонической дифференциацией области опускания. Установлена ее связь с тектоническими движениями, часто приуроченными к древним зонам разломов. В результате этих движений были заложены почти все более поздние структурные элементы, включая разрывные структуры второго и третьего порядков. Так, после киммерийского поднятия на Скифской плите были вовлечены в опускание новые области или подверглись дальнейшей тектонической дифференциации существовавшие частные впадины. На Туранской плите в связи с этим имела место кратковременная, но пользовавшаяся региональным распространением вулканическая активность.

Литолого-палеогеографическое развитие на этом отрезке характеризовалось постоянным разрастанием области морских фаций. На Скифской плите поначалу отлагались карбонатно-терригенные толщи, а во время максимума трансгрессии — меловой мергель или писчий мел. Накопление на значительных площадях морского бассейна терригенных и карбонатных формаций продолжалось сначала лишь в слабо изменившейся палеогеографической обстановке в течение палеоцена — раннего миоцена. В общем же этот интервал, как и конец мела, характеризовался поднятием в связи со складчатыми движениями и воздыманием альпийского складчатого пояса (Виноградов, 1969). Область морских фаций раннего миоцена на Скифской плите по сравнению с ее размерами в позднем мелу сократилась на 40%.

В распределении мощностей майкопской толщи (нижний миоцен) — от 1000 до 2000 м в центральных областях и до 5000 м в пределах Керченско-Таманской впадины — отражается энергично начавшееся образование краевого прогиба Кавказского тектогена при одновременном поднятии локальных структур в области платформы. Это происходило параллельно с увеличением тектонической активности зон нарушений и градиентов с антикавказскими простираниями.

Во время интервала от среднего миоцена до плейстоцена континентальные условия приобретали все большее значение благодаря усиленному росту складчатых гор (Кавказ, Колетдаг, Тянь-Шань). Тесные связи с горообразующими движениями распознаются на Скифской плите в продвигающемся с востока на запад и с севера на юг воздымании, равно как и в устремленной в том же направлении дифференциации фаций и мощностей уже в значительной степени консолидированного бассейна. До более высоких мощностей (максимально 3000 м) дело дошло лишь в осевой зоне Предкавказского передового прогиба.

ВЫВОДЫ

Несмотря на региональные различия, формирование послеварисцийского платформенного чехла в сопоставляемых областях проходило сходным образом в виде прерывистого процесса, направленного к усилению стабилизации. Выделяются четыре стадии развития, отличающиеся различным палеодинамическим поведением коры: образование тафрогенов (активизация), главное опускание (мобилизация), тектоническая дифференциация и стабилизация.

Развитию собственно платформенного чехла предшествует стадия тафрогенеза. В основном она ограничена пределами предопределенных разрывной тектоникой грабенообразных впадин с высокими скоростями опускания. В Средней Европе во время этой стадии возникли тафрогенные впадины стефана и отэна, а в области Скифской и Туранской плит — грабен-прогибы пермо-триасового метагеосинклинального комплекса. Стадия завершилась движениями в заальское и киммерийское время.

Развитие платформенного чехла в трех сопоставляемых областях началось стадией главного опускания с распространившимся на большие площади и интенсивным опусканием в Средней Европе — начиная с саксония II, в Скифско-Туранской области в зависимости от структурного положения — между триасом и поздней юрой. В

ритмическом строении осадочного разреза отражаются управляемые эпейрогенезом пульсации бассейнов. Важные сведения о динамике развития Северогерманско-Польской впадины дает анализ соленосных отложений и их позиции в ходе образования бассейна. К концу стадии проявляются регрессивные тенденции с воздыманием и перерывами в осадконакоплении в древнекиммерийское время (Средняя Европа) или при позднекиммерийской деформации (Скифско-Туранская область).

При убывающей в общем скорости опускания (что является динамическим выражением прогрессирующей кратонизации бассейна) интервалы от юры до раннего мела в Средней Европе и от раннего до позднего мела в Скифско-Туранской области характеризуются интенсивной тектонической дифференциацией областей седиментации на более или менее автономные структуры поднятия и опускания более низких порядков. По сравнению с широким распространением по площади фаций предшествовавшей стадии главного опускания теперь преобладают низкие градиенты фаций и мощностей. Стадия дифференциации завершается в Средней Европе позднекиммерийскими движениями на рубеже юры и раннего мела, а в Скифско-Туранской области — поднятием в конце позднего мела.

Во время последнего периода развития, так называемой стадии стабилизации, завершается, т.е. доходит до современного состояния, кратонизация Северогерманско-Польской впадины и Скифско-Туранской зоны опускания. Этот процесс снова начинается периодом усиленного погружения на рубеже позднего и раннего мела или в палеогене. Общей кратонизации избежали лишь отдельные участки в пределах сферы влияния зон тектонических нарушений. В них во время стадии стабилизации могла возобновляться тектоническая активность.

В общем устанавливается, что рассмотренные области в течение ряда стадий развития коры (с различными режимами) прошли путь от еще относительно мобильного состояния после завершения варисийского тектогенеза до значительной кратонизации по завершении альпийской эпохи. При этом каждая стадия начиналась ремобилизацией различного рода: тафрогенная стадия — образованием грабенов, стадия главного опускания — образованием крупных и пологих бассейнов, стадия дифференциации — образованием линейных прогибов, стадия стабилизации — снова опусканием, охватившим огромные территории, но менее интенсивным. Стадии заканчивались в общем достижением все более высокой степени стабилизации. Надрегиональный принцип разветвления прерывисто развивающейся стабилизации может видоизменяться благодаря структурным особенностям этажа, залегающего в основании (пустумность направлений), и латерально примыкающих единиц. Однако в общем развитие в сопоставляемых областях все же протекает по надпорядковому и независимому от времени принципу автономного образования бассейнов. В ходе этого процесса проявляются палеодинамические связи как с варисийским фундаментом, так и со смежными мобильными зонами. Анализ этих связей, особенно с точки зрения чередования их влияния во времени и пространстве, должен стать предметом будущих исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А.А. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, т. 39, вып. 3.
- Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Ташибаев Б.С., Шлезингер А.Е. Некоторые черты глубинного строения северо-западной окраины Туранской плиты. Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Буш В.А., Кирюхин Л.Г., Синицын Ф.Е. О структурных взаимоотношениях орогенного и платформенного комплексов палеозойских платформ Средней Азии. — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 3.
- Виноградов А.П. (ред.) Атлас литолого-палеогеографических карт СССР в масштабе 1 : 7 500 000. М., 1969.
- Вольвовский Е.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты. М., "Наука", 1966.
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., "Наука", 1972.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Проблемы фундамента молодых платформ. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 46, вып. 3.

- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К., Гольдбехер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого фундамента. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А., Мывьев Н.Ч., Искандеров Д.Б. Строение и состав фундамента и пермотриасового комплекса Туранской плиты. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 46, вып. 3.
- Крылов Н.А. Тектоническая дифференциация молодых платформ. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Соболевская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., "Наука", 1965.
- Шлезингер А.Е. Положение Горного Крыма в общей структуре юга СССР. — В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., 1972.
- Шлезингер А.Е. Активные и пассивные зоны ранней консолидации платформ. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 48, вып. 6.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., "Наука", 1974.
- Benek R., Paech H.J. Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle. — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 10.
- Beutler G. Beziehungen zwischen dem altkimmerischen Strukturplan und dem tieferen Untergrund. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 1973, 14.
- Boigk R. Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogenes. — Geol. Jahrb., 1968, 85.
- Bubnoff S. von. Grundprobleme der Geologie. Berlin. Akademie-Verlag, 1959.
- Czerminski J., Znosko J. Zum Problem der Kaledoniden in Südpolen. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 1/2.
- Daber R., Katzung G., Pfeiffer H. Siles. — In: Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, K. Schmidt (Ed.). Akademie-Verlag, Berlin.
- Dadlez R. Tectonic position of Western Pomerania (northwestern Poland) prior to the upper Permian. — Biul. Inst. geol., 1974, 274, N 4.
- Eigenfeld F., Schwab M. Zur geotektonischen Stellung des permosilesischen subsequentem Vulkanismus in Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 2.
- Grumbt E. Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südthüringens. — Schriftenreihe Geol. Wiss., 1974, 1.
- Grumbt E., Lütznier H., Ellenberg J., Falk F., Ludwig A. Zur Sedimentation und Tektonik im Übergangsbereich zwischen Molassestadium und Tafelentwicklung der Varisziden in Mitteleuropa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 1973, 14.
- Janšin A.L. Tafeln und Randsenken Eurasiens. — Der. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 1/2.
- Jubitz K.-B. Beziehungen zwischen Stoffbest and Bauformen im Tafeldeckgebirge. — Geologie, 1969, 18, N 8.
- Jubitz K.-B. Zur Problematik tertionischer Untersuchungen im Deckgebirge Stilles (Tafeldeckgebirge und Molassestockwerk). — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 1973, 14.
- Katzung G. Stratigraphie und Paläogeographie des Unterperms in Mitteleuropa. — Geologie, 1972, 21, N 4/5.
- Katzung G. Klima, Sedimentation und Tektonik der Mitteleuropäischen Saxonsenke. — Z. geol. Wiss., 1975, 3.
- Lauterbach R. Rhenotype Strukturen im Bilde geologisch-geophysikalischer Untersuchungsergebnisse Mitteleuropas. — Ber. geol. Ges. DDR, 1962, 7.
- Musstow R. Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Oberkreide und des Albs in Ostbrandenburg und der östlichen Niederlausitz. — Geologie Beih. 1968. 61.
- Nöldeke W., Schwab G., Diener I., Musstow R., Lotsch D. Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges im Nordteil der DDR. — Z. geol. Wiss., 1976, 4.
- Perrodon A. Esquisse d'une Géologie Dynamique des Bassins Sédimentaires. — Scienc. terre, 1969, 14.
- Richter-Bernburg G. The Oberrhein Graben in its European and Global Setting. — In: Approaches to Taphrogenesis, J.H. Illies, K. Fuchs (Ed.). Inter-Union on Geodynamics Scient. Rep., N 8, 1974, Stuttgart.
- Schmidt K. (Ed.). Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik. Berlin, Akademie-Verlag, 1968.
- Schwab G., Jubitz K.-B., Meier R. Zu einigen Aspekten der stofflichen und strukturellen Entwicklung im Tafeldeckgebirge des nördlichen Mitteleuropas, speziell zu Fragen der Poathumität. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 1973, 14.
- Schwab G., Teschke H.-J., Jubitz K.-B. Zur Raum-Zeit-Beziehung zwischen resenten Krustenbewegungen und Paläotektonik im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke. — Z. angew. Geol. 1973, 19.
- Schwab G., Teschke H.-J. Mobilisierung und Kratonisierung von Senkungsstrukturen, Ein Beitrag zur Mächtigtkeitsanalyse des Deckgebirges in Europa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR, 1974, 29.
- Schwab G., Teschke H.-J., Wendland F. Methodische Beiträge zur paläotektonischen Analyse im Tafeldeckgebirge der Norddeutsch-Polnischen Senke. — Z. geol. Wiss., 1974, 2.
- Sobolevskaja V.N. Die taphrogene Entwicklungsetappe epivariszischer Tafeln. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde AdW DDR 1973, 14.
- Stille H. Grundfragen der Vergleichenden Tektonik. Berkin, 1924.
- Teschke H.-J. Entwicklung und tektonischer Bau des südwestlichen Rendbereichs der Osteuropäischen Tafel. — Z. geol. Wiss., Themenheft, 1975.
- Teschke H.-J., Jubitz K.-B. Zu einigen Problemen des Krustenbaues im südwestlichen Randgebiet der Osteuropäischen Tafel. — Geod. Geophys. Veröff., R. III, 1973, 28.
- Znosko J. Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. — Biul. Inst. geol., 1970, 251.
- Znosko J. Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscum against the tectonics of Europe. — Biul. Inst. geol., 1974, 274.

ДОБРУЖСКО-СЕВЕРОМОРСКИЙ И САРМАТСКО-ТУРАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТЫ

Огромная роль глубинных разломов в строении земной коры общепризнана. Нередко глубинные разломы образуют протяженные подвижные зоны планетарного значения — линеаменты, в пределах которых происходят различные по характеру, но всегда значительно более активные тектонические движения, чем на окружающих их территориях. На юго-западе материка Евразии первостепенное значение для объяснения ряда основных вопросов теоретической и региональной тектоники имеют два линеамента: Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский. Оба линеамента обратили на себя внимание геологов еще в конце прошлого столетия, но их действительные размеры, строение и история развития в достаточно полном виде выяснились лишь в последнее десятилетие, хотя очень многие вопросы до сих пор остаются дискуссионными.

Первый линеамент в пределах Польши и Германии описали Г. Тейссейр (Teisseyre, 1893) и А. Торнквист (Torncquist, 1908). В дальнейшем он неоднократно рассматривался под названием линии Торнквиста или Тейссейра — Торнквиста в связи с разбором вопроса о юго-западной границе Восточно-Европейской древней платформы многими исследователями (Г. Штилле, С. Бубнов, Н.С. Шатский, А.А. Богданов, А.Л. Яншин, Е. Зноско, Г. Кельбель, В. Пожарыский, В.С. Журавлев, М.В. Муратов, В.В. Глушко, В.Н. Угробин, Г.Х. Дикенштейн, В.Е. Хаин, А.В. Хижняков и др.). Поскольку он протягивается от Добруджи на юге до Северного моря на севере, было предложено называть его Добруджско-Североморским (Teschke, 1973).

Второй линеамент описал А.П. Карпинский (1883), который установил полосу в различной степени дислоцированных пород, протягивающуюся от Келецко-Сандомирского кряжа через Донбасс до Мангышлакского Каратау. Э. Зюсс (Suess, 1909) эту полосу назвал линией Карпинского. В дальнейшем ее описанию посвящали работы А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, П.И. Степанов, М.М. Тетяев, а в последнее время В.Е. Хаин, Н.Ю. Успенская, В.С. Попов, М.В. Муратов, А.А. Борисов, М.В. Чирвинская, В.К. Гавриш и др. Под названием Сарматско-Туранского линеамента эту структуру описали Р.Е. Айзберг, Р.Г. Гарецкий и А.М. Синичка (1971).

Теоретическое значение изучения обоих линеаментов вытекает из их местоположения: Добруджско-Североморского — как юго-западной границы Восточно-Европейской платформы и краевой зоны молодой Западно-Европейской платформы и Сарматско-Туранского — как южной границы Русской плиты и трансплатформенной структуры между средневропейскими и среднеазиатскими палеозоидами. С обеими зонами связаны месторождения различных полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа, что предопределяет их в качестве важных объектов практической геологии. Далее мы дадим краткую общую характеристику обоих линеаментов и сравнительный анализ некоторых черт их строения.

Добруджско-Североморский линеамент представляет собой планетарную зону разломов, протягивающуюся в северо-западном направлении на расстояние более 2000 км от районов Северной Добруджи под территорию Предкарпатского краевого прогиба через области центральной Польши и северной Ютландии (Датско-Польская борозда) до восточной части Северного моря.

Наиболее крайним известным юго-восточным звеном Добруджско-Североморского линеймента является Северная Добруджа, которая с юга, отделяясь разломом Печеняга-Камена, ограничена Центральной Добруджей, имеющей байкальский возраст складчатости. Северная Добруджа сложена главным образом палеозойскими складчатыми сооружениями зоны Мэчин, которые на юго-востоке погружены под складчатые образования триаса — нижней юры киммерийской зоны Тулча. К северо-западу от Северной Добруджи, в пределах так называемого Нижнепрутского выступа бурением также вскрыт складчатый комплекс палеозоя — триаса. Северная Добруджа на северо-востоке ограничена разломом Георгиевского гирла, а варисциды и киммериды Нижнепрутского выступа — системой Кагульско-Измаильских разломов, за которыми расположен Придобруджский прогиб — глубоко погруженная окраинная часть Восточно-Европейской платформы. Таким образом, в пределах Северной Добруджи и Нижнепрутского выступа-развита узкая (до 50–60 км) зона варисцид и киммерид, отделенная серией разломов от Восточно-Европейской платформы, а с юго-запада — от байкалид Центральной Добруджи и фундамента Мизийской плиты.

Платформенный чехол Северной Добруджи сложен породами верхней юры и верхнего мела, особенно широко распространенными на юге территории, где они образуют Бабадагский бассейн. Для него характерна серия четко выраженных линейных антиклинальных и синклинальных структур.

На продолжении зоны Северной Добруджи к северо-западу под Предкарпатским краевым прогибом и Скибовой зоной Карпат бурением установлена узкая полоса дислоцированных пород кембрия и силура, тянущаяся вплоть до Свентокшских гор (Глушко, 1958, 1968; Утробин, 1968; Хижняков, 1969; Ризун, Сеньковский, 1973; Буров и др., 1974). Эта полоса заключена между системами разломов, отделяющих ее с востока от Восточно-Европейской платформы, а с запада — от байкальского орогенного сооружения Галицийской складчатой области (Семененко и др., 1965), дислоцированные рифейские породы которого вскрыты многими скважинами в пределах Карпат и Предкарпатья. Видимо, эти же породы являются фундаментом дислоцированной Прикарпатской зоны кембрийско-силурийских образований. Кембрий представлен мощной толщей чередующихся друг с другом черных аргиллитов, алевролитов, силура — толщей темных граптолитовых аргиллитов. Ряд скважин (Каминна, Держав) говорят о том, что полоса кембрийских пород надвинута на силурийские отложения. Видимо, и краевые разломы, ограничивающие Прикарпатскую зону дислоцированных пород палеозоя, представляют собой взбросы или крутые надвиги. Таким краевым северо-восточным разломом является Равва-Русский (Утробин, Вітрик, 1968). Границе Восточно-Европейской платформы во всей этой зоне соответствуют крутой обрыв кристаллического фундамента на несколько километров, интенсивный градиент силы тяжести и пояс повышенной сейсмической активности с эпицентрами на глубинах 12–18 км. Здесь же намечается скачок поверхности Мохровичича амплитудой 5–10 км.

Центральный и северо-западный отрезки Добруджско-Североморского линеймента изучены за последнее десятилетие в результате интенсивных разведочных работ польских геологов (Dadbez, Mlynarski, 1967; Czerminski, Znosko, 1967; Зноско, 1964; Znosko, 1965, 1966, 1970 и др.). По данным Е. Зноско, главный разлом края Восточно-Европейской платформы проходит от Раввы-Русской через Лубартово, Гарволина, Ливич, Торунь, Быдзош до побережья Балтийского моря у Бялогарда и далее юго-западнее о-ва Борнхольм в северную Ютландию до восточной части Северного моря.

К названному краевому разлому приурочена полоса длительной и чрезвычайно высокой активности. В раннем палеозое это — Рюгенско-Поморский прогиб (Буш и др., 1973) который прослеживается от Свентокшских гор через центральную Польшу до западной части Балтийского моря и островов Дании в виде зоны шириной около 100 км. Здесь в раннем палеозое были созданы миогеосинклинальные условия и накопились мощные глубоководные аргиллиты, которые к концу силура претерпели складчатость и слабый метаморфизм. Эти палеозойские складчатые

образования резко несогласно перекрыты полого залегающими пестрыми обломочными отложениями среднего и верхнего палеозоя.

Существование рюгенско-поморской полосы каледонид доказано бурением в северной части о. Рюген (Глушко и др., 1974; Gluschko, 1975). Продолжение же ее к северо-западу между Балтийским щитом и поднятием Рингкебинг-Фюнэн, т.е. в пределах Датской борозды, остается еще дискуссионным. Однако геофизические и отчасти геологические данные говорят о тектонической активности линейаментной зоны вплоть до восточной части Северного моря.

Складчатый каледонский комплекс перекрыт вариссийским структурным комплексом, для которого уже характерно блоковое устройство, предопределяющее конседиментационное изменение фаций и мощностей. Палеодинамические особенности края Восточно-Европейской платформы отчетливо видны в послевариссийские этапы развития, когда в области Куявии возникли узкие трюги с резкими градиентами мощностей и литологического состава (Czerminski, 1967; Dodbez, 1967; Dodbez, Marek, 1967; Marek, Znosko, 1972a, б; Znosko, 1970). Ограничивающие их разрывные нарушения, являющиеся прямым продолжением древних глубинных разломов, в позднемеловое время предопределяли инверсионное воздымание Среднепольского вала и опускание сопутствующих ему адвентивных мульд.

На положение юго-западной границы погребенной зоны каледонской складчатости указывают многочисленные и прямые, и косвенные признаки, например система разломов между Меховской мульдой и кельцидами Свентокшиских гор, гравитационные ступени на юго-востоке Польши (между Предсудетским прогибом и Лодзинской мульдой) и на северо-востоке ГДР (между Нейбранденбургом и Ростоком и на южном склоне Рингкебинг-Фюнэнского поднятия). Эти гравитационные ступени часто связаны с выявленными разрывными нарушениями, флексурами и линейными соляными структурами. Юго-западную границу полосы каледонид предложено называть по р. Варта, примерному направлению которой она отвечает, линией Варты (Буш и др., 1973).

Прямые данные о времени заложения Добруджско-Североморского линейамента отсутствуют. Внутренние структуры фундамента юго-западного склона Восточно-Европейской платформы, состоящие из изометричных досвекофенно-карельских массивов и линейных преимущественно северо-восточного простирания складчатых зон раннего-среднего протерозоя, при приближении к линейаменту не испытывают каких-либо изменений, резко несогласно срезаются им (Зноско и др., 1973). Из этого следует, что архейско-ранне (средне) протерозойские структуры фундамента ранее продолжались к юго-западу, а заложение линейамента произошло по крайней мере только в позднепротерозойское время.

Проведенный Г.-Ю. Тешке (Teschke, 1973) комплексный анализ имеющихся палеотектонических и литологических данных показал, что имеются существенные различия в палеотектонической подвижности, выраженной в абсолютных цифрах¹, и в продолжительности опускания между древней Восточно-Европейской платформой, с одной стороны, и молодой Западно-Европейской платформой и Карпатским орогеном — с другой. Оба названных крупных сегмента земной коры в течение всех этапов развития были разобщены палеогеографической зоной, совпадающей с описанным линейаментом и выделяющейся рядом характерных особенностей. Палеотектоническая автономность данной структуры отмечается еще и тем, что изолинии тектонической подвижности (рис. 1), простирающиеся в областях древней и молодой платформ в разных направлениях, при приближении к граничной зоне линейамента изгибаются, приобретая простирание с северо-запада на юго-восток, и соединяются в узкие пучки линий.

Тождественную картину обнаруживает литологическое районирование исследуемой области на основе вещественных индексов: в зоне линейамента выделяется пояс высоких литологических градиентов (рис. 2), несогласно обрезающий "лито-поля" смежных районов древней и молодой платформ и характеризую-

¹ Подробное описание методики исследований и полученных результатов см. в работе Г.-Ю. Тешке (Teschke, 1973).

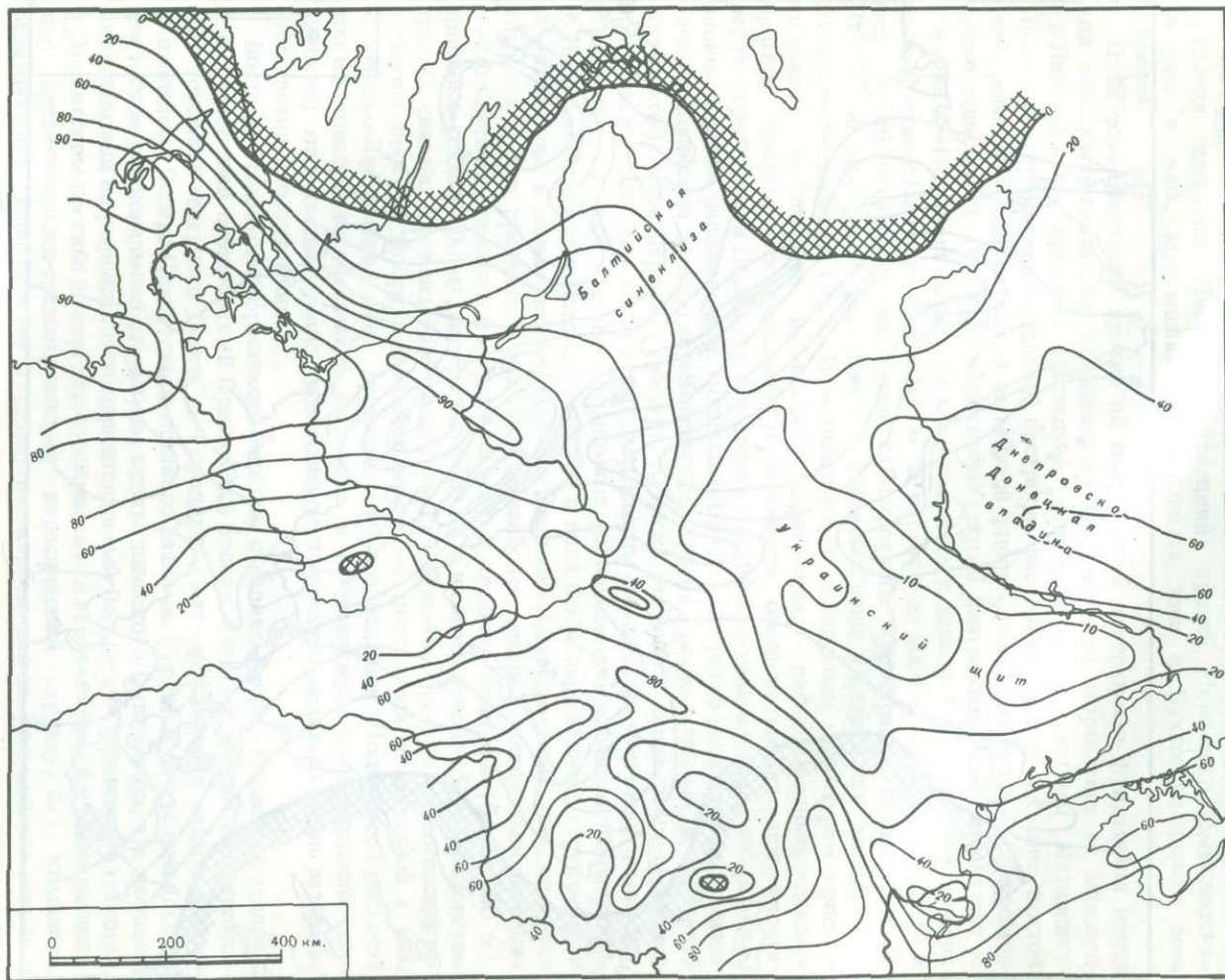


Рис. 1. Палеотектоническая карта поздней перми – неогена

Заштрихована область поднятия; изолинии – равная продолжительность прогибания, в процентах относительно общей длительности отрезка времени поздняя пермь – неоген

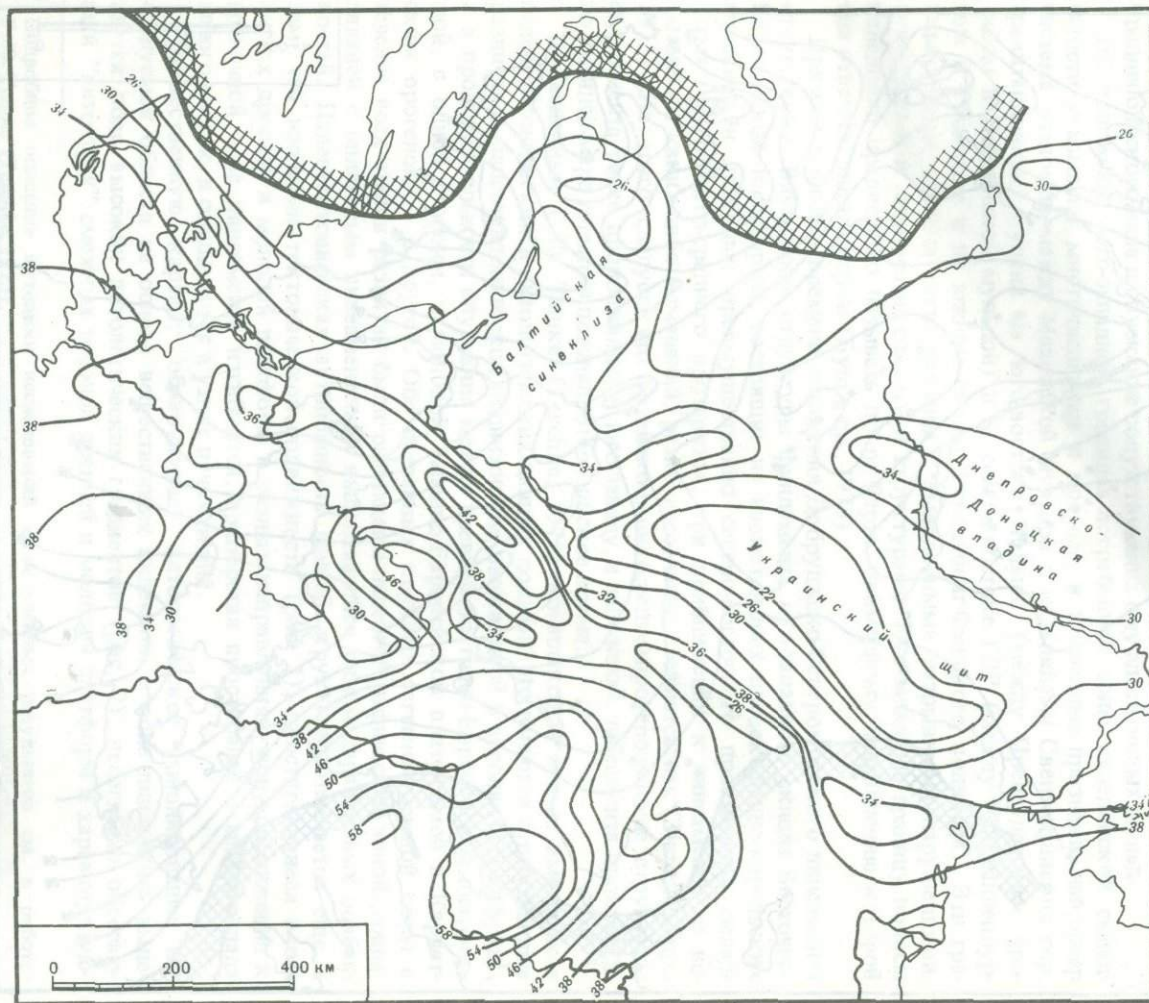


Рис. 2. Литологическая карта поздней перми - неогена

Заштрихована область поднятия; изолинии - одинаковые литологические показатели

щийся осадконакоплением преимущественно мощных глинистых и хемогенных серий.

Показ главных осей прогибов (рис. 3), развитых в течение всего фанерозоя, свидетельствует о их пространственном совпадении с шарнирной зоной линеамента, что еще раз подтверждает большое палеотектоническое значение последнего и его относительную автономность. В то же время юго-западная граница Восточно-Европейской платформы в течение ее развития не являлась постоянной, а представляла собой палеодинамическую зону, в пределах которой положение главного разлома и приуроченного к нему прогиба время от времени менялось.

Сарматско-Туранский линеамент протянулся на расстояние около 4000 км от Подляско-Брестского прогиба на западе до юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Возможно, эта линия планетарных разломов прослеживается и далее на восток еще на такое же расстояние до берегов Тихого океана (Резвой, 1974). В составе линеамента выделяются следующие звенья (с запада на восток): Подляско-Брестский прогиб, Полесская седловина, Припятский прогиб, Брагинско-Лоевская седловина, Днепровско-Донецкий прогиб, Донбасско-Помысловская складчатая зона, Мангышлакская складчатая зона и Бухаро-Хивинская зона ступеней.

Подляско-Брестский прогиб по современной поверхности фундамента имеет вид структурного залива, отходящего в субширотном направлении от Мазовецко-Люблинского прогиба. Последний является частью системы Мазовецко-Приднепровских перикратонных прогибов, расположенных на окраине Восточно-Европейской платформы и вытянутой вдоль фронта Добруджско-Североморского линеамента. Подляско-Брестский прогиб центриклинально замыкается на востоке к Полесской седловине и открывается к западу. Соответственно поверхность фундамента погружена с 500 м на востоке до 5000 м на западе. С севера и юга прогиб ограничен разломами субширотного простираания амплитудой до 500 м, за которыми расположены соответственно Белорусская антеклиза и Лукувско-Ратновский горст. По отношению к складчатым структурам кристаллического фундамента и Волинско-Оршанскому рифейско-раннедевонскому прогибу (доплитному авлакогену), имеющим север-северо-восточное простираание, субширотный Подляско-Брестский прогиб и ограничивающие его разломы являются резко наложенными. Подляско-Брестский прогиб наложен и на вендско-раннекембрийский Кобринско-Ковельский прогиб, расположенный в восточной (брестской) части первой структуры и также имеющий север-северо-восточное простираание. Для его выполнения характерны волинская трапповая формация, образование которой связано с разломами север-северо-восточного направления.

Впервые Подляско-Брестский прогиб в виде слабо выраженного структурного залива возник в раннекембрийско-раннедевонский (каледонский) этап, во время которого в его пределах и накопились наиболее мощные толщи выполняющих его отложений: нижнего (надбалтийского) и среднего кембрия (более 600 м), ордовика (около 100 м), силура (до 1300 м) и нижнего девона (50 м). Заложение прогиба связано с интенсивным развитием Рюгенско-Поморского моногеосинклинального прогиба Добруджско-Североморского линеамента и связанной с ним Мазовецко-Люблинской зоны перикратонного опускания. Подляско-Брестский прогиб приобрел современный вид лишь в раннедевонско-раннепермский (герцинский) этап, когда активно проявились тектонические движения вдоль разломов субширотного направления.

Восточнее Подляско-Брестского прогиба, отделяясь от него Полесской седловиной, расположен субширотный Припятский прогиб, который состоит из одноименного грабена и северного "плеча" — Городокско-Хатецкой ступени, расположенной за пределами Северо-Припятского краевого разлома. Прогиб в центре и на востоке сечет субмеридиональные структуры кристаллического фундамента, а в западной части наложен на рифейский субмеридиональный Волинско-Оршанский авлакоген. В Припятском прогибе на породах фундамента или верхнего рифея и венда расположен среднедевонско-среднетриасовый варисийский структурный комплекс, образованный терригенными и терригенно-карбонатными формациями девона и

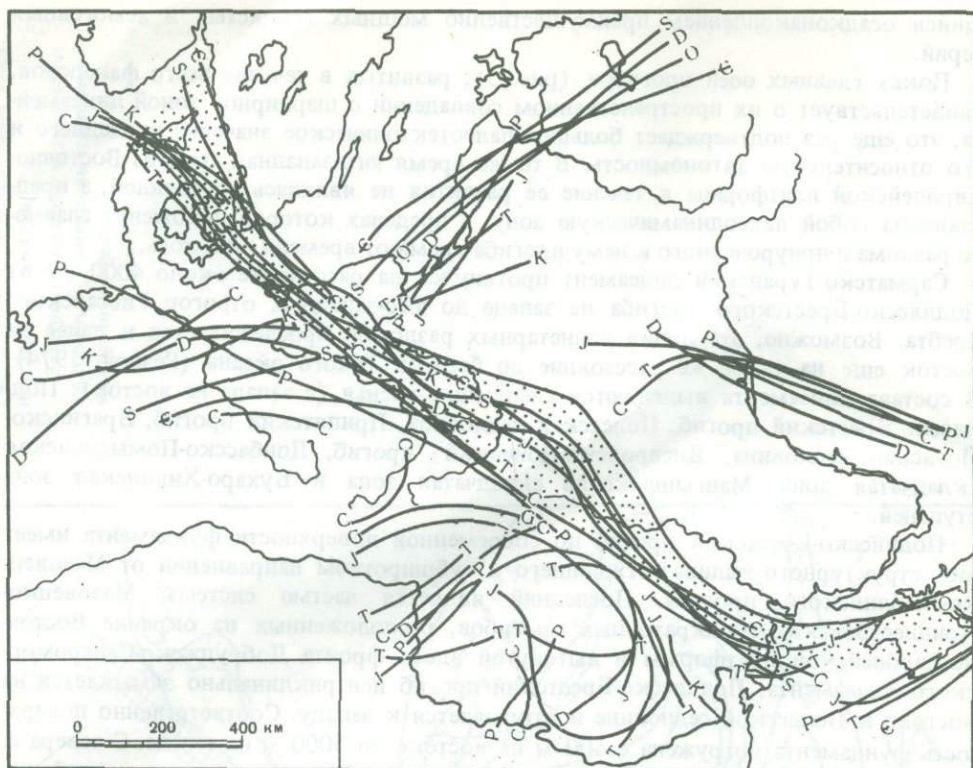


Рис. 3. Карта осей основных впадин и прогибов фанерозоя

карбона, а также галогенными формациями франского и фаменского ярусов. На востоке Припятского прогиба развита верхнедевонская щелочно-ультраосновная — щелочно-базальтоидная формация (Корзун, 1974). Зымакается вариссийский комплекс молассоидными пестроцветными формациями верхней перми — среднего триаса. Общая мощность толщ, выполняющих Припятский прогиб, достигает 4–6 км и более.

Северо- и Южно-Припятские краевые разломы отграничивают Припятский грабен от склонов Белорусской и Воронежской антеклиз на севере и от Украинского щита — на юге. Они представляют собой зоны кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов, амплитуды которых по поверхности фундамента колеблются от 0,5 до 3,5 км для северного разлома, от 0,1–0,2 до 2–4,5 км — для южного и возрастают с северо-запада на юго-восток.

Верхнетриасово-антропогеновый структурный комплекс в пределах Припятского прогиба образует пологое центриклинальное замыкание крупной единой Припятско-Днепровской синеклизы, наибольшая глубина прогибания которой совпадает с осями Припятского и Днепровского грабенов.

Для Припятского прогиба по поверхности фундамента и подсолевым отложениям характерно пликативно-блоковое строение, по межсолевым — блоково-пликативное и по верхнесолевым и надсолевым — существенно пликативное (Гарещкий и др., 1974).

Заложение Припятского прогиба относится к франскому веку позднего девона. Эйфельско-среднефранский структурный этаж и верхнетриасово-антропогеновый комплекс образовались в этапы развития синеклиз: первый — Московской, второй — Припятско-Днепровской; верхнефранско-каменноугольный и верхнепермско-среднетриасовый этажи соответствуют этапу образования авлакогена в виде рифтового грабена, т.е. главному этапу развития прогиба.

Расчетные данные показали, что глубина залегания поверхности Мохоровичича в Подляско-Брестском прогибе оценивается в 44–46 км, а в Припятском гра-

бене — в 40–42 км, причем под грабеном отмечается положительный изгиб подошвы земной коры.

На прямом продолжении Припятского грабена, отделяясь от него Брагинско-Лоевской седловиной, расположен крупный Днепровско-Донецкий прогиб, состоящий из собственно грабена и двух "плеч" — южного и северного. Он выполнен следующими формациями: терригенно-карбонатной, соленосной, карбонатной и вулканогенно-осадочной среднего-верхнего девона, терригенной пестроцветной, терригенной угленосной и терригенно-карбонатной карбона, пестроцветной терригенной, соленосной и красноцветной терригенной перми. Вышележащие породы мезозоя и кайнозоя образуют пологую Припятско-Днепровскую синеклизу. В разрезе широко развита базальтовая и риолитово-базальтовая формации верхнего девона общей мощностью до 2 км и более. Глубина погружения фундамента в грабене достигает 10–12 км.

Днепровско-Донецкий грабен с севера и юга ограничен зонами краевых разломов, которые представляют собой серию кулисообразно подставляющих друг друга разрывов разной глубины заложения; смещения по разрывам образуют систему погруженных к центру грабена ступенчатых блоков. Как показали данные сейсморазведки и глубокого бурения, падение плоскостей сбрасывателей краевых разломов направлено в сторону осевой части грабена под углами 65–85°. Суммарная амплитуда сбросов по поверхности фундамента достигает 5–7 км и даже более (Чирвинская и др., 1966; Гавриш, 1969; и др.). Поверхность фундамента и нижние горизонты платформенного чехла грабена имеют сложную блоковую структуру, связанную главным образом с наложенными (северо-западными) продольными и унаследованными (субмеридиональными) поперечными разломами. В верхних горизонтах чехла развита разнообразная по морфологии соляная тектоника.

Сейсмические профили ГСЗ (Соллогуб, 1970; Соллогуб и др., 1970) показали, что под грабеном отмечается положительная структура поверхности Мохоровичича с глубиной залегания от 41 км на востоке до 45 км на западе. Резкие изменения мощности земной коры (до 5 км и более) происходят в зонах краевых глубинных разломов. Поверхность Конрада под грабеном образует отрицательную структуру с глубиной залегания от 22 км на западе до 28 км на востоке.

Многие исследователи (Попов, 1965; Гавриш, 1969; Милановский, 1969; и др.) объясняют образование Днепровско-Донецкого грабена рифтогенезом.

В восточном направлении Днепровско-Донецкий грабен постепенно переходит в Донецкое складчатое сооружение и его погребенное продолжение — кряж Карпинского, которые объединены в единую Донбасско-Промысловскую миогеосинклинальную зону (Мирчинк и др., 1963). Разрезы девона и нижних горизонтов карбона Донбасса и Днепровско-Донецкого грабена идентичны. С конца визе и до позднего карбона здесь происходило формирование мощной (18–20 км) параллельной угленосной формации, которая к востоку в пределах кряжа Карпинского постепенно сменяется морскими сланцевыми и терригенно-карбонатными миогеосинклинальными формациями. Последние по возрасту охватывают и значительную часть нижней перми. На западе Донбасса выше угленосной формации карбона развиты красноцветная терригенная, терригенно-карбонатная и соленосная формации нижней перми общей мощностью более 2 км. Резко несогласно на различных более древних породах залегает красноцветная моласса верхней перми — нижнего триаса мощностью в несколько сот метров. В Донбассе выделяют три магматических цикла: позднедевонский (базальтовые порфириты, базальты и их туфы), позднепермско-раннетриасовый (изверженные породы основного состава) и юрский (андезиты, андезиты-базальты, трахиандезиты и др.) (Бутурлинов и др., 1968).

Описанные формации с юга и севера ограничены зонами глубинных разломов. Наиболее детально изучены и описаны в литературе разломы южного и особенно северного ограничений Донбасса. Они представляют собой сложную систему разрывов типа сбросов, взбросов и надвигов суммарной амплитудой в несколько километров.

Вся толща карбона и нижней перми, выполняющая Донбасско-Промысловский прогиб, подверглась интенсивной складчатости в конце ранней перми.

Сейсморазведкой ГСЗ под складчатыми образованиями Донбасса прослежена поверхность докембрийского фундамента, которая в наиболее глубокой его части залегает на глубине около 20 км. Поверхности Мохоровичича и Конрада в районе Донбасса также образуют прогиб, где общая мощность земной коры достигает 45—47 км.

В конце визе на южной окраине Русской плиты по разломам заложился узкий, но очень глубокий миогеосинклинальный трог Донбасса, который между Азовским выступом Украинского щита и Воронежским массивом вдавался в восточную часть платформенного Днепровско-Донецкого грабена. Этот трог развивался в течение всего позднего палеозоя и лишь в конце ранней перми замкнулся; выполняющие его отложения в результате напряжений сжатия и, возможно, сдвиговых и надвиговых подвижек по краевым разломам подверглись интенсивному складкообразованию.

Вся прослеженная выше линейная структура от Припятского прогиба до Донбасско-Промысловской зоны отвечает сложному авлакогену Большого Донбасса Н.С. Шатского (1964). Нередко она выделяется под названием Доно-Днепровского прогиба (Попов, 1964; Гавриш, 1969 и др.).

Вдоль южной окраины кряжа Карпинского в поздней перми заложился узкий вытянутый Маньчский грабен, выполненный красноцветной молассой верхней перми — нижнего триаса мощностью до 2 км. Эти породы здесь слабо дислоцированы и образуют пологие коробчатые структуры. Грабен ограничен разрывами типа сбросов. Он выклинивается на западе и расширяется на востоке, где под водами Каспийского моря кулисообразно подставляется крупной Мангышлакской складчатой зоной. Последняя протягивается в субширотном направлении от Каспийского моря до низовьев Амударьи. Она сложена каратауским комплексом; сероцветной и красноцветной молассой перми, заленоцветной алеврито-сланцевой и антропоконитовой миогеосинклинальными формациями и красноцветной молассой триаса. Общая мощность комплекса более 8 км (Шлезингер, 1965), а по геофизическим подсчетам — до 14 км (Вольвовский и др., 1966). Возможно, что нижние горизонты каратауского комплекса имеют возраст более древний, чем пермский. В породах пермо-триаса обнаружены туфы и лавы основного состава.

Мангышлакский прогиб с севера и юга ограничен разломами. В связи с предполагаемыми сдвиговыми подвижками по Северо-Мангышлакскому разлому каратауский комплекс в позднем триасе (в норийском веке) был смят в серию альпийских складок. Мангышлак представляет собой раннемезозойское (киммерийское) складчатое сооружение. По поверхности Мохоровичича складчатая зона Мангышлака образует прогиб, который очерчивается стратоизогиной — 45 км.

Судя по простираниям магнитных аномалий, позднепалеозойско-триасовый Мангышлакский прогиб счет структуры фундамента в восточной части и имеет согласное с ними направление на западе.

Мангышлакской зоне позднетриасовой складчатости в платформенном мезозойско-кайнозойском чехле соответствует одноименная система унаследованных мегантиклиналей и мегасинклиналей (Шлезингер, 1965; Вольвовский и др., 1966).

К востоку от Мангышлакского прогиба разломы Сарматско-Туранского линеймента расходятся в виде пучка. Они четко трассируются по поверхности фундамента, образуя Бухаро-Хивинскую зону ступенчатого строения. Разломы состоят из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов, имеющих большей частью характер круто падающих сбросов. Их амплитуды по поверхности фундамента колеблются от первых сотен метров до 1—2 км.

Еще в 1960 г. Н.С. Шатский (1964), обосновывая выделение "прогибов донецкого типа", сравнивал Донбасс и Свентокшиские горы, прогиб Большого Донбасса и "зону большого Польско-Датского прогиба". В их местоположении и строении он усматривал много общего, хотя время развития обеих структур было разным. Последнее, в частности, отразилось в названии, которое Н.С. Шатский дал структуре Свентокшиских гор как "Донбассу древнего типа". Названные

структурные элементы представляют собой одни из главных отрезков, составляющих Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линеаменты.

Изучение внутреннего строения фундамента Восточно-Европейской платформы вблизи указанных линеаментов показывает, что оба линеамента являются резко наложенными по отношению к простиранию древних архейских и раннепротерозойских структур фундамента.

Предполагается, что заложение Добруджско-Североморского линеамента произошло в рифейское время, когда сформировалась Англо-Галицийская геосинклинальная система, претерпевшая в дальнейшем байкальский тектогенез. Наиболее отчетливо этот линеамент выделился в каледонский этап, в течение которого возникли Рюген-Поморский и Прикарпатский миогеосинклинальные (моногогеосинклинальные) прогибы, развитие которых завершилось каледонской складчатостью в конце силура — начале девона. Заложение этих прогибов произошло, скорее всего, на стыке дорифейского фундамента и Англо-Галицийской полосы байкалид.

Наиболее молодым складчатым сооружением Добруджско-Североморского линеамента является ее северодобруджский отрезок. Здесь развиты приуроченные к нему варисцийская складчатая зона Мэчин, погружающаяся под киммерийскую складчатую зону Тулча. Последняя, по данным сейсморазведочных работ, может быть далеко прослежена к юго-востоку на дне Черного моря. Характерно, что юго-западная часть зоны Тулча перекрыта верхнеюрскими и меловыми отложениями Бабадагского бассейна, в которых получила развитие система унаследованных антиклиналей и синклиналей.

Судя по сейсморазведочным профилям ГСЗ, проведенным через юго-восточную часть Днепровско-Донецкого прогиба и через Донбасс, здесь ниже девонских отложений можно предполагать существование додевонских (скорее всего, рифейских) пород значительной мощности (в несколько километров). Их распространение и распределение мощностей подчинено прогибу Большого Донбасса. Это говорит о возможном заложении данного отрезка Сарматско-Туранского линеамента еще в рифее. Подляско-Брегский прогиб впервые наметился в каледонский этап. Однако главное время интенсивного развития Сарматско-Туранского линеамента приходится на поздний девон — триас. Именно в варисцийский этап в результате процессов сводообразования и растяжения заложился прогиб Большого Донбасса, восточная часть которого представляла собой миогеосинклинальную структуру, претерпевшую в конце позднего палеозоя складкообразование. В Закаспии процессы складкообразования произошли позже, лишь в позднем триасе образовав Мангышлакскую киммерийскую складчатую зону. В платформенном чехле этой зоны возникла одноименная система унаследованных мегантиклиналей и мегасинклиналей.

Таким образом, возможно, что оба линеамента имеют достаточно древнее заложение, время которого уходит в рифей. Однако по времени наиболее интенсивного развития и формирования они заметно различаются: Добруджско-Североморский линеамент является главным образом структурой каледонского этапа развития, а Сарматско-Туранский — варисцийского. В то же время оба линеамента обладают удивительным сходством в отношении омоложения возраста складчатых зон по простиранию: от каледонской и варисцийской до киммерийской — у первого и от варисцийской до киммерийской — у второго. Особенно характерным для них является появление киммерийских складчатых зон Тулча и Мангышлака со своеобразными унаследованными складками в их платформенном чехле. Мы не знаем дальнейшего юго-восточного продолжения Добруджско-Североморского линеамента, так как оно в пределах Черного моря переработано во время образования наложенной глубоководной котловины его центральных частей. Возможно, что здесь так же, как и на бухаро-хивинском отрезке Сарматско-Туранского линеамента, имело место расхождение разломов линеамента в виде пучка.

Добруджско-Североморский линеамент ограничивает на юго-западе Восточно-Европейскую платформу. Донбасско-Промысловский отрезок Сарматско-Туранского линеамента также является южной границей этой же платформы. В свете совре-

менных геофизических (в особенности сейсморазведочных) материалов, а также данных бурения не исключено, что выделяемый в настоящее время обширный Северо-Устюртский массив представляет собой часть Восточно-Европейской платформы. Тогда и закаспийская часть Сарматско-Туранского линеймента будет являться южной границей Восточно-Европейской платформы. В этом случае оба линеймента будут иметь сходное структурное положение как юго-западное и южное ограничения древней Восточно-Европейской платформы.

Что касается западных частей Сарматско-Туранского линеймента (Днепровско-Донецкий и Припятский прогибы), то они с юга ограничивают Русскую плиту, отделяя ее от Украинского щита, и в этом отношении также являются шовными структурами. Западное продолжение южного краевого разлома названных прогибов и связанный с ним Лукувско-Ратновский горст отделяют здесь Русскую плиту от относительно небольшой Волинско-Азовской плиты, разбившейся на далеких погруженных западном и южном склонах Украинского щита.

Для обоих линейментов характерны относительная автономность и чрезвычайно высокая мобильность их палеодинамического состояния, выражающаяся в несравненно большей тектонической активности в их пределах по сравнению с соседними территориями на протяжении всего фанерозоя. Оба линеймента выделяются повышенными значениями тепловых потоков.

Структурные элементы, составляющие отдельные звенья Добруджско-Североморского и Сарматско-Туранского линейментов объединяет то, что они размещены в единых тектонических зонах. Им был свойствен общий механизм заложения и развития в результате процессов растяжения в земной коре. Генезис большинства структур обоих линейментов вполне может быть объяснен с позиций современных представлений о рифтогенезе. Оба линеймента можно отнести к рифтовым поясам, заложение и дальнейшее развитие которых тесно связано с общими напряжениями земной коры, возникшими при взаимодействии литосферных материковых плит и окружавших их океанических и геосинклинальных областей.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Богданов А.А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — Вестн. МГУ, 1968, № 5.
- Богданов А.А., Кельбель Г., Зноско Е. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, № 3.
- Буров В.С., Мыкита Б.В., Шакин В.А. Особенности строения и развития Свентокшиско-Добруджского сооружения. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Бутурлинов Н.В., Попов В.С., Кобелев М.В., Карнов Г.Ф. Девонские вулканогенные образования юго-западной окраины Донецкого бассейна. — Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1968, № 8.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. О погребенной зоне каледонской складчатости вдоль юго-западного ограничения Восточно-Европейской платформы. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. Тектоника Туранской плиты, М., "Наука", 1966.
- Гавриш В.К. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения (на примере Доно-Днепровского прогиба). Киев, "Наукова Думка", 1969.
- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Микуцкий С.П., Богино В.А., Окушко В.Б. Тектоническое положение Припятского прогиба и проблемы его структурного районирования. — В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, 1974.
- Глушко В.В. Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба в связи с историей его геологического развития. — Геол. журнал АН УССР, 1958, т. 24, вып. 5.
- Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., "Недра", 1968.
- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К., Гольденбежер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. — Сов. геология, 1974, № 2.
- Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы, М., "Наука", 1972.
- Зноско Е. К вопросу о юго-западной границе докембрийской платформы Восточной Европы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, вып. 3.
- Зноско Е., Кубицки Ст., Рыка В. Тектоника кристаллического фундамента Восточно-

- Европейской платформы на территории Польши. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. — Горный журнал, 1933, т. III.
- Корзун В.П. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятского прогиба. — В кн.: Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск, 1974.
- Милановский Е.Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. — Вестн. МГУ, 1969, № 1.
- Мирчинк М.Ф., Крылов Н.А., Летавин А.И., Маловицкий Я.П. Тектоника Предкавказья. М., 1963.
- Полов В.С. Геологическое строение и промышленная угленосность Донецкого бассейна (в границах Большого Донбасса). Киев, 1964.
- Резвой Д.П. Южный Тянь-Шань — краевая геосинклинальная система Урало-Монгольского палеозойского подвижного пояса. — В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.
- Ризун Б.П., Сеньковский Ю.Н. О положении юго-западной границы Восточно-Европейской платформы в пределах Украины. — Геотектоника, 1973, № 4.
- Семеновко Н.П., Ткачук Л.Г., Клушин В.И. Галицийская складчатая область рифейд и каледонид и их предгорный прогиб. — В сб.: Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, "Наукова Думка", 1965.
- Соллогуб В.Б. Структура земной коры Украины. — Геофиз. сборник, вып. 38. Киев, 1970.
- Соллогуб В.Б. и др. Основные результаты и проблемы изучения глубинного строения земной коры Украины сейсмическими методами. Геофиз. сборник, вып. 38. Киев, 1970.
- Утробин В.Н. О структурных связях геосинклинальных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформы. — В сб.: Орогенные пояса. Международный геол. конгр., XXIII сессия. Доклады сов. геологов, проблема 3.М., "Наука", 1968.
- Утробин В.М., Вітрик С.П. Роль глубини разлівів у формуванні Передкарпатського крайового прогину. — Геологічний ж., 1968, № 6.
- Хижняков А.В. Возраст древних складчатых сооружений, обрамляющих юго-западную окраину Русской платформы, и характер их сочленения с ней. — Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969, вып. 20.
- Чирвинская М.В., Ротай А.П., Клиточенко И.Ф. Структурно-тектоническая карта Днепровско-Донецкой впадины. М., 1966.
- Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды. Т. I. М., "Наука", 1964.
- Шлезингер А.Е. Структурное положение и развитие Мангышлакской системы дислокаций. М., 1965.
- Czerminski J. Metamorficzne podłoże dewonu w Goscinie k Kolobrzegu. — Kwart. geol., 1967, 11, N 3.
- Czerminski J., Znosko J. Zum Problem der Kaledoniden in Südpolen. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 1/2.
- Dadlez R. Najnowsze profile podloza cechsztynu w północnozachodniej Polsce. — Kwart. geol., 1967, 11, N 3.
- Dadlez R., Marek S. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńskiego zozoicznego na niektórych obszarach Nizú Polskiego. — Kwart. geol., 1969, 13, N 3.
- Dadlez R., Mlynarski S. Wglebna budowa geologiczna pobrzeza Baltiku między Swinoujciem a Koszalinem. — Kwart. geol., 1967, 11.
- Gluschko W.W. Zur tektonischen Rayonierung des Nordteils der DDR nach dem Alter des gefalteten Untergrundes. — Janrb. Geol., 1975, 7.
- Marek S., Znosko J. Historia rozwoju geologicznego Kujaw. — Kwart. geol., 1972, 16, N 2.
- Maker S., Znosko J. Tektonika Kujaw. — Kwart. geol., 1972, 16, N 1.
- Ryka W. Development of crystalline basement of North-Eastern Poland. Selected problems of Upper Mantle investigations in Poland. — Materiały i Prace, 1970, 34.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. 3. Prag-Wien-Leipzig.
- Teisseyre W. Überblick über die paläozoische Podolisch-Galizische Platte. Kosmos, Lwow, 1893, 7.
- Teschke H.-J. Zu einigen Fragen des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel. — In: Stockwerkbau und Fekderteilung, Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Tornquist A. Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der Ostpreubischen Scholle. — Schr.-R. phys.-ökön. Ges. Königsberg, 1908, 49.
- Znosko J. Jettige Kenntnisse über die Kaledoniden und die Grenze der Osteuropäischen Tafel in Polen. — Ber. geol. Ges. DDR, 1965, 10, N 2.
- Znosko J. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. — Kwart. geol., 1966, 10, N 3.
- Znosko J. Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. — Biul. Inst. Geol., 1970, 251.
- Znosko J. Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulikum and Variscicum against the tectonics of Europe. — Biull. Inst. geol., 1974, 274, IV.

СООТНОШЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР В ВАРИСЦИДАХ ЕВРАЗИИ

Геосинклинальные и платформенные области характеризуются различными тектоническими режимами, смена которых представляет собой важный геотектонический рубеж в развитии земной коры. Установление пространственных и геохронологических соотношений между структурами геосинклинального и платформенного классов и объективных критериев их разграничения имеет большое значение для выяснения закономерностей развития земной коры.

Информацию о тектонических режимах можно получить главным образом методами формационного анализа, т.е. из характера формаций осадочных и магматических пород, условий их залегания, мощностей и их латеральных градиентов, стратиграфических перерывов, угловых несогласий и т.д. Горные породы, которые представляют собой естественную летопись геологических событий, расшифровывают, как правило, нисходящие тектонические движения. Значительно сложнее поддаются изучению восходящие тектонические движения, создающие поднятия. Их проявление трудно установить в геологической летописи горных пород. Они восстанавливаются лишь по косвенным признакам: магматическим внедрениям, фаціальным особенностям горных пород в смежных прогибах и впадинах, величине денудационного среза ранее сформированных толщ горных пород, перерывам в осадконакоплении и т.д.

Тектонические движения приводят к образованию как крупных структур, охарактеризованных их вещественным выполнением, так и более мелких деформаций горных пород, которые можно установить методами структурного анализа. Особое положение занимают тектонические движения, в результате которых возникают складчатые структуры. Современные наши знания свидетельствуют об относительной кратковременности проявлений таких движений и преимущественно тангенциальной их направленности. Процессы складчатости приводят к образованию сложной системы линейных пликативных и дизъюнктивных деформаций, а в ряде случаев также к региональному (дислокационному) метаморфизму горных пород. Однако они практически не влияют на формационный состав отложений конседиментационных прогибов и впадин, поскольку происходят, как правило, после их выполнения. Процессы складчатости свойственны главным образом участкам земной коры, заканчивающим геосинклинальный этап развития. Однако, как указывал еще Э. Арган (Argan, 1916), а позднее А.Л. Яншин (Тектоника Евразии..., 1966), Ж. Обуэн (1967), М.В. Муратов и В.Е. Хаин (1968) и другие, они могут проявляться в зонах устойчивого обрамления геосинклиналей (платформах), где накапливались типично платформенные формации. Описаны и редкие случаи окончания геосинклинального развития без непосредственно следующей за этим складчатости (Вопросы тектоники..., 1970). Поэтому взаимосвязь геосинклинального развития и складчатости не является столь обязательной и тесной, как это представлялось раньше, и каждый из этих процессов мог протекать самостоятельно.

В развитии геосинклинальных систем намечается два основных этапа: главный (или собственно геосинклинальный) и заключительный (или орогенный), которые могут быть подразделены на ряд подэтапов и стадий. Немецкие авторы настоящей статьи предпочитают говорить о мобильных зонах как участках, противопо-

ставляемых стабильным областям (платформам). В развитии мобильных зон они выделяют два этапа: геосинклинальный и молассовый (или морфогенный). В немецкой литературе (Kober, 1921; Stille, 1924, 1940 и др.) термин "ороген" применяется в смысле "складчатая система". Для того чтобы "орогенный" этап понимать в смысле этапа, во время которого образуется горный рельеф (как этот термин и трактуется большинством советских исследователей), в немецкой литературе целесообразно употреблять термин "молассовый", "морфогенный" или "квазикратонный" этап (Schroeder, 1973). Немецкие авторы настоящей статьи в своей геологической литературе предлагают вместо понятия "ороген" (в том смысле, который придают этому термину советские исследователи) употреблять термин "морфоген".

Заключительный, или орогенный, этап развития характеризуется преобладанием восходящих тектонических движений при их резкой дифференциации, а вследствие этого общим высоким стоянием региона. Наряду с крупными, длительно развивавшимися поднятиями в течение этого этапа образовывались глубокие прогибы и впадины, в которых накапливались мощные толщи вначале морских, а позднее преимущественно континентальных осадков. В течение орогенного этапа существенное значение имели процессы субсеквентного магматизма, которые приводили к тому, что земная кора на площади их проявления претерпевала необратимые изменения в своем строении (Штилле, 1964; Моссаковский, 1965). Они выражаются в формировании мощного гранитного слоя, который в большинстве случаев обуславливает в дальнейшем наступление платформенного режима¹. Следовательно, с историко-геологических позиций позднепалеозойско-раннемезозойские орогенные структуры варисийского пояса Евразии теснейшим образом связаны со структурами главного геосинклинального этапа, чаще всего пространственно их наследуют и являются естественным результатом завершения общего геосинклинального процесса. Если стоять на этих позициях, то выяснение геохронологических и пространственных соотношений геосинклинальных структур с платформенными в пределах варисийского пояса Евразии должно базироваться главным образом на анализе позднепалеозойско-раннемезозойских орогенных и раннеплатформенных структур. Однако зарождение первых структур платформенного класса в вариссидах Евразии произошло значительно раньше. В пределах зон ранней консолидации уже в позднем рифее начали формироваться чехлы срединных массивов или квазиплатформенные чехлы. Их развитие продолжалось в раннем и среднем палеозое синхронно с развитием структур геосинклинального класса. Строение и развитие квазиплатформенных чехлов и соотношение их с собственно геосинклинальными и орогенными структурами рассмотрено в работах А.Л. Яншина, Р.Г. Гарецкого и А.Е. Шлезингера, В.А. Буша и его соавторов (1976) и в данной работе рассматриваться не будут.

Позднепалеозойско-раннемезозойские отрицательные орогенные структуры в областях варисийской складчатости Евразии по своему пространственному положению могут быть разделены на внешние и внутренние прогибы. Кроме них, как особый вид орогенных структур многими авторами выделяются вулканические пояса. Положительные орогенные структуры сложены породами комплекса основания или главного геосинклинального комплекса и обычно пронизаны субсеквентными магматическими образованиями.

Внешние орогенные прогибы по особенностям своего положения в свою очередь могут быть разделены на краевые и периклинальные. В отличие от краевых прогибов, возникающих вдоль фронта складчатых сооружений, периклинальные прогибы (Херасков, 1948) формируются на погружении последних. Краевые, а нередко и периклинальные прогибы находятся в зоне стыка геосинклинальной складчатой системы и платформы (рис. 1а,б). Краевые прогибы представляют собой гетерогенные структуры. Их внутренние борты расположены во многих случаях на породах главного геосинклинального комплекса, сложены максимальными по мощности

¹ Существуют геосинклинали полициклического развития

толщами формаций орогенного класса, связанными постепенным переходом с подстилающими геосинклинальными образованиями. Например, для Субвариссидийского краевого прогиба установлена очень постепенная смена флиша молассовыми сериями (Raesch, 1973). Практически всегда комплекс пород внутреннего борта краевого прогиба осложнен линейными дислокациями. Среди последних в большинстве складчатых систем развиты многочисленные пологие надвиги и шарьяжи.

Комплексы пород внешних бортов краевых прогибов варисцид всегда подстилаются платформенными образованиями или орогенными формациями более древних областей складчатости (каледонид или байкалид). На этих внешних бортах краевых прогибов отсутствуют линейные складчатые дислокации, а развиты исключительно германотипные деформации, близкие к платформенным. Мощности формаций орогенного класса по сравнению с внутренним бортом здесь резко сокращаются. Орогенные формации, особенно их верхние элементы, могут выходить и за пределы внешних бортов краевых прогибов, проникая на территорию прилегающих частей платформы (см. рис. 2, I, II). В разрезе восточной части Русской плиты Восточно-Европейской платформы принимает участие красноцветная континентальная молассоидная формация верхней перми — нижнего триаса, появление которой обусловлено развитием орогенных структур Уральской складчатой системы. Аналогичная картина наблюдается на территории Северо-Германской впадины, куда со стороны Рурского бассейна Субвариссидийского краевого прогиба проникает сероцветная молассоидная формация верхнего карбона, расслаивая разрез платформенных образований.

Иногда далеко за пределы складчатой области на территорию прилегающей платформы могут проникать и другие формации орогенных структур. Например, наземная порфириновая формация красного лежня, слагающая Заальский орогенный прогиб (который должен быть отнесен к числу описываемых ниже внутренних прогибов), на северо-востоке, судя по данным бурения, выходит за его пределы и распространяется в границах Северо-Германской впадины, где расслаивает типичные платформенные образования. Граница между позднепалеозойским орогенным Заальским прогибом и платформенной частью Северо-Германской впадины может быть условно проведена по погребенному разлому, который обнаруживается по геофизическим данным и ограничивает на северо-востоке вариссидийские складчатые сооружения.

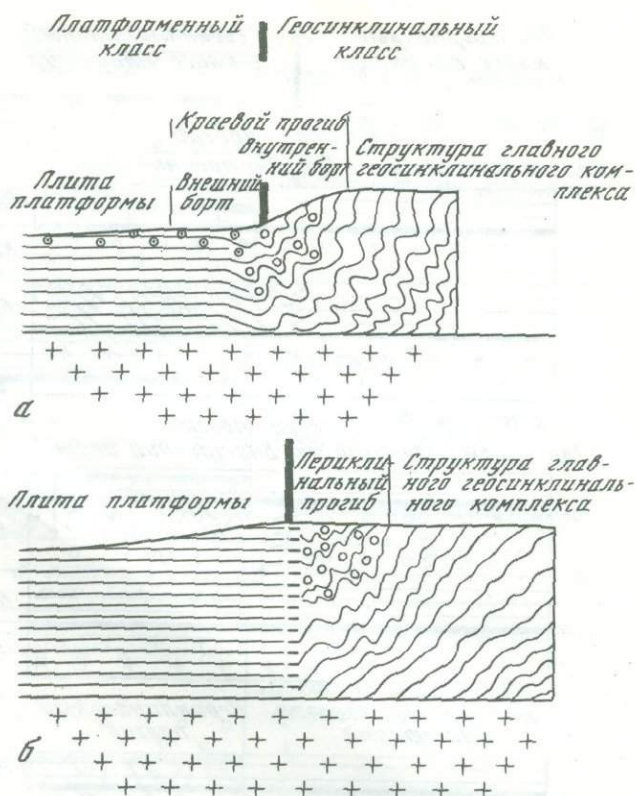
Подобные формации, генетически связанные с разрывом молодых складчатых сооружений, но распространенные далеко за их пределами на территории платформ, еще в 1960 г. выделил Н.С. Шатский, который предложил их называть аллохтонными. В 1971 г. В.Е. Хаин уточнил этот термин, предложив именовать орогенные формации, проникающие в пределы платформ со стороны орогенных структур, в том числе и краевых прогибов, аллохтонными телеорогенными формациями. Они накапливались в условиях нормального платформенного режима за счет проникновения фаций грубого терригенного материала из смежных областей, вступивших в орогенный этап развития. Таким образом, телеорогенные формации платформ являются индикаторами относительной близости синхронных по возрасту орогенных структур, но не свидетельствуют о вступлении территории, занятой этими формациями, в орогенный этап развития.

Установление природы орогенных формаций, подстилающихся и покрывающихся платформенными образованиями, должно основываться прежде всего на анализе их мощности и положения в разрезе исследуемой структуры. При телеорогенной природе в разрезе обычно имеется одна, реже две орогенные формации, мощность которых во много раз меньше мощности подстилающих и покрывающих платформенных образований. В орогенной структуре орогенный комплекс представлен значительно более полным формационным рядом, причем его члены имеют значительно большую мощность.

Внешние борта краевых прогибов отделяются от окраинных частей платформ менее резко, чем от внутренних бортов, с которыми они имеют обычно более четкую границу. Поэтому, видимо, целесообразнее комплекс пород внешних бортов

Рис. 1. Принципиальные соотношения краевых (а) и периклинальных (б) прогибов с плитами платформ и структурами главного геосинклинального комплекса

1 — платформенный комплекс; 2 — телеорогенный комплекс; 3 — эпигеосинклинальный орогенный комплекс; 4 — главный геосинклинальный комплекс; 5 — фундамент платформ; 6 — глубинный разлом



краевых прогибов рассматривать как телеорогенный и включать в состав платформенного класса. Таким образом, латеральный рубеж между геосинклинальным и платформенным классами структур проходит внутри краевых прогибов (рис. 1, а; 2, I, II). Он может быть намечен по исчезновению линейных складчатых деформаций, появлению германотипных, близких к платформенным, структурных форм и суммарному сокращению мощности орогенного комплекса пород в зоне перехода от внутреннего борта краевого прогиба к его внешней части. Этой границе обычно свойственна гравитационная ступень.

Орогенные комплексы пород периклинальных прогибов расположены преимущественно на формациях главного геосинклинального комплекса. Однако известны случаи, как, впрочем, и для внутренних бортов краевых прогибов, когда выполняющие их комплексы частично или полностью подстилаются платформенными образованиями, аналогичными породам прилегающих частей плит (Северный периклинальный прогиб Уральской складчатой системы).

От сопряженных с периклинальными прогибами окраинных частей платформенных структур они отделяются крупными разломами, которые являются латеральным разграничительным рубежом между структурами геосинклинального и платформенного классов (рис. 1, б; 2, III, IV). Северный периклинальный прогиб Урала на западе вдоль гряд Чернышева и Чернова системой крупных разломов отделен от Печорской платформенной впадины. Аналогичная картина наблюдается и вдоль западного борта Актюбинского периклинального прогиба, где также, по-видимому, проходит крупный погребенный глубинный разлом, приводящий его в соприкосновение с платформенной Прикаспийской впадиной. Значительно более условны границы в зоне перехода по простиранию периклинальных прогибов в платформенные структуры. Линейные складчатые дислокации Актюбинского периклинального прогиба приблизительно на широте станции Кандагач испытывают затухание и переходят в брахиформные структуры юго-восточного борта Прикаспийской впадины. В этом же направлении наблюдается хотя и существенное, но достаточно плавное уменьшение мощности верхнепалеозойских образований.

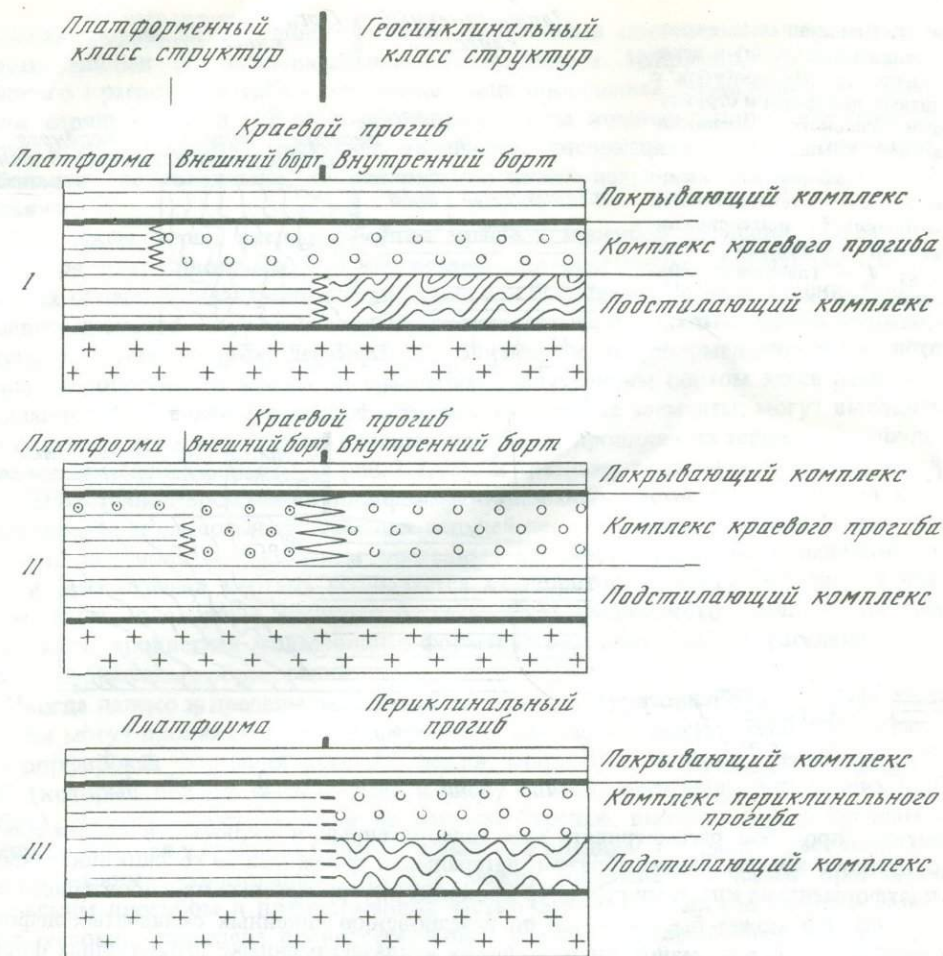


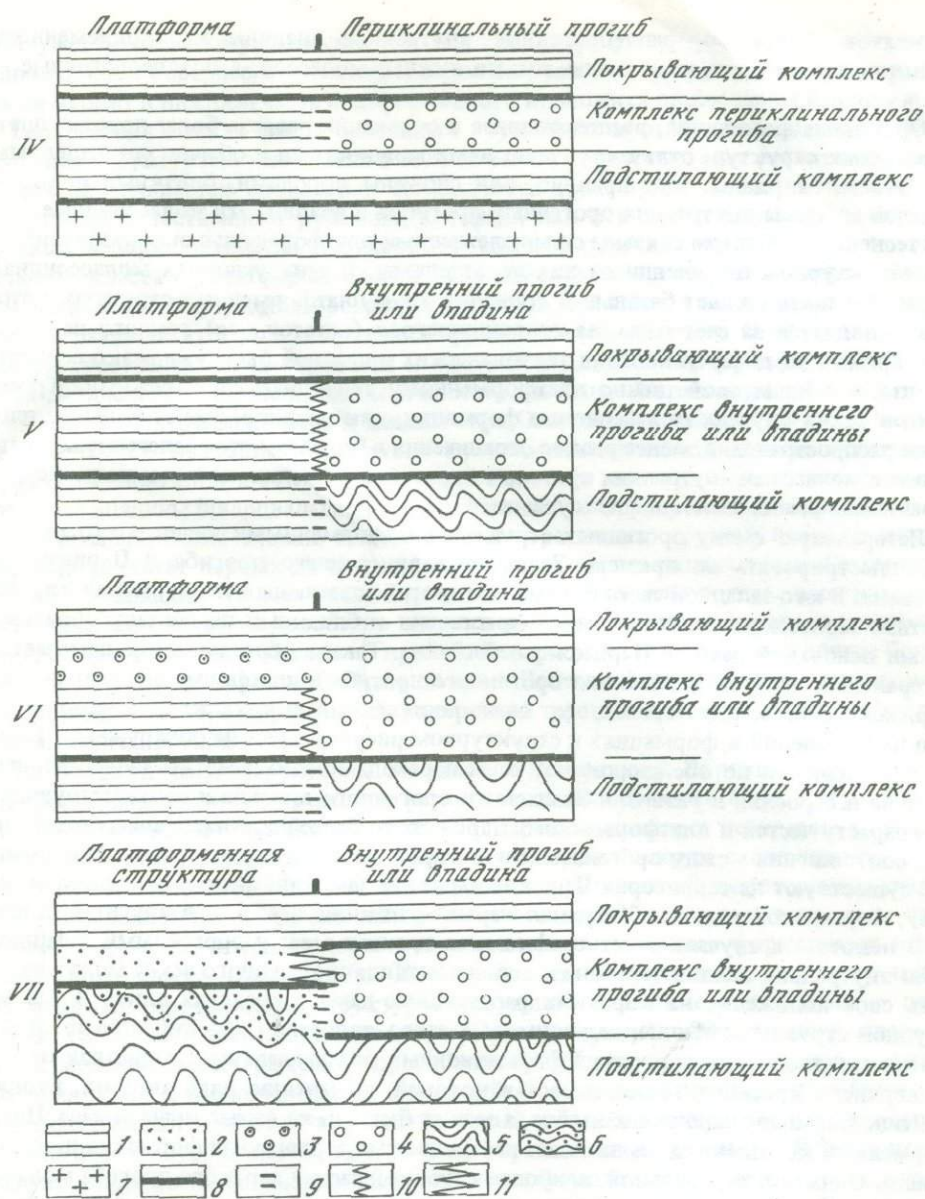
Рис. 2. Латеральные соотношения геосинклинального и платформенного классов структур (принципиально возможные варианты)

1 – платформенный комплекс; 2 – орогенный комплекс основания разреза платформенной структуры; 3 – телеорогенный комплекс; 4 – эпигеосинклинальный орогенный комплекс; 5 – главный геосинклинальный комплекс; 6 – главный геосинклинальный или эпигеосинклинальный раннеорогенный комплекс; 7 – комплекс фундамента догерцинской платформы; 8 – структурный раздел; 9 – соприкосновение по шву; 10 – резкие переходы; 11 – постепенные переходы

Поэтому южное замыкание Актюбинского периклиального прогиба и его граница с платформенными структурами юго-восточного борта Прикаспийской впадины могут быть намечены лишь с большой долей условности.

Развитие периклиальных и внутренних частей краевых прогибов всегда завершает процессы складчатости. Последние являются отчетливым естественным структурным рубежом, который отделяет структуры геосинклинального класса от платформенного во времени.

Внутренние прогибы и впадины составляют вторую категорию отрицательных орогенных структур. По латерали они чаще всего сопряжены с орогенными поднятиями и окружены ими. Однако имеются случаи, когда они граничат с синеклидами прилегающих платформ (рис. 2, V). При этом нередко эпигеосинклинальный орогенный комплекс выходит за пределы внутренних прогибов и впадин и в виде относительно маломощного покрова проникает на территорию догерцинской складчатости, где расслаивает платформенные формации (рис. 2, VI). Типичный пример такого перехода – проникновение эпигеосинклинального орогенного комп-



лекса Заальского прогиба в пределы Северо-Германской впадины, где он приобретает телеорогенную природу.

Известны также редкие случаи, когда комплексы пород, выполняющие внутренние впадины варисцид, по латерали переходят в несколько иные по своему характеру орогенные комплексы основания крупных разрезов более пологих платформенных структур (рис. 2, VII). В этих местах проведение границ между структурами орогенными и структурами, которые следует относить уже к классу платформенных, всегда вызывает большие трудности и часто носит условный характер. Для их разделения правильнее всего прибегать к анализу вертикального ряда формаций

Структуры орогенного класса отличаются прежде всего определенным набором формаций, в которых можно различать нижнюю морскую молассу, вулканогенные формации и верхнюю континентальную молассу. Для их строения обычно характерно изменение от грубых пород к более тонким. При рассмотрении разрезов конкретных орогенных внутренних прогибов и впадин в приведенной последовательности формаций наблюдаются частые отклонения за счет выпадения отдельных

элементов. Например, раннеорогенные внутренние впадины кратковременного развития могут быть выполнены только нижней молассой, а позднеорогенные — лишь верхней молассой.

Орогенные формации¹, расположенные в основании разреза более пологих платформенных структур, отличаются меньшими мощностями и обычно сокращенным вертикальным рядом. Как правило, они сложены породами, близкими породам верхней молассы внутренних орогенных прогибов и впадин. Эти молассоидные толщи теснейшим образом связаны с вышележащими платформенными образованиями и в структурном отношении от них не отделимы. В этих условиях молассоидная формация представляет базальный горизонт чехла платформенных структур, который появляется за счет размыва сохранившегося (остаточного) горного рельефа, в то время как дифференциация тектонических движений была уже резко ослаблена, что в общем свойственно платформенному тектоническому режиму. Кроме того, в таких случаях молассоидные формации, как правило, имеют большие площади распространения, менее резкие ограничения и более пологое залегание по сравнению с молассами внутренних орогенных прогибов и впадин, которые почти всегда ограничены разломами или флексурами.

Латеральную смену орогенных структур платформенными лучше всего можно проиллюстрировать на примере Заальского внутреннего прогиба и Парижского бассейна. В юго-западной части Заальского прогиба слагающая его пермская красноцветная моласса сливается с одновозрастными и близкими по составу образованиями основания разреза Парижского бассейна. Таким образом, здесь намечается латеральный переход Заальского орогенного прогиба в платформенную структуру Парижского бассейна. Переход этот очень постепенный, и никаких сколько-нибудь резких изменений в формациях и структурном рисунке здесь не обнаружено. Только при удалении по обе стороны от зоны перехода можно наметить существенные отличия в строении и развитии Заальского орогенного прогиба и соответствующих по возрасту частей и платформенного Парижского бассейна. Аналогичные латеральные соотношения между орогенными и платформенными структурами, по-видимому, существуют на территории Чешского массива (верхний палеозой — низы мезозоя), Ферганской впадины (верхняя пермь — нижний триас) и в других районах.

В некоторых случаях стратиграфическая граница между орогенными комплексами внутренних впадин варисцид и основанием платформенного чехла может изменять свое положение на коротких расстояниях даже в пределах одной и той же крупной структуры. Типичным примером этого является Саарский прогиб. В его северо-западной части орогенный формационный ряд венчает красноцветная моласса верхнего красного лежня, в состав которой, по мнению ряда авторов, входят континентальные аналоги цехштейна, а может быть, даже самые низы триаса. Платформенный комплекс здесь начинается пестроцветная терригенная формация нижнего триаса. Однако в центральной, наиболее глубокой части Саарского прогиба моласса верхнего красного лежня сокращается в мощности и резко несогласно перекрывает различные горизонты складчатых отложений карбона и нижнего красного лежня, сливается в структурном отношении с пестроцветной терригенной формацией нижнего триаса и представляет собой, таким образом, базальные слои чехла платформенной структуры.

Такие же сложные соотношения между эпигеосинклинальным орогенным комплексом внутренних прогибов и впадин наблюдаются на территории ГДР. Например, в Тюрингенском Лесу эпигеосинклинальный орогенный комплекс венчают нижние горизонты верхнего красного лежня (тамбахские слои). Отложения платформенного чехла здесь начинаются с отложений цехштейна. Они со значительным структурным и стратиграфическим несогласием перекрывают различные горизонты эпигеосинклинального орогенного и главного геосинклинального комплексов. Однако севернее в Восточном Гарце и на Флехтингенской глыбе породы верхнего красного лежня (эйслебенские слои) по их развитию на широких площадях, по характеру ритмичности и близости в структурном отношении к отложениям цехштейна сле-

¹ Немецкие авторы настоящей статьи эти образования предлагают называть "эпиморфогенными".

дует уже, по-видимому, относить к комплексу, образующему структуру платформенного типа. Севернее Флехтингена, вероятно, уже весь разрез верхнего красного лежня входит в нижнюю часть платформенного комплекса пород.

Геохронологическая смена орогенных внутренних прогибов и впадин платформенными структурами намечается с большой достоверностью, если развитие первых из них заканчивается процессами складчатости (рис. 3, I). Последние являются отчетливым естественным рубежом, который, как и в случае внутренних бортов краевых и периклинальных прогибов, во времени отделяет структуры геосинклинального класса от платформенных. В варисийском поясе Евразии известно большое количество внутренних орогенных прогибов и впадин, а также вулканических поясов, развитие которых завершалось процессами складчатости. Особенно широко они распространены в Центральной и Восточной Азии. К ним прежде всего относятся позднепалеозойские прогибы Южного Тянь-Шаня (Карачатырский, Сурменташский и др.), центральная часть и южный борт Северо-Балхашского прогиба, входящего в состав Балхашско-Илийского вулканического пояса, многие орогенные структуры Монголии и т.д. В Центральной Европе к ним относятся раннекаменноугольные впадины Шварцвальда, Вогез, Центрального Французского массива.

Значительно более сложно наметить смену орогенных структур платформенными, если развитие первых из них не завершают процессы складчатости. Орогенные прогибы и впадины (в том числе нередко и вулканические пояса), выполненные нескладчатыми толщами, особенно широко распространены в Европе и на западе Азии. К ним относятся Заальский прогиб, Внутрисудетская впадина и другие более мелкие структуры Европы. В Центральной и Восточной Азии к этому типу структур принадлежит Кендырлыкский внутренний прогиб и северный борт Северо-Балхашского прогиба.

На большей части территории Западной и Центральной Европы и запада Азии платформенное развитие началось с регионального погружения (рис. 3, II). В отличие от прогибаний орогенного этапа, оно характеризовалось несколько меньшей интенсивностью, но захватило большие по размерам площади и отличалось более плавными и малоамплитудными перепадами по латерали. В некоторых случаях, как указывалось выше, начало платформенного прогибания компенсировали орогенные формации, которые достаточно постепенно сменились формациями платформенного класса (рис. 3, III). Иногда при смене орогенных структур платформенными проявлялись структурообразующие блоковые тектонические движения. Но часто и они отсутствовали, а переход осуществлялся исключительно за счет изменений характера самого прогибания и поднятия окружающих пространств, что приводило к смене характера формаций. Практически при этом типе перехода геосинклинального режима в платформенный граница между рассматриваемыми классами структур может быть намечена формационным анализом. Прежде всего следует определить формационный ряд исследуемого геологического объекта и его положение в общей структуре. Обычно формационный ряд внутренних орогенных структур венчает верхняя моласса, выше которой следуют формации платформенного класса. Последние распространяются в виде пологого чехла, в то время как верхняя моласса и нижележащие формации орогенного ряда имеют "впадинный" характер залегания. Кровля верхней молассы в данном случае может быть принята за границу смены орогенного развития платформенным.

На территории восточного склона Урала, Западно-Сибирской плиты и восточной части Туранской плиты к раннему триасу закончили свое развитие почти все отрицательные орогенные структуры, а в пределах положительных орогенных структур прекратилась инъекция магматических расплавов. Вся гетерогенная в структурном отношении территория испытала в триасе и ранней юре интенсивное сводовое поднятие. Оно привело к возникновению растягивающих напряжений, которые обусловили формирование многочисленных структур обрушения (грабенов, грабенообразных прогибов и депрессий и т.д.). Образование этих структур происходило в триасовое и раннеюрское время, но иногда продолжалось и в более поздние эпохи юры или даже в раннем мелу. Структуры растяжения чаще всего компенсировались формациями орогенного класса, которые Н.П. Херасков (1967) предло-

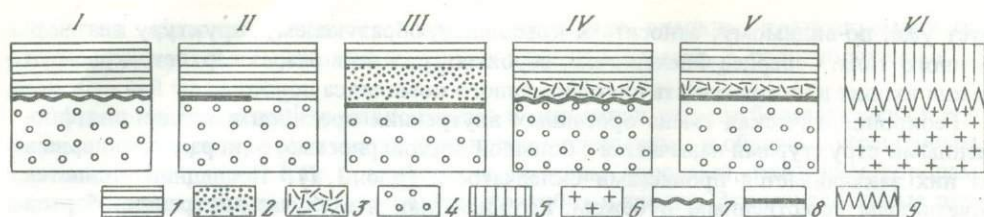


Рис. 3. Возрастные соотношения геосинклинального и платформенного классов структур (принципиально возможные варианты)

1 — плитный платформенный комплекс; 2 — орогенный комплекс основания разреза платформенной структуры; 3 — доплитный (катаплатформенный) комплекс раннеплатформенных структур; 4 — эпигеосинклинальный орогенный комплекс; 5 — платформенные поднятия (парасипсы); 6 — орогенные поднятия с субсеквентным магматизмом; 7 — структурный раздел, связанный с процессами складчатости; 8 — то же, с блоковыми тектоническими движениями; 9 — постепенные переходы

жил выделять в качестве катаплатформенного подкласса, в отличие от эпигеосинклинальных орогенных формаций. В строении орогенных катаплатформенных формаций существенное значение имеют трапповые вулканогенные образования. Трапповый магматизм проявлялся в континентальных условиях на консолидированной земной коре и характерен, по мнению почти всех исследователей, для платформенного режима. Смена сводового воздымания раннего этапа существования платформенного погружением совершалась на различных территориях в разное время; так, на территории Западно-Сибирской плиты эта смена приходилась на конец ранней — начало средней юры. Но в ряде ее районов (особенно на севере) региональное погружение началось в начале раннеюрского и в поздне триасовое время, а иногда даже в более ранние эпохи триасового периода, а на других участках задерживалось до начала мелового периода.

Грабены, грабенообразные прогибы и депрессии областей сводовых поднятий не имеют пространственной связи с отрицательными орогенными структурами. Выполняющий их комплекс пород залегает на различных образованиях главного геосинклинального или орогенного комплексов. Существенно отличаются и положительные структуры областей сводового поднятия от положительных орогенных структур, для которых характерны инъекции субсеквентного магматизма. Следовательно, сводовое поднятие и связанные с ним структуры обрушения и прогибания (Рудкевич и др., 1970) начинают новый этап развития земной коры территории варисийского пояса складчатости. Именно с него здесь наиболее удобно начинать платформенное развитие, а образованные в этот этап структуры относить к категории раннеплатформенных (рис. 3, IV, V). Выполняющий комплекс пород раннеплатформенных отрицательных структур, вслед за Н.С. Шатским (1951) и А.Л. Яншиным (1955), целесообразно выделять в качестве нижнего структурного этажа чехла платформ.

Наибольшую сложность вызывает установление возрастного раздела между орогенными поднятиями и возникающими на их месте положительными платформенными структурами. Отсутствие в их пределах осадков, синхронных времени смены этих тектонических элементов, затрудняет объективно наметить их возрастные рубежи. Временной переход положительных орогенных структур в платформенные может намечаться по прекращению субсеквентного магматизма (главным образом интрузивного) и замыканию смежных с ними орогенных прогибов и впадин (рис. 3, VI). Однако эти критерии не дают возможности точно наметить разграничительный раздел между рассматриваемыми структурами, и диапазон этого рубежа имеет обычно значительно больший геохронологический объем (геологический период и более), чем при анализе времени развития отрицательных структурных элементов.

Пространственный и временной переход геосинклинального режима в платформенный в ряде случаев бывает достаточно постепенным. Это вызывает черты сход-

ства в характере структур и осадков, что создает большие трудности и субъективизм в проведении разграничительного рубежа между геосинклинальным и платформенным классами структур. Чтобы решить вопрос, к какому из классов тектонических структур относится интерпретируемый геологический объект, необходимо провести формационный анализ слагающего его комплекса пород, установить вертикальный ряд формаций и их латеральные переходы, выяснить соотношения пород, подстилающих и перекрывающих геологических тел, определить его место в истории развития земной коры и в парагенезе окружающих структурных элементов, т.е. провести детальный комплексный тектонический анализ. Только такой подход при достаточной изученности рассматриваемого геологического объекта может позволить решить, к какому из тектонических классов структур его следует отнести.

Проведенный анализ орогенных и раннеплатформенных структур в поясе вадийской складчатости Евразии позволяет, как было показано выше, наметить несколько типов пространственных и возрастных соотношений структур геосинклинального и платформенного классов (см. рис. 2, 3).

ЛИТЕРАТУРА

- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Шлезингер А.Е. Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М., "Наука", 1976.
- Вопросы тектоники докембрия континентов. М., "Наука", 1970.
- Моссаковский А.А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Муратов М.В., Хаин В.Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношения во времени и пространстве. — В кн.: Орогенные пояса. XXIII сессия Междунар. геол. конгр. Доклады сов. геологов. Проблема 3. М., "Наука", 1968.
- Обузи Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., "Мир", 1967.
- Рудкевич М.Я., Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Тимофеев А.А. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. — Труды Зап.-Сиб. науч.-исслед. геологоразвед. ин-та, 1970, вып. 28.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М., "Наука", 1966.
- Тектоническая карта СССР. Для высших учебных заведений. Масштаб 1 : 4 000 000. Сост. под ред. Н.С. Шатского. М., Изд-во ГУГК, 1953.
- Хаин В.Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени — проблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности. — Вестн. МГУ. Геол., 1971, № 4.
- Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт на примере Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избр. труды. М., "Наука", 1967.
- Шатский Н.С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследованности в развитии платформ). — В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Штилле Г. Избр. труды. М., "Мир", 1964.
- Яншин А.Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южно-Эмбенского поднятия. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 5.
- Argan E. Sur l'arc des Apes occidentales. — Eclogae geol. helv., 1916, 14.
- Kober L. Genetik der Orogene. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Gebirge. — Mitt. geogr. Ges. Wien, 1921, 4/9.
- Paech J.-J. Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 2.
- Schroeder E. Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell in den Verisziden. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 2.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Gebr. Borntraeger Verl., 1924.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Gebr. Borntraeger Verl., 1940.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
<i>Г. Лютцнер, Э. Грумбт, Ю. Элленберг, Ф. Фальк</i> ВАРИСЦИЙСКИЕ МОЛАССЫ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ	7
<i>Р. Бенек, Г. Катцунг, Г. Рёллиг</i> ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВАРИСЦИЙСКОГО СУБСЕКВЕНТНОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ ГДР	32
<i>А. Людвиг</i> О ГРАНИЦЕ ОРОГЕННОГО (МОРФОГЕННОГО) И ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТА- ПОВ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ (ЭЙСЛЕБЕНСКИЕ СЛОИ)	39
<i>А.Л. Матвеевская, Г. Мёбус</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНЫХ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР ВАРИСЦИД ЮГА СИБИРИ И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ	54
<i>А.И. Суворов</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕНОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ	79
<i>М.А. Камалетдинов, Ю.В. Казанцев</i> СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТониКИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО, ПРЕДКАРПАТ- СКОГО, ПРЕДАЛЬПИЙСКОГО И ЛЮБЛИНО-ЛЬВОВСКОГО ПРОГИБОВ	92
<i>Г.-Ю. Тешке, Г. Шваб</i> О РАЗВИТИИ ЭПИВАРИСЦИЙСКИХ ПРОГИБОВ В СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКОЙ ВПАДИНЕ И НА СКИФСКОЙ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТАХ	105
<i>Р.Г. Гарецкий, Г.-Ю. Тешке</i> ДОБРУДЖСКО-СЕВЕРОМОРСКИЙ И САРМАТСКО-ТУРАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТЫ .	120
<i>Р.Г. Гарецкий, Г. Лютцнер, Г.-Ю. Пейх, Г.-Ю. Тешке, Г. Шваб, А.Е. Шлезин- гер, Э. Шрёдер, А.Л. Яншин</i> СООТНОШЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР В ВАРИСЦИДАХ ЕВРАЗИИ	132

УДК 551.24

Варисийские молассы Средней Европы. Лютцнер Г., Грумбт Э., Эленбергер Ю., Фальк Ф. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Предпринято сравнение варисийской внутренней и внешней молассы Средней Европы. Рассмотрено их распространение (размеры бассейнов, мощности отложений, скорости седиментаций), ассоциации пород, циклы седиментации, распределение фаций и направления течений, литологические особенности осадков (размерность зерна, окатанность, сортировка, состав, характер слоистости, знаки). Обсуждено влияние на осадконакопление разрывной тектоники и вулканизма. Рассмотрены особенности молассы, отличающие ее от флиша и платформенных отложений. Дается краткое сопоставление варисийских моласс Средней Европы и Урала как краевых прогибов Восточно-Европейской платформы.

Табл. 4. ил. 2. Библ. 65 назв.

УДК 551.24

Тектоническое положение варисийского субсеквентного вулканизма на территории ГДР. Бенек Р., Катцунг Г., Рёллиг Г. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Распространение пермо-силезких субсеквентных вулканитов в значительной степени определяется положением крупных линейментов. Обосновано разделение субсеквентных вулканитов на три группы: интраорогенные вулканиты межгорных молассовых впадин на варисийском фундаменте; б) периорогенные вулканиты обширных молассовых впадин на варисийском и доварисийском фундаменте; в) экстраорогенные вулканиты молассовых впадин на доварисийском фундаменте.

Ил. 2. Библ. 11 назв.

УДК 551.24

О границе орогенного (морфогенного) и платформенного этапов в варисцидах Средней Европы (эйслебенские слои). Лядвиг А. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Эйслебенские слои относятся к саксонии и имеют мощность до 150 м. По времени формирования они представляют собой позднюю молассу, а в фациальном отношении — внешнюю молассу. Переходная зона между орогенным и платформенным режимами в течение саксонии и раннего цехштейна перемещалась из внешней области внутрь тектогена.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 46 назв.

УДК 551.24

Сравнительная характеристика крупных орогенных структур варисцид юга Сибири и Средней Европы. Матвеевская А.Л., Мёбус Г. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Проведенное сравнение варисцид Средней Европы и Южной Сибири позволяет провести параллель между Обь-Зайсанской геосинклинальной системой и Реногерцинской зоной. Описаны крупные орогенные структуры этих регионов.

Ил. 7. Библ. 79 назв.

УДК 551.24

Сравнительная характеристика позднепалеозойских орогенов Центрального Казахстана и Средней Европы. Суворов А.И. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

В качестве структурной основы позднепалеозойских орогенов установлены два крупных сопряженных элемента — протяженное дугообразное поднятие и примыкающая к нему с внутренней стороны овальная депрессия. Поднятия характеризуются сокращенными разрезами осадочного слоя или его полным отсутствием, широким развитием гранитоидных интрузий, линейным или перисто-линейным расположением разрывных и складчатых деформаций, преобладанием среди дизъюнктивов взбросо-сдвигов и надвигов, резко увеличенной мощностью гранитного слоя. Депрессиям свойственны мощные разрезы орогенных комплексов при господствующей роли в них порфировой и молассовых формаций, мозаично-глыбовый структурный план, большое количество сбросов, сбросо-сдвигов и сбросо-раздвигов, сокращенная мощность гранитного слоя. Поднятия рассматри-

ваются как зоны горизонтального сжатия, депрессии — как зоны растяжения, обусловленные латеральным перемещением в позднем палеозое вещества гранитного слоя — его оттоком из-под депрессий и нагнетанием в пределы поднятий. Предполагается широкая распространенность подобных динамических систем (региональных тектонопар) в структуре земной коры.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 30 назв.

УДК 551.24

Сравнительный анализ тектоники Предуральского, Предкарпатского, Предальпийского и Люблино-Львовского прогибов. Камалетдинов М.А., Казанце в Ю.Б. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Сравнение Предуральского, Предкарпатского, Предальпийского и Люблино-Львовского прогибов позволяет выявить их общие черты. В строении прогибов важная роль принадлежит надвигам, которые нарезают прогибы на тектонические пластины последовательно надвинутые одна на другую со стороны орогенной зоны. Фронтальные части пластин осложнены узкими линейными складками, в тылу развиты пологие куполовидные структуры.

Ил. 9. Библ. 28 назв.

УДК 551.24

О развитии эпиварисцидских прогибов в Среднеевропейской впадине и на Скифской и Туранской плитах. Тешке Г.-Ю., Шваб Г. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Формирование эпиварисцидского платформенного чехла в Средней Европе и на Скифской и Туранской плитах происходит в виде прерывистого процесса, направленного на усиление стабилизации региона. Выделяются четыре стадии этого процесса: образование тафрогенов, главное опускание, тектоническая дифференциация, стабилизация. Каждая стадия начинается ремобилизацией с формированием соответствующих структур и заканчивается их стабилизацией.

Ил. 2. Библ. 46 назв.

УДК 551.24

Добруджско-Североморский и Сарматско-Туранский линейменты. Гарецкий Р.Г., Тешке Г.-Ю., — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Приведено описание строения и развития двух планетарных линейментов Евразии — Добруджско-Североморского и Сарматско-Туранского. Сравнительно-тектонический анализ обоих линейментов показал ряд черт сходства и различия их между собой. К сходным чертам относятся их тектоническое положение как краевых структур Русской плиты, резкий наложенный характер по отношению к простиранию древних архейских и раннепротерозойских структур фундамента, омоложение в их пределах складчатых зон по простиранию, длительное развитие, определенная автономность и большая тектоническая активность по сравнению с соседними территориями и т.д. В то же время главным этапом интенсивного развития Добруджско-Североморского линеймента является каледонский, Сарматско-Туранского — варисцидский. Структурные элементы, составляющие отдельные звенья обоих линейментов, объединяет то, что они размещены в единых тектонических зонах. Им был свойствен общий механизм заложения и развития в результате процессов растяжения в земной коре. Оба линеймента могут быть отнесены к древним рифтовым поясам.

Ил. 3. Библ. 48 назв.

УДК 551.24

Соотношение геосинклинальных и платформенных структур в варисцидах Евразии. Гарецкий Р.Г., Лютцнер Г., Пейх Г.-Ю., Тешке Г.-Ю., Шлезингер А.Е., Шрёдер Э., Яншин А.Л. — В сб.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Проведенный анализ орогенных и раннеплатформенных структур в поясе герцинской складчатости Евразии позволил наметить несколько типов пространственных и возрастных соотношений геосинклинального класса структур с платформенными.

Ил. 3. Библ. 20 назв.

1 р. 54 к.

1996

