

# ТЕКТОНИКА 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

Tectonics  
of the variscides  
of the Middle Europe  
and the USSR

С. П. Шенников  
и др.

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
INSTITUTE OF GEOPHYSICS AND GEODINAMICS

# Tectonics of the variscides of the Middle Europe and the USSR



---

PUBLISHING OFFICE "NAUKA"  
Moscow 1977

# Тектоника варисцид Средней Европы и СССР

Сборник статей  
ученых  
ГДР и СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"  
Москва 1977



2300

Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

В сборнике статей ученых ГДР и СССР приведены результаты новых исследований по тектонике варисцид Средней Европы (Гарца, Гранулитовых гор, зоны Эльбы и других районов).

Кроме того, помещены статьи, в которых дается сравнительный анализ палеозойд некоторых районов СССР и Европы (их строения и тектонического развития).

Редакционная коллегия:

академик *А.Л. Яншин* (главный редактор), *В.С. Буртман*, *Р.Г. Гарецкий*,  
*Э. Шрёдер*, *К.Б. Юбитц*

Ответственный редактор

*В.С. Буртман*

Editorial board:

Academyman *A.L. Janshin* (Chief Editor), *V.S. Burtman*, *R.G. Garetzkii*, *E. Schroeder*,  
*K.-B. Jubitz*

Responsible Editor

*V.S. Burtman*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Программа научного сотрудничества между Академиями наук СССР и ГДР включает широкий круг геологических проблем, по которым осуществляется взаимная информация и проводятся совместные исследования. Предлагаемый сборник статей ученых ГДР и СССР подготовлен в рамках этой программы.

Значительную часть сборника составляют статьи геологов ГДР. В них изложены результаты новых исследований по тектонике варисцид Средней Европы. Кроме того, в сборнике помещены статьи ученых СССР и ГДР, в которых приведен

### 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	

сравнительный анализ палеозоид некоторых районов СССР и Европы. При этом применяются разные схемы расчленения каменноугольной и пермской систем, поэтому помещаемая таблица сопоставления стратиграфических подразделений этих систем будет полезна при чтении статей сборника.

Перевод статей ученых ГДР сделан В.П. Колчановым.

Авторы сборника пользуются возможностью выразить благодарность академику А.Л. Яншину и доктору К.-Б. Юбитцу — руководителям программы совместных исследований, проводившихся учеными СССР и ГДР в области тектоники.

## Авторы статей

- Банквитц Петер (P. Bankwitz)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Банквитц Эльфрида (E. Bankwitz)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Буртман Валентин Семенович*, Геологический институт Академии наук СССР (109017 Москва, Пыжевский 7).
- Нейман Вернер (W. Neumann)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Пейх Ганс-Юрген (H.-J. Paech)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Сенченко Геннадий Степанович*, Институт геологии Башкирского филиала Академии наук СССР (450025 Уфа, Маркса 16/2).
- Фришбуттер Александр (A. Frischbutter)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (15 Potsdam, Telegrafenberg. Zentralinstitut für Physik der Erde).
- Шваб Макс (M. Schwab)*, Университет Мартина Лютера, Галле (402 Halle, Domstrasse 5, Martin-Luther-Universität, Section Geologie).
- Шрёдер Эрих (E. Schroeder)*, Центральный институт физики Земли Академии наук ГДР (1199 Berlin, Rudower Chaussee 5. Zentralinstitut für Physik der Erde).

## СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГАРЦА

## К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГАРЦА

В истории изучения геологического строения Гарца можно выделить несколько этапов. Первый этап (1780—1840 гг.) характеризовался активными исследованиями, проводившимися чиновниками по горному делу на рудниках Гарца, занимавшими в силу своих служебных обязанностей вопросами минералогии и геологии.

Особенностью второго этапа (1840—1870 гг.) является попытка ряда ученых разработать основы стратиграфического расчленения отложений Гарца. Здесь прежде всего следует упомянуть Ф.А. Рёмера (1809—1869 гг.).

Третий этап (1870—1935 гг.) протекал под знаком начатого в 1870 г. систематического геологического картирования Гарца сотрудниками Прусского регионального геологического учреждения. Из них наибольший вклад внесли К.А. Лоссен, Г.Е. Бейрих, Э. Кайзер, М. Кох и Л. Бейсхайзен. Эта первая геологическая съемка Гарца была завершена перед первой мировой войной, а в 1921 г. была начата заново. Ее проводили главным образом В. Шриль и Ф. Дальгрюн при участии О.Э. Эрдмансдёрфера, Г. Фишера и Э. Шрёдера. В основном съемка была завершена к 1935 г. Представления о Гарце С.Н. Бубнова (Bubnoff, 1930) базируются отчасти на данных этой съемки.

Используя созданную геологическую карту, Ф. Космат в 1927 г. впервые сопоставил геологические условия залегания пород Гарца со строением альпинотипных гор. Тем самым он положил начало четвертому этапу геологических исследований Гарца, продолжавшемуся примерно до 1957—1960 гг. Этот этап отличался ожесточенными дискуссиями по поводу гипотезы Ф. Космата о том, что макростиль структуры Гарца определяется покровным строением альпийских масштабов. После съемок с литолого-стратиграфическим уклоном начались тектонические исследования, проводившиеся сначала Ф. Дальгрюном, а затем его учениками С. Целлихом и В. Шваном. В противовес представлениям Ф. Космата о покровной тектонике была выдвинута гипотеза автохтонного строения (подверженного фаціальным изменениям) с дисгармонически смятыми в складки и разбитыми на чешуи складчатыми комплексами (В. Шван, Г. Гальвиц). Такое представление отражено и в монографии по Гарцу В. Шриля (Schriel, 1954).

Начало пятого этапа геологических исследований можно отнести к 1957 г. В этом году были опубликованы первые результаты определения стратиграфического возраста по конодонтам. Микропалеонтологические исследования, проведенные прежде всего М. Рейхштейном и К. Руххольцем при участии студентов университетов в Галле и Грейфсвальде, принесли множество новых датировок осадочных комплексов. Сводку о состоянии исследований на 1964 г. опубликовал Г. Мёбус (Möbus, 1966). Тектонические выводы из этих стратиграфических ревизий, получив некоторые новые оттенки, были увязаны М. Рейхштейном (Reichstein, 1965) с проблемой покровного строения Гарца. Целый ряд работ (Lutzens, 1959; Schwab, 1970) подтвердил положения М. Рейхштейна, согласно которым тектонические складчатые движения начались соскальзыванием крупных масс геосинклинальных осадков в подводных условиях, что привело к образованию олистостромов и переме-

щению больших оползневых глыб и гравитационных покровов. Это представление, объясняющее сложные условия залегания пород в Гарце, позволяет определить место геосинклинальному развитию палеозойских отложений Гарца в геодинамической картине Реногерцинской зоны на северном внешнем краю вариссийского орогена. После некоторой критики указанного представления геологи, работающие в Гарце на территории ФРГ, признали в конце концов эту точку зрения, выдвинутую геологами ГДР (Schwan, 1974). Наряду со стратиграфическими и регионально-тектоническими работами в Гарце были проведены также многочисленные исследования магматических пород и изучение металлогении. Поскольку эти направления не являются целью настоящей статьи, они здесь не рассматриваются.

## ПОЛОЖЕНИЕ ГАРЦА В ВАРИССИЙСКОМ ОРОГЕНЕ

### Территориальное положение Гарца

Гарц относится к средневропейскому среднегорью. Находясь между  $10^{\circ}$  и  $11^{\circ}30'$  в.д. и  $51^{\circ}30'$  и  $52^{\circ}$  с.ш., он является самой северной частью этого среднегорья. Большая, восточная часть Гарца, называемая также Нижним Гарцем, находится на территории ГДР. Меньшая, западная часть (Верхний Гарц), занимающая примерно одну треть всей его площади, расположена в ФРГ. Исходя из геологических соображений, в статье рассматривается весь Гарц, причем за основу берутся геологические соотношения в Нижнем Гарце.

Отложения Гарца сформировались в северной внешней зоне вариссийского орогена — Реногерцинской зоне, по Ф.Космату (рис. 1—4; рис. 3—вкладка). К югу от Реногерцинской зоны располагается Среднегерманская кристаллическая зона (по Ф.Космату — северная часть Саксотюрингской зоны), а на севере с ней граничит Субвариссийская зона. Областью накопления отложений Гарца был Рейнский прогиб, точнее восточная часть южного борта этого геосинклинального трога, принадлежащего экстернидам.

Гарц простирается более чем на 90 км в северо-западном, или "герцинском", направлении (термин предложен Л.Ф. Бухом по латинскому наименованию "her-

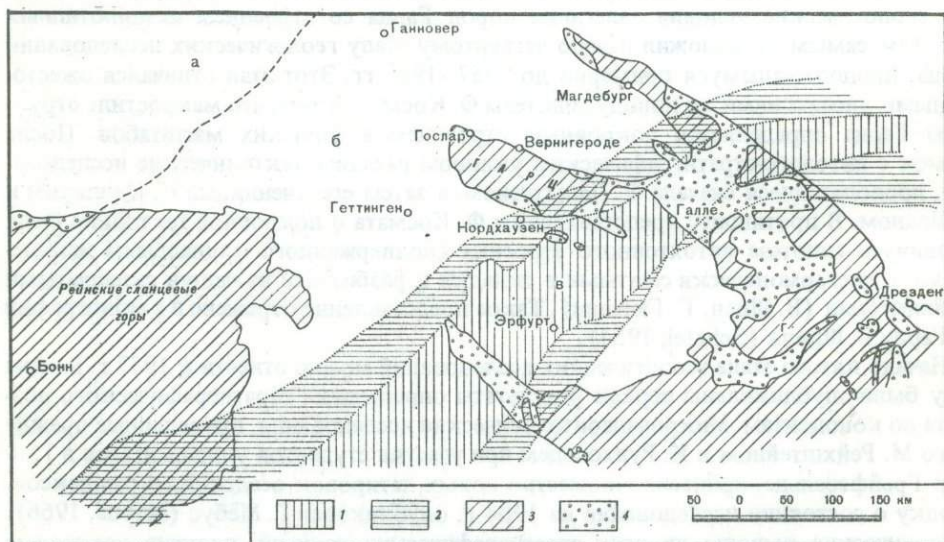


Рис. 1. Положение Гарца в вариссийских сооружениях Средней Европы (по Г. Пейху и М. Швабу)

1 — Среднегерманская кристаллическая зона: гнейсы и гранитоиды; 2 — Среднегерманская кристаллическая зона: филлиты; 3 — выходы ниже- и среднепалеозойских пород; 4 — выходы верхнепалеозойских моласс в ГДР.

а — Субвариссийская зона; б — Реногерцинская зона; в — Среднегерманская кристаллическая зона; 2 — Саксотюрингская зона

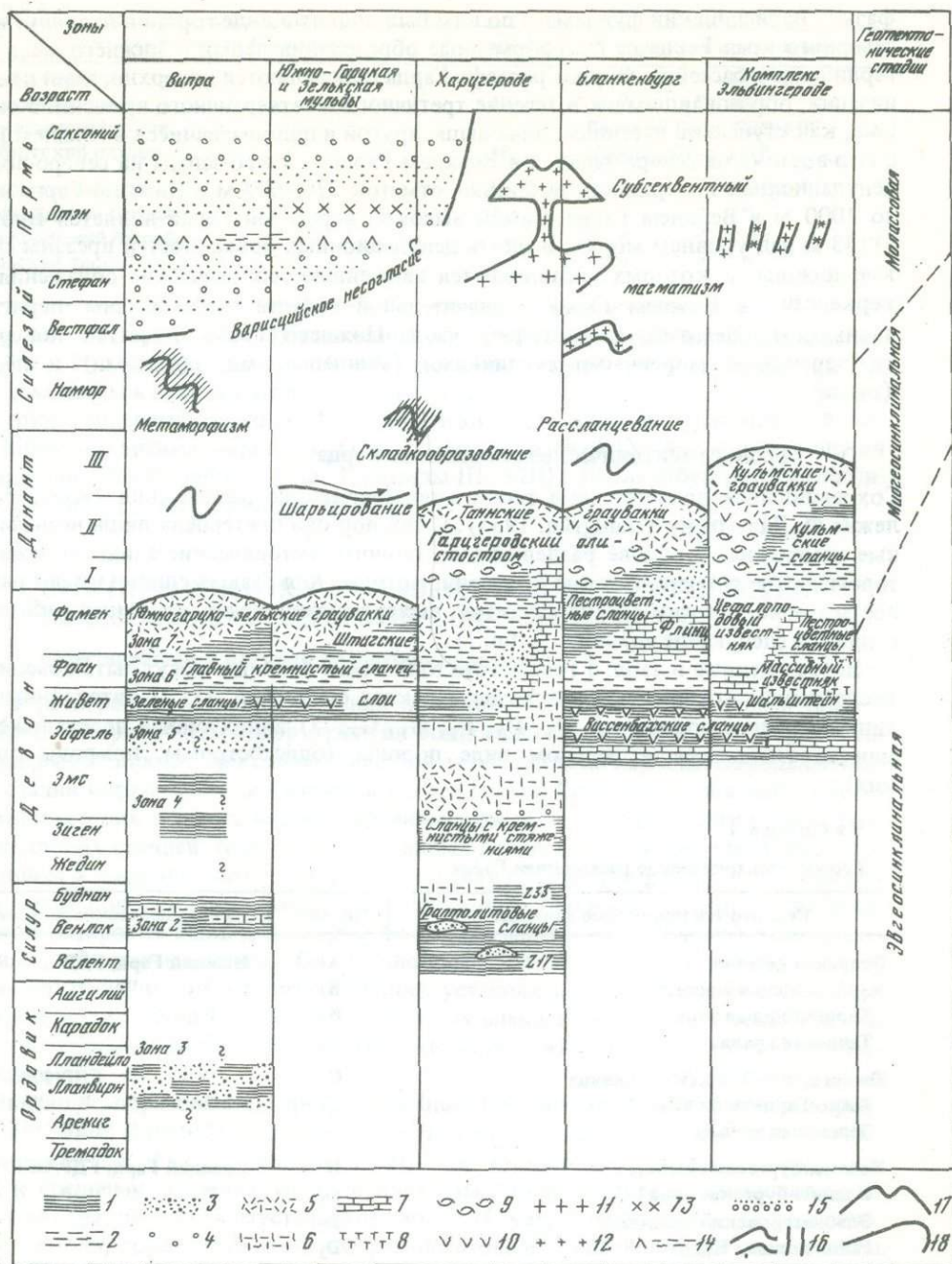


Рис. 4. Схема стратиграфического, литологического и тектонического развития Нижнего Гарца (ГДР)

1 – глинистые сланцы; 2 – кремнистые сланцы; 3 – кварциты; 4 – конгломераты; 5 – граувакки; 6 – известняки (герцинские); 7 – известняки (флинц); 8 – известняки (рифовые); 9 – олистостромы; 10 – инициальные магматические породы; 11 – гранитоиды; 12 – риолиты; 13 – риолиты и андезиты (среднегарцкие жилы); 14 – туфы андезитов; 15 – конгломераты и песчаники (моласса); 16 – дайки; 17 – вулканические постройки; 18 – плутоны

cupia silva” – Гарцкий Лес). Ширина гор составляет лишь 30 км. Контуры Гарца образуют с простирающимися в широтном или северо-восточном направлении вариссийскими структурами угол приблизительно в  $60^\circ$ . В Гарце вскрыт примерно 80-километровый отрезок Реногерцинской зоны. Вытянутые в северо-западном направлении контуры Гарца возникли в послевариссийское время. Они обусловлены разломами, образовавшимися в позднем мелу (турон – сантон, субгерцинские

фазы). Вариссийский фундамент по ним был поднят в виде горста и надвинут в вдоль северного края Гарца на платформенные образования перми — нижнего мела Субгерцинского бассейна. Формы рельефа Гарца определяются поверхностями пенепленизации, образовавшимися в течение третичного и четвертичного времени. Залегающие, как ступеньки лестницы, одна выше другой и поднимающиеся в Нижнем Гарце с юго-востока на северо-запад, а в Верхнем Гарце — с юго-запада на северо-восток, денудационные поверхности достигают отметок 270—600 м в Нижнем Гарце и около 1000 м в Верхнем Гарце. Самой высокой вершиной Гарца является Броккен (1143 м над уровнем моря). В шесть денудационных поверхностей врезаны глубокие долины, в которых располагаются важнейшие геологические обнажения. Поверхности в Нижнем Гарце в значительной степени переработаны перигляциальными процессами. В восточной части Нижнего Гарца поднятые поверхности перекрыты моренными суглинками (миндельскими, рисскими) и лёссами (вюрм).

### Геолого-тектоническое расчленение Гарца

Сохранившаяся донныне схема геолого-тектонического расчленения Гарца принадлежит Ф. Дальгрюну (Dahlgrün, 1935). С тех пор она претерпела лишь незначительные изменения. В основе разделения на геолого-тектонические единицы лежат литологические и тектонические критерии, которые для разных единиц имеют различное значение. С точки зрения аспектов, выдерживающихся в настоящей работе, выделяются следующие единицы (табл. 1).

Перечисленные в табл. 1 геолого-тектонические единицы могут быть объединены в следующие комплексы (пояснение индексов см. в табл. 1): 1) автохтонные геосинклинальные породы: А, D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, F<sub>2</sub>, G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>; 2) аллохтонные переотложенные или перемещенные в цельном виде породы (олистостромы, покровы оползания):

Т а б л и ц а 1

Геолого-тектоническое расчленение Гарца

Геолого-тектонические единицы	Индекс	Географическое положение
Випрская единица	А	Нижний Гарц, ГДР
Харцгеродская единица	В	" " "
Харцгеродская зона	В <sub>1</sub>	" " "
Таннская гряда	В <sub>2</sub>	" " "
Южногарцко-Зельская единица	С	" " ГДР/ФРГ
Южно-Гарцкая мульда	С <sub>1</sub>	" " " "
Зельская мульда	С <sub>2</sub>	" " ГДР
Бланкенбургская единица	Д	Средний Гарц, ГДР/ФРГ
Бланкенбургская зона	Д <sub>1</sub>	" " ГДР
Эльбингеродский комплекс	Д <sub>2</sub>	" " "
Район долины Боде	Д <sub>3</sub>	" " "
Краевая область Гарца	Д <sub>4</sub>	" " ГДР/ФРГ
Хюттенроде-Санктандреасбергская область	Д <sub>5</sub>	" " " "
Зибская мульда	Д <sub>6</sub>	" " ФРГ
Акен-Брухбергская единица	Е	Верхний Гарц, ГДР/ФРГ
Акен-Брухбергская кварцитовая гряда	Е <sub>1</sub>	" " " "
Акен-Брухбергский олистостром	Е <sub>2</sub>	" " ФРГ
Клаустальская единица	Ф	" " "
Мульда Зезе	Ф <sub>1</sub>	" " "
Диабазовая гряда Верхнего Гарца	Ф <sub>2</sub>	" " "
Клаустальская зона	Ф <sub>3</sub>	" " "
Вернегарцкая единица	Г	" " "
Девонская антиклиналь Верхнего Гарца	Г <sub>1</sub>	" " "
Ибергский комплекс	Г <sub>2</sub>	" " "

Таблица 1 (окончание)

Геолого-тектонические единицы	Индекс	Географическое положение
Плутоны Гарца:	Н	" " ГДР/ФРГ
Окерский плутон	Н <sub>1</sub>	" " ФРГ
Броккенский плутон	Н <sub>2</sub>	Верхний Гарц, ГДР/ФРГ
Рамбергский плутон	Н <sub>3</sub>	Нижний Гарц, ГДР
Молассовые бассейны	І	" " ГДР/ФРГ
Ильфелдский бассейн	І <sub>1</sub>	" " "
Мейсдорфский бассейн	І <sub>2</sub>	" " ГДР
Заальский трог	І <sub>3</sub>	" " "

В<sub>1</sub>, D<sub>3</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>5</sub>, E<sub>2</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>; 3) автохтонные породы миогеосинклинали: флиш В<sub>2</sub>, D<sub>4</sub>, D<sub>6</sub>, E<sub>1</sub>, F<sub>1</sub>, F<sub>3</sub>; 4) молассовый этаж: субсеквентные магматические породы Н<sub>1</sub>, Н<sub>2</sub>, Н<sub>3</sub>; молассы и субсеквентные вулканиты І<sub>1</sub>, І<sub>2</sub>, І<sub>3</sub>.

В структурном отношении в пределах Нижнего и Среднего Гарца можно выделить: Випрский антиклинорий (А, табл. 1; рис. 3, разрезы IX—X); Харцгеродский синклинорий (В и С, табл. 1; рис. 3, разрезы III—VIII); Бланкенбургский антиклинорий (D, табл. 1; рис. 3, разрезы II—IV).

## СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ РЕЙНСКОГО ПРОГИБА НА ТЕРРИТОРИИ ГАРЦА

### Стратиграфия и история осадконакопления

Схема стратиграфического расчленения палеозойских пород Гарца дана в табл. 2 (вкладка). На рис. 4 дан обзор развития осадконакопления в Нижнем Гарце. Геосинклинальные породы охватывают диапазон от ордовика до карбона. Породы молассовой стадии образовались в силезии и ранней перми. Содержание окаменелостей в геосинклинальных осадках весьма неравномерное. Очень много немых толщ темных глинистых сланцев, точно не датированных до сих пор. Макрофауна приурочена в основном к карбонатным породам (известняки герцинской фации) и к песчаным обломочным породам (песчаники рейнской фации). Большие успехи в стратиграфической датировке были достигнуты благодаря микропалеонтологическим исследованиям, объектом которых были конодонты, остракоды и тентакулиты. С помощью микрофауны прежде всего удалось установить возраст плотных известняков, кремнистых сланцев и пестрых глинистых сланцев. В последние годы удалось также провести первые микрофитологические определения возраста темных глинистых сланцев.

Древнейшие образования Гарца с помощью фитопланктона установлены в филлитах Випрской единицы (Burmann, 1973), которые после определения *Dicrodiacrodium normale*, *Frankea sartbernardensis* и *Frankea longiuscula* должны относиться к среднему ордовика (лланвирн). Самые молодые породы установлены во флишевых граувакках Клаустальской зоны (Figge, 1964). Здесь *Cravenoceras leion* и *Eumorphoceras (Edmoroceras) pseudocoronula* подтверждают самые низы намюра. Ниже приводится обзор стратиграфических подразделений по различным тектоническим единицам Гарца.

### Випрская единица (А)

Породы Випрской единицы испытали эпизональный метаморфизм. Поэтому в филлитовой толще найдены лишь немногочисленные органические остатки (конодонты, тентакулиты, фитопланктон). Исходя из литологических и немногочисленных стратиграфических данных, породы Випрской единицы с юго-востока на северо-запад расчленяются на следующие серии (Fischer, 1929; Reichstein, 1964):

серия 7: толща метаграувакк  
серия 6: толща зеленых сланцев

(фамен; Reichstein, 1964)  
(франский — живетский ярусы; Franzke, 1969)

серия 5: толща клипмюльских кварцитов	(жединский – эйфельский ярусы ?)
серия 4: толща глинистых сланцев	(эйфельский ярус ?)
серия 3: толща глинистых сланцев – кварцитов	(ордовик; Vummann, 1973)
серия 2: толща глинистых сланцев	(силур; Reichstein, 1964)
серия 1: толща с герцинскими известняками	(относится к Харцгеродской единице)

Серии 5–7 слагают стратиграфический разрез среднего–верхнего девона. Возможно, это эквивалент Южногарцко-Зельской единицы. Породы серий 3 и 4 до сих пор не удалось параллелизовать с другими отложениями Гарца.

#### Южногарцко-Зельская единица (С)

Породы Южногарцко-Зельской единицы перекрывают образования Харцгеродской единицы, не обнаруживая фациальных связей с ними (см. рис. 18). Однако они сопоставимы с сериями 5–7 Випрской единицы. Они расчленяются следующим образом: а) южногарцко-зельская граувакка (500–1000 м), средний фамен; б) толща пестрых сланцев (50–100 м), нижний фамен (Schriel, Stoppel, 1957); в) толща кремнистых сланцев (50–100 м), франкий ярус (Schriel, Stoppel, 1957); г) штигские слои с диабазами (200–450 м), франкий – живетский ярусы (Kneidl, 1966; Kneidl, Wild, 1969; Wild, 1966); д) южногарцко-зельский кварцит (100 м ?), франкий – живетский ярусы (Ruchholz, 1968).

Поскольку отдельные члены разреза разделены поверхностями сколов, то как южногарцко-зельский кварцит и диабазы и туфы штигских слоев, так и кремнистые сланцы могут слагать базальную часть Южногарцко-Зельской единицы. Характер образований Южногарцко-Зельской единицы, отличающийся от перекрываемых и встречающихся по соседству пород, объяснялся трансгрессивным залеганием (Schriel, 1925) или специфическими фациями (Schwan, 1971). Однако причина этого заключается в покровном залегании Южногарцко-Зельской единицы на Харцгеродской единице (Lutzens, 1975).

#### Харцгеродская единица (В)

Облик пород Харцгеродской единицы весьма различен. Усложненные условия залегания удалось объяснить лишь после открытия подводных оползней (Reichstein, 1965). Развитые в районе Харцгеродской зоны породы принадлежат харцгеродскому олистострому (Lutzens, 1972), достигающему мощности по меньшей мере 1500 м. Его детальная съемка еще не завершена. Олистостром отложился в динанте, а самые молодые олистолиты относятся к турне. Точная возрастная привязка времени образования олистостромов еще обсуждается (Lutzens, Schwab, 1972; Patzelt, 1973). Вследствие специфики образования олистострома в Харцгеродской зоне отсутствуют свиты в их обычном развитии. Преобладают линзообразные залежи различных пород. Без понимания причин нарушения условий залегания объяснения многочисленных и стратиграфически различных выходов часто были затруднительны и противоречивы. Тем не менее стратиграфические взаимоотношения удалось прояснить в значительной степени.

С и л у р. В темных граптолитовых сланцах доказано присутствие почти всех граптолитовых зон (зоны 17–36) от лландовери до лудлова (String, 1969). Самые молодые отложения силура доказываются наличием граптолитов буднянского яруса (*Monograptus formosus*, *M. transgrediens*) и *Scyphocrinus elegans*. Начиная с нижнего лудлова, в глинистых сланцах в виде линз или маломощных прослоев появляются темные глинистые известняки. По К. Рухольцу (Ruchholz, 1972), они отвечают предварительному (предгерцинскому) этапу, когда формировались широко распространенные в девоне герцинские известняки.

Д е в о н. В отличие от силура девонские отложения дифференцированы сильнее. Древнейшими девонскими образованиями являются сланцы с кремневыми конкрециями (10 м), относящиеся к зигенскому ярусу, но частично они могут при-

Таблица 2  
Региональная стратиграфия Гарца

Стратиграфические подразделения		Випрская единица (A)	Харцгеродская единица (B)	Бланкенбургская зона (D <sub>1</sub> )	Эльбингерод комплекс (D <sub>2</sub> )	Зибская мульда (D <sub>6</sub> )	Акен-Брухбергская единица (E)	Мульда Зёзе (F <sub>1</sub> )	Диабазовая гряда Верхнего Гарца (F <sub>2</sub> )	Клаустальская зона (F <sub>3</sub> )					
ПЕРМЬ КРАСНЫЙ ЛЕЖЕНЬ	Саксоний	Эйслебенские слои	Эльрихские слои					Красноцветные осадки		Верхнегарцкая единица (G)					
	Отэн	Хорнбургские слои	Ильфелдские слои Мейсдорфские слои	Субсеквентный вулканизм											
КАРБОН	Стефан	Мансфельдские слои							Астурийские движения						
	Вестфал	Грилленбергские слои		Дайки Боде											
	Намюр														
КАРБОН	Визе	Goniatites	Ш γ β α		Кульмские граувакки		бергский кварцит, 200 м	Кульмские граувакки, 1000 м	Кульмский глинистый сланец, 100 м	Кульмский кремнистый сланец, 50 м	15	16			
					Танские граувакки, 500 м		Кварцитовый сланец				17	18			
	Турне	Ammonellipsoites	II δ γ β α		Харцгеродский олистостром, 1500 м	Плитчатые сланцы, 500 м	Хюттенродский олистостром, 1000 м	Кульмский глинистый сланец, 50 м	Кульмский глинистый сланец	Кульмский кремнистый сланец	Диабазы, 60	19	20		
					Диабазы		Диабазы	КВАСЦОВЫЙ СЛАНЕЦ							
	Эгрен	Gattendorfia	I			Кульмские кремнистые сланцы, 50 м		ПЕСТРЫЕ ГЛИНИСТЫЕ СЛАНЦЫ							
				Бретонские движения											
	ВЕРХНИЙ	Фамен	Воклум-Дасберг	VI V	Южногарцко-зельская граувакка, 500-1000 м	Климениевые известняки (неогерцинские)	Пестрые глинистые и кремнистые сланцы с кварцитами.	Пестрые глинистые и кремнистые сланцы с известняками флинца	Цефалоподовые известняки, 150 м	Кремнистые сланцы и кремнистый известняк, 200 м	Глинистые, кварцевые и кремнистые сланцы	Ципридиновые сланцы (пестрые сланцы), 65 м	Ципридиновые сланцы, 50 м	Климениевые известняки, 10 м	Ципридиновые сланцы, 350 м
			Хемберг	IV III		Сланцы флинца и ципридиновые пестрые сланцы			Толща переслаивания глинистых и кремнистых сланцев	Красноцветные и кремнистые сланцы					
		Фран	Адорф	I	Серия 7					Бюдсгеймские сланцы	Кельвассерский известняк	Полосчатые сланцы	Бюдсгеймские сланцы с диабазами, 50 м		
					Граувакки и кремнистые сланцы	1	10	11							21
СРЕДНИЙ	Живет			Серия 6											
				Диабазы и туфы	2	3									
НИЖНИЙ	Эйфель			Серия 5											
				Кварциты	Кварцит, 100 м	Поздние герцинские известняки	Цефалоподовые известняки	Глинистые сланцы с кварцитами	Стрингоцефаловый известняк, 500 м. Шальштейн	Песчаные глинистые сланцы					
НИЖНИЙ	Эмс	Злиховский ярус		Серия 4											
				Глинистые сланцы	4	5									
	Жедин	Локховский ярус													
				Песчаные сланцы "Кварциты"	6	7									
Лудлов	Буднянский ярус														
			Песчаные сланцы "Кварциты"	8	9										
Валент	Литен														
			Песчаные сланцы "Кварциты"												
ОРДОВИК	Лланвирн			Серия 3											
				Глинистые сланцы с кварцитами											

Цифры в кружках:  
1 - пестрый сланец, 50-100 м;  
2 - Главный кремнистый сланец, 100 м;  
3 - штигские слои, диабаз, 200-450 м;  
4 - стилиолиновый известняк;  
5 - конгломерат;

6 - далманитовые слои;  
7 - ранние герцинские известняки;  
8 - известковая граувакка;  
9 - желваковый кремнистый сланец, 10 м;  
10 - полосчатые глинистые и кремнистые сланцы с известняками флинца;

11 - ибергский известняк;  
12 - шиффельборн;  
13 - кульмский кремнистый сланец;  
14 - диабазы;  
15-16 - верхние и нижние кульмские граувакки, 1000 м;

17 - переслаивание глинистых сланцев и граувакк;  
18 - посидониевые сланцы, 50 м;  
19 - эрдбахский известняк, 7 м;  
20 - кульмский кремнистый сланец с диабазами, 60 м;

21 - цефалоподовые известняки, 10 м;  
22 - кельвассерский известняк, 10 м;  
23 - ибергский известняк, 600 м;  
24 - стрингоцефаловый известняк, 10 м;  
25 - известковые узловатые сланцы, 200-300 м;  
26 - одерхзейский известняк, 8 м

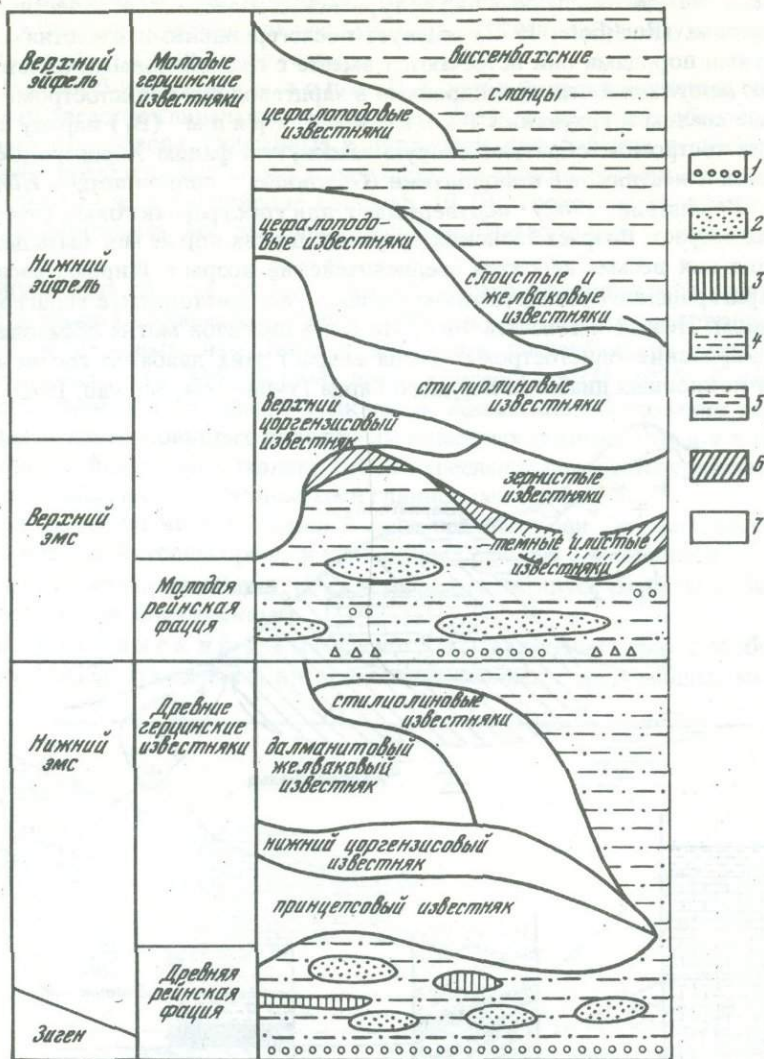


Рис. 5. Ранние и поздние герцинские известняки (по К. Ruchholz, 1972)

1 — конгломераты; 2 — кварциты и песчаники; 3 — кремнистые сланцы; 4 — известковые граувакки; 5 — глинистые сланцы; 6 — глинистые известняки; 7 — известняки

надлежать и к жединскому ярусу. В позднем зигене известковистые граувакки начинают рейнский тип седиментации обломочных осадков с *Spirifer hercyniae*, *Sp. pellico*. В более высоких горизонтах нижнего эмса продолжалось накопление карбонатной герцинской фации с *Uncinulus princeps*, *Dalmatites tuberculatus* и др. (более древние герцинские известняки; рис. 5,6). Верхний эмс начинается поздней рейнской фацией, которую сменяют более молодые герцинские известняки верхнего эмса и нижнего эйфеля. Стилиолиновые и цефалоподовые известняки представляют собой гемипелагические до мелководноморских образования поднятий и имеют незначительные мощности (максимум 10 м). Часто отмечается сильное обогащение остатками фауны. В неогерцинских известняках (Ruchholz, 1972) по конодонтам были установлены все ярусы верхнего девона. По конодонтам и остракодам в пестрых глинистых сланцах доказано присутствие фауны (верхний девон II–IV). Неогерцинские известняки чаще всего встречаются во вмещающей олистостромы массе в виде мелких линз диаметром до нескольких дециметров.

К а р б о н. Немногочисленные линзы турнейских известняков, известные до сих пор, К. Руххольц (Ruchholz, 1972) именуется послегерцинскими известняками. Наряду с другими породами они встречаются вместе с граувакковыми олистолитами с *Cyclostigma hercynium* и лепидодендронами в харцгеродском олистостроме.

Плитчатые сланцы и граувакки Т а н н с к о й г р я д ы ( $B_2$ ) наряду с харцгеродским олистостромом образуют вторую замкнутую фацию Харцгеродской единицы. Прослой известняков с конодонтами (*Gnathodus commutatus*, *Hindeodella sagaformis*; Reichstein, 1962) подтверждают для этих граувакковых сланцев ранневизейский возраст. Возраст таннских граувакк до сих пор не мог быть датирован точно, но для них весьма вероятен средневизейский возраст. Широко распространенные в Харцгеродской единице диабазы связаны, как олистолиты, с харцгеродским олистостромом. Нельзя исключать того, что часть диабазов могла образоваться во время формирования олистострома. Тогда возраст этих диабазов соответствовал бы возрасту покровных диабазов Верхнего Гарца (турне; см. Schwab, 1970).

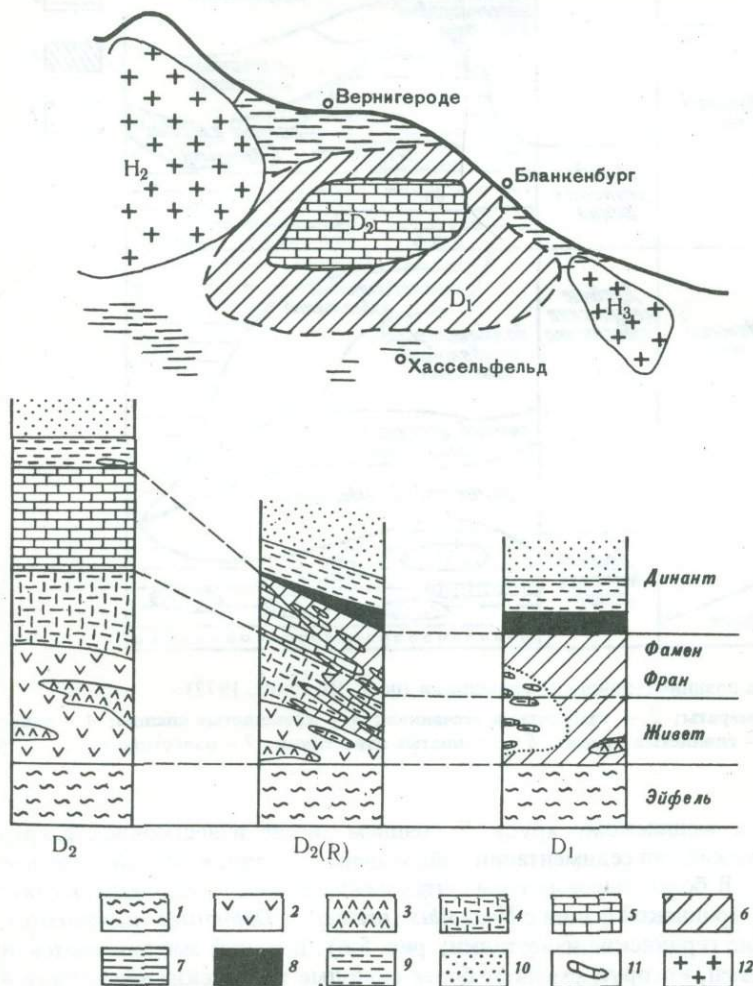


Рис. 6. Стратиграфическое и литологическое развитие Эльбингеродского комплекса (по М. Рейхштейну)

1 - виссенбахские сланцы; 2 - диабазы, спилиты; 3 - кератофиры; 4 - рифовые известняки живетского яруса; 5 - рифовые известняки франского яруса (иббергский известняк); 6 - цефалоподовые известняки; 7 - слабоизвестковистые глинистые сланцы (пестрый сланец); 8 - известковистые глинистые сланцы и известняки (флинц); 9 - кремнистые сланцы; 10 - глинистые сланцы (кульмские); 11 - кульмские граувакки; 12 - субсеквентные гранитоиды

$D_1$  - Бланкенбургская зона;  $D_2$  - Эльбингеродский комплекс;  $D_2(R)$  -краевая часть Эльбингеродского комплекса

## Бланкенбургская единица (D)

Породы Бланкенбургской единицы принадлежат различным зонам, из которых в первую очередь следует упомянуть Бланкенбургскую зону, Эльбингеродский комплекс и Зибскую мульду.

Бланкенбургская зона (D<sub>1</sub>), как и Випрская единица, обладает автохтонными эвгеосинклинальными осадками. Здесь установлены образования среднего и верхнего девона. Описанные в литературе силурийские и нижнедевонские образования представляют собой олистолиты из олистостромов краевой области Гарца, долины Бодде и Хюттенроде (Schwab, 1970). Точно так же, как олистолиты, следует рассматривать все выходы герцинских известняков в Бланкенбургской зоне.

Основную часть разреза среднего девона составляют виссенбахские сланцы — темные, иногда песчаные глинистые сланцы с *Gyroceratites gracilis*, содержащие прослойки кварцитов и песчаных известняков. Мощность виссенбахских сланцев свыше 800 м. Они относятся к эйфельскому ярусу (Borsdorf, 1971, 1975). С ними связан весьма интенсивный диабазовый вулканизм. Живетские образования встречаются как в виде известковистых полосчатых и пестрых сланцев, так и в карбонатной фации флинца. Флинц представляет собой переслаивание мелководных битуминозных известняков с известковистыми глинистыми сланцами.

Верхний девон также встречается в виде известковистых пестрых сланцев и в фации флинца. Характерны прослойки кремнистых сланцев и песчаников.

В районе Санкт-Андреасберга (D<sub>5</sub>) в эйфельском ярусе развиты кальцеоловые слои со шпатовыми известняками.

Эльбингеродский комплекс (D<sub>2</sub>) охватывает зону с особой фацией (Reichstein, 1959). На мощных виссенбахских сланцах с многочисленными телами

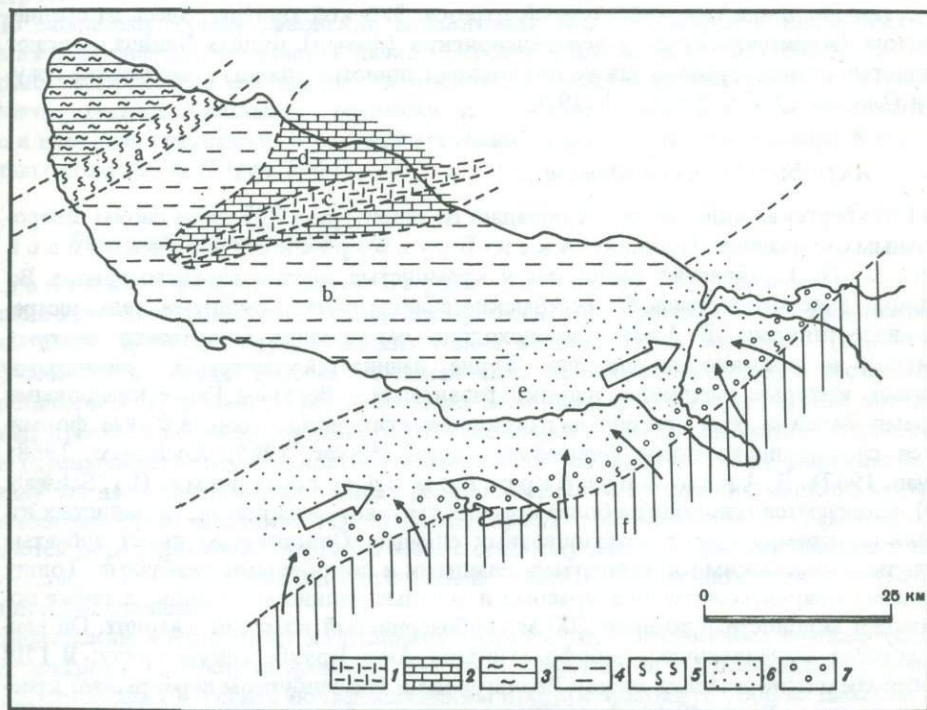


Рис. 7. Палеогеографическая карта фаменского века в Гарце

1 — цефалоподовые известняки; 2 — известняки флинца; 3 — известковистые узловатые сланцы; 4 — пелиты (пестрый сланец); 5 — субаквальные перемещения осадков; 6 — мелкозернистые граувакки; 7 — грубозернистые граувакки

a — Верхнегарцкое поднятие; b — бассейн пестрого сланца; c — Среднегарцкое поднятие; d — известняковое обрамление флинца; e — флишевый прогиб; f — Среднегерманское поднятие

диабазов залегает кератофир-шалштейновая живетская толща мощностью 500—1000 м, служащая основанием для рифового комплекса. Длина последнего примерно 8 км и ширина 4,5 км. Формирование рифа началось в живетском веке накоплением стрингоцефалового известняка (*Stringocephalus burtini*) мощностью 500 м и продолжилось во франском веке образованием ибергского известняка мощностью примерно 200 м. Рифообразующими организмами были кораллы (в том числе *Syathophyllum caespitosum*, *Favosites cristata*) и водоросли. Руководящей формой для ибергского известняка является *Phillipastrea ananas* (рис. 7).

Местами в области рифа в фамене отлагались климениевые известняки. По краям риф окаймлен пестрыми сланцами среднего и верхнего девона. На рубеже позднего девона и раннего карбона в области рифа начались процессы размыва (бретонские движения), так что разновозрастный девонский фундамент трансгрессивно перекрывается обломочным нижним карбоном. Он представлен кульмскими кремнистыми сланцами с прослоями диабазов (покровный диабаз турне), кульмскими глинистыми сланцами (нижний визе) и кульмскими граувакками (нижний — средний визе). По флангам Эльбингеродский комплекс обрамляется мощными оползневыми массами, хюттенродским олистостромом (Lutzens, 1972), возраст которого все еще обсуждается (Schwab, 1970; Lutzens, Schwab, 1972; Lange, 1973; Zöllich, 1939; Zimmermann, 1969).

В области Зибской мульды ( $D_6$ ), как и Таннской гряды, в раннем карбоне накапливались мощные граувакки. Основанием для них служили глинистые сланцы среднего девона, кремнистые сланцы верхнего девона и песчаные красные сланцы низов турне. Более высокие горизонты турне и низы визе представлены кульмскими кремнистыми сланцами, кульмскими глинистыми сланцами и грубыми кульмскими граувакками (Wachendorf, 1966). На территорию ГДР в районе Вернигероде заходит лишь северо-восточный отрезок Зибской мульды. Здесь на среднедевонских (живетский ярус) и верхнедевонских (фамен) толщах флинца залегают кремнистые сланцы турне, а также кульмские глинистые сланцы и кульмские граувакки (Lutzens, 1959; Rabitzsch, 1970).

#### Акен-Брухбергская единица (E)

Акен-Брухбергская единица также попадает на территорию ГДР лишь своим северо-восточным окончанием. Подошву Акен-Брухбергской кварцитовой гряды ( $E_1$ ) образуют глинистые и кремнистые сланцы верхнего девона. Во франском веке отложились бюдесгеймские сланцы с маломощными кельвассерскими известняками. В фамене происходило чередование накопления пестрых глинистых и кремнистых сланцев. Турне начинается пестрыми глинистыми сланцами, которые сменяются широко развитыми в Верхнем Гарце квасцовыми сланцами. Вслед за этим спокойным накоплением глинистых сланцев в визе формируются сложно построенные флишевые осадки (Meuer, 1965; Kochmann, 1968; Schwab, 1967). В Акен-Брухбергском олистостроме ( $E_2$ , Schwab, 1970) встречаются олистолиты более древних граувакк, кварцитов, кремнистых известняков, кремнистых и красноцветных сланцев. Олистостром имеет зубчатые контакты с кульмскими кремнистыми сланцами и покровными диабазами. Толщу завершают кварцитосодержащие красные и зеленые глинистые сланцы, а также достигающий мощности примерно 200 м грубозернистый камский кварцит. Он венчает хорошо выделяющуюся морфологически Акен-Брухбергскую гряду. В ГДР акен-брухбергский кварцит между Вернигероде и Ильзенбургом перекрывает крайнюю олистостром Гарца (Schwab, 1970).

#### Клаустальская единица (F)

Мульда Зезе ( $F_1$ ) выполнена в основном кремнистыми и глинистыми сланцами, граувакками и конгломератами. Над полосчатыми глинистыми сланцами франского яруса залегают ципридиновые сланцы фамена, имеющие окраски от красных до серо-зеленых, иногда известковистые. Нижний карбон начинается глинистыми

и квасцовыми сланцами, переходящими в кремнистые сланцы динанта II мощностью около 60 м. В кровле залегают кульмские глинистые сланцы и отчасти грубые граувакки верхнего визе, достигающие мощности 1000 м.

Диабазовая гряда Верхнего Гарца ( $F_2$ ) представляет собой зону шириной лишь в 1 км на границе между поднятием Западного Гарца на северо-западе и эвгеосинклинальным бассейном на юго-востоке. Эта узкая зона выделяется интенсивным диабазовым вулканизмом, длившимся от эйфельского века до визейского. Мощность осадков сокращенная, (см. рис. 11).

Разрез начинают содержащие обильные органические остатки виссенбахские слои мощностью всего 80 м. В них встречаются многочисленные дайки диабазов, а также эффузивные диабазы и ортофиры. В живетском веке преобладали излияния диабазов. Наряду с ними отмечаются маломощные глинистые и кремнистые сланцы с прослоями известняков.

Полосчатые глинистые сланцы франского яруса (бюдесгеймские сланцы) также содержат диабазы. Фамен сложен климениевыми известняками и ципридиновыми сланцами. Покровный диабаз и содержащие туфы кульмские кремнистые сланцы завершают этап вулканизма (Meischner, Schneider, 1970).

Клаустальская зона ( $F_3$ ) сложена в основном нижнекаменноугольными флишевыми породами. При значительно меняющихся мощностях они расчленяются (Mempel, 1933; Schneider, 1961; Figge, 1964; Ribbert, 1975) следующим образом (снизу вверх): а) квасцовые и кремнистые сланцы — турне-визе (I—III  $\alpha/\beta$ ); б) посидониевые сланцы (кульмские глинистые сланцы), около 50 м, — визе (III  $\alpha - \beta$ ); в) переслаивание глинистых сланцев и граувакк-визе (III  $\beta - \gamma$ ); г) кульмские граувакки, отчасти конгломератовые, около 1000 м, — визе (III  $\beta$ ) — намюр А.

По западному крылу девонской антиклинали Верхнего Гарца в квасцовых и кремнистых сланцах отмечается пачка покровных диабазов мощностью до 60 м. Кульмские глинистые сланцы иногда именуются также посидониевыми по форме *Posidonia becheri*. Кульмские граувакки делятся главным конгломератом на нижнюю и верхнюю граувакки. В верхней граувакке доказано наличие намюра А мощностью около 200 м (Figge, 1964).

### Верхнегарцкая единица (G)

Девонская антиклиналь Верхнего Гарца ( $G_1$ ) сложена породами Западно-Гарцкого поднятия и Гослар-Вольфсхагенского прогиба. В ядре Девонской антиклинали Верхнего Гарца выходит толща кальбергского песчаника (верхний эмс) мощностью более 1000 м. Основная часть разреза кальбергского песчаника представлена кварцитами и граувакковыми песчаниками, в которых в виде подчиненных прослоев встречаются известковые песчаники и сланцы. По фауне рейнского типа (преимущественно брахиоподы семейства спириферид) и своему фациальному составу эта песчано-глинистая толща представляет собой отложения мелкого моря. Специозовые слои, названные так по форме *Spirifer intermedicus (speciosus)*, являются переходными от верхнего эмса с среднему девону. Границу проводят по корбисовому пласту (остракода *Kozlowskiella corbis*), сложенному песчанистыми глинистыми сланцами.

Эйфельский ярус состоит из глинисто-мергелистых кальцеоловых сланцев (*Calceola sandalina*) с многочисленными пластами известняков и виссенбахских сланцев, достигающих в Гослар-Вольфсхагенском прогибе мощности 1000 м. Диабазы в центральной части поднятия Западного Гарца отсутствуют. Они развиты лишь на его северо-западном борту, одновременно являющемся бортом Гослар-Вольфсхагенского прогиба.

Живетский ярус сложен преимущественно известняками. Над oberheyzским известняком (8 м) располагаются светлые стрингоцефаловые известняки (15 м), которые в прогибе представлены толщей известковых узловатых сланцев (200—300 м). Франский ярус в области поднятия сложен маломощными темными кельвассерскими известняками (3—10 м) и глинистыми сланцами (2—10 м). В прогибе



песчаные и известковые полосчатые (бюдесгеймские) сланцы достигают мощности примерно 100 м.

Фамен в области поднятия слагают маломощные (10 м) цефалоподовые известняки — хейлоцерасовые и климениевые. В прогибе разновозрастные красные, серые, зеленые известковые глинистые сланцы достигают мощности 350 м (ципридиновые сланцы верхнего девона II—IV). Ципридиновые сланцы постепенно переходят в квасцовые сланцы турне. Признаков бретонских движений нет (Müller-Steffen, 1965; Schriel, Stoppel, 1965).

В окрестностях Гослара виссенбахские сланцы (эйфель) делятся на нижние полосчатые песчаниковые и глинистые сланцы (400 м) и верхние полосчатые песчаниковые и глинистые сланцы (800 м). В виде включений встречаются мощные, иногда субэффузивные, залежи диабазов.

Ибергский комплекс ( $G_2$ ), как и Эльбингеродский комплекс в Бланкенбургской единице, представляет собой особую фацию (Franke, 1973). Занимающий площадь лишь 1,5 км<sup>2</sup>; рифовый комплекс образован насыщенными окаменелостями, живетскими и франскими рифовыми известняками (Eichenberg, Schneider, 1962), которые, как атолл, росли на вулканическом доколе. Их мощность определяется в 600 м. Рост рифа прекратился в конце франского века из-за прекращения погружения. В фамене и турне в мелководном бассейне на поверхности рифа лишь местами отлагались осадки. Мелководные известняки визе (II и IIIa) подтверждают продолжавшееся существование рифового поднятия, которое лишь в течение динанта III $\beta$  было вовлечено в накопление обломочных пород в смежных районах. В районе Иберга среди кульмских пород залегает эрдабахский известняк (до 5 м), занимающий промежуточное положение между гониатитовыми и коралловыми известняками (динант II  $\beta/\gamma$ ).

### Палеогеографическое развитие

Областью накопления палеозойских пород Гарца была юго-восточная часть Реногерцинского трога, юго-восточный край которого находился в области Среднегерманской кристаллической зоны (см. рис. 1). Заложившаяся в докембрии кристаллическая зона от кембрия до силура выступала как стабильная связующая область между уже начавшим сильнее опускаться Саксотюрингским трогом на юго-востоке и еще не дифференцированным Реногерцинским трогом на северо-западе. Кембрий, вскрытый в районе Галле бурением выше кристаллических пород, обнаружить в Гарце еще не удалось. Ордовик Випрской единицы стратиграфически соответствует грифельным сланцам Саксотюрингского трога, которые отличаются высоким содержанием углистого вещества и пирита. К северо-западу возрастает число песчаных прослоев. Наконец, в Гарце господствует литоральная фация мелководного моря. Залегавшие в Тюрингии в кровле глинистые сланцы с галькой (так называемые кожаные сланцы) в Гарце до сих пор не описаны, однако в серии 3 Випрской единицы автор встретил в песчаных глинистых сланцах гальку глинистых сланцев. Это указывает на повышенную мобильность коры в Гарце в конце ордовика.

Силурийские отложения Гарца в виде олистолитов поступили из области Среднегерманской кристаллической зоны. Их облик свидетельствует об относительно приподнятом положении этой зоны в силуре. По сравнению с силурийскими отложениями Саксотюрингского прогиба граптолитовые сланцы более песчаные и менее углистые. Кремнистые сланцы и кремнистые фосфоритовые конкреции в Гарце отсутствуют. Их образование начинается лишь в раннем девоне (желваковые кремнистые сланцы). Вместо развитых в Тюрингии глинистых пиритсодержащих известняков (оккерские известняки) мощностью 10—20 м в Гарце известны лишь маломощные линзы и прослои темно-серых глинистых известняков. Находки *Scyphocrinus* подтверждают наличие в Гарце группы оккерских известняков (буднянский ярус). Самые молодые граптолиты относятся к зоне *Monograptus transgrediens transgrediens* (Maronde, 1968), которая переходит в так называемые верхние граптолитовые сланцы Тюрингии (Лохков) (Reichstein, Schmidt, 1968, S. 48—49).

Девонские отложения в Гарце развиты как в мелководно-морских, так и в герцинских фациях открытого моря. Реногерцинский трог обнаруживает с этого времени отличные от Тюрингского трога собственные палеогеографические черты. Среднегерманская кристаллическая зона (Среднегерманское поднятие, по Brinkmann, 1948) образует отчетливое поднятие между обоими трогами. В районе Гарца Реногерцинский трог расчленился на части поднятиями Верхнего и Среднего Гарца. Северо-западнее Среднегарцкого поднятия находилась область главного развития рейнских фаций с песчаниками и известковыми граувакками, богатая брахиоподовой и коралловой фауной. Снос обломочного материала шел с расположенного на севере континента. На юго-востоке Среднегарцкого поднятия в его пределах находилась область главного развития герцинских фаций с характерными для них герцинскими известняками. По К. Руххольцу (Ruchholz, 1964), образование герцинских известняков характеризовалось циклической седиментацией, при которой эпохи преимущественно карбонатного осадконакопления сменялись привнесом обломочного материала. Фация герцинских известняков простирается от фации, образовавшейся в более глубоких частях моря (волокнистые микритовые илистые известняки с головоногими, конодонтами и фораминиферами, слоистые и узловатые известняки со стилиолинами, брахиоподами и трилобитами — факонидами и харпидами) до фации, образованной в более мелких частях моря (органогенно-детритовые, зернистые и шпатовидные спаритовые известняки с криноидеями, трилобитами и брахиоподами). Для фации мелкого моря характерны явления переработки (поверхности поднятий, внутрислоевые брекчии). Переход от неритовых к гемипелагическим условиям отражают мелкокристаллические до плотных стилиолиновые известняки. Поскольку в случае с герцинскими известняками речь идет исключительно об олистолитах, локализация первичных областей невозможна. Не исключена связь герцинских известняков с северным флангом Среднегерманского поднятия.

К началу среднего девона рейнская фация окончательно сместилась из района Гарца (кальцеоловый сланец) на север. Образовался глубокий бассейн, разделенный поднятием Верхнего Гарца, в котором в сероводородной среде отлагались герцинские виссенбахские сланцы. В Девонской антиклинали Верхнего Гарца эти глинистые сланцы заключают сингенетично-осадочное месторождение сульфидных руд цветных металлов Раммельсберг у Гослара. По бортам поднятия Верхнего Гарца и в области поднятия Среднего Гарца имели место интенсивные подводные излияния диабазов. Вулканизм продолжился здесь извержениями кератофиров и шальштейнов в живетском веке. На возникших благодаря вулканизму отмелях началось образование мощных рифовых комплексов (стрингоцефаловые известняки), которые в кровле переходят в рифовые известняки адорфского яруса (ибергский известняк). С кератофировым вулканизмом связаны осадочно-эксталяционные гематитовые руды (ландильского типа оруденения) Эльбингеродского комплекса.

В краевых частях рифов в живетском веке и в позднем девоне отлагались известковые сланцы и битуминозные известняки в фации флинца (Stoppel, Zscheke, 1971). Во франском веке это развитие было прервано широко распространившимся накоплением кремнистых сланцев. На поднятых участках отлагались цефалоподовые известняки неогерцинского комплекса, а в бассейнах — пестрые сланцы. Их красноцветную окраску связывают со сносом с континента древнего красного песчаника (Schriel, Stoppel, 1961). М. Рейхштейн (Reichstein, 1964) увязывает ее с гематитовым оруденением Эльбингеродского комплекса. В позднем девоне наступила миогеосинклиальная стадия. Однако она не началась одновременно в Гарце, что лучше всего видно по развитию флиша. Выделяются три различающихся во времени и пространстве граувакковых (флишевых) комплекса: а) южногарцко-зельская граувакка в Южном Гарце (фамен); б) таннская граувакка (верхи верхнего девона до динанта III а); в) кульмские граувакки в Среднем и Верхнем Гарце (динант II — намюр).

Уже Ф. Дальгрюн (Dahlgrün, 1928) обратил внимание на это перемещение накопления граувакк на северо-запад. По М. Рейхштейну (Reichstein, 1965), граувакки при перемещении на северо-запад иногда опережают накопление кремнистых и глинистых сланцев (рис. 8,9). Перед началом осадения граувакк в тогдашней области

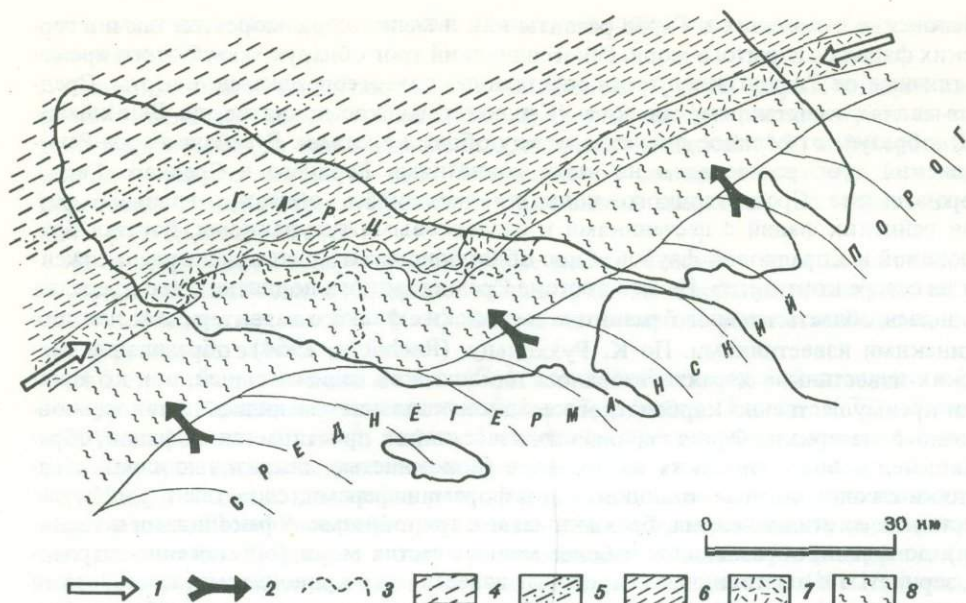


Рис. 8. Палеогеографическая карта для среднего динанта Гарца

1 — направление переноса таннской граувакки; 2 — направление перемещения харцгеродского олистострома; 3 — граница Южного Гарца и Зельской мульды; 4 — пелагический флиш (кремнистые сланцы); 5 — песчаные прослои в пелагическом флише (кварциты); 6 — пелитовый флиш (кульмские глинистые сланцы); 7 — песчаный флиш (таннская граувакка); 8 — отложения мутьевых потоков (олистостромы)

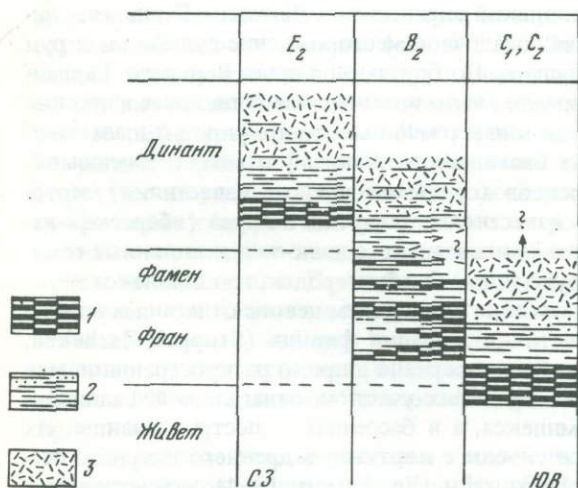


Рис. 9. Схема перемещения флишевых прогибов Гарца

1 — кремнистые сланцы; 2 — пелиты (глинистые сланцы); 3 — граувакки  
 $C_1, C_2$  — Южно-Гарцкая и Зельская мульды;  $B_2$  — Таннская гряда;  $E_2$  — Эльбингеродский комплекс

седиментации прекратились излияния диабазовых лав. Перенос материала граувакк происходил в параллельных побережью мутьевых потоках, материал в которые поступал от размыва пород Среднегерманского поднятия вплоть до его кристаллического фундамента. Еще до образования таннских граувакк или одновременно с их отложением со склонов Среднегерманского поднятия скатывались мутьевые потоки и, как олистостромы, заполняли Нижнегарцкий трог, на северо-западном борту которого происходила седиментация таннских граувакк (см. рис. 8).

В фамене олистостромов еще нет. Непосредственно по северному краю Среднегерманского поднятия флишевый прогиб примыкал к грубopесчаным до мелко-

конгломератовых грауваккам Южного Гарца — Зельке (см. рис. 7). К северу располагался бассейн пестрых сланцев. В динанте флишевый прогиб расчленился на ряд фациальных зон, простиравшихся параллельно Среднегерманскому поднятию (см. рис. 8). Они разграничены не слишком четко, так что фациальные единицы имеют зубчатые границы как по латерали, так и по вертикали. Внутритроговые поднятия, например поднятие Среднего Гарца, представляли собой аналогичные фациальные зоны.

Особую фацию образуют кварцитовые песчаники, которые в отличие от граувакк выделяются своей хорошей сортировкой и зрелостью осадков. Их генезис еще обсуждается. Особенно спорно палеогеографическое значение акен-брухбергских кварцитов (Schwan, 1967; Puttrich, Schwab, 1974; Burchardt, 1974). Возможно, дело касается отложений, напоминающих образования косы, в пределах которой накапливались или граувакки, или продукты выветривания гранитов расположенного севернее континента.

### ИНИЦИАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В ГАРЦЕ

Инициальный магматизм в Гарце начался в силуре туфами кварцевых кератофиров. Точное указание возраста и происхождения туфов невозможно (Норре, 1967), поскольку туфы кератофиров содержатся в глинистых сланцах, которые являются крупными олистолитами харцгеродского олистострома. Кератофировые туфы известны также в нижнедевонских отложениях. Туфы, отмечающиеся в кальбергском песчанике Верхнего Гарца, являются автохтонными. Кератофировый вулканизм продолжался вплоть до раннего эйфеля. Его продукты (пластовые и линзовидные маломощные залежи обломочных и пепловых туфов) в среднем девоне встречаются прежде всего в иссенбахских сланцах. Первый кульминационный момент инициального магматизма имел место как раз во время накопления виссенбахских сланцев, в эйфеле. На значительных площадях образовались весьма мощные диабазы и спилиты (рис. 10, 11). Спилиты — мелкозернистые до грубозернистых — имеют облик шаровых лав. Их главными компонентами являются лабрадор, битовнит, моноклиновый авгит, ильменит. Хлорит и роговая обманка большей частью являются продуктами разложения авгита. Продукты разложения представляют собой также эпидот, альбит, цоизит, лейкоксен и титанит.

В Эльбингеродском комплексе в позднеэйфельское—раннеживетское время образовалась толща шальштейнов мощностью 400 м. По Д. Мукке (Mucke, 1973), толща шальштейнов представлена переслаиванием кератофиров, спилитов и их вулканокластических и вулканохимических дериватов. Вулканогенно-осадочные образования почти полностью подавили детритово-обломочную седиментацию. Наименование "шальштейн" не является названием какой-то определенной породы. Под этим названием понимают пирокластические породы с сильно меняющейся размерностью зерна, с неровносланцеватой отдельностью, состоящие из компонентов основного состава. Афанитовые спилиты, большей частью черно-зеленого цвета, представлены в виде сливных покровных или подушечных лав. Они формировались как кластолавы (с включением более древних спилитов), как агломератовые лавы (с включениями кератофиров) или как лавы с ксенолитами (включения глинистых сланцев, известняков, вулканобломочных пород или железных руд). Кератофиры часто брекчированы. Шальштейновая толща расчленяется на нижнюю и среднюю спилитовые и верхнюю кератофировую группы.

В позднеживетское время появились диабазы и туфы верхних штигских слоев и Випрской единицы. В то время как плотные диабазы и туфы штигских слоев петрографически изучены еще недостаточно, "зеленые сланцы" Випры описаны детально (Franzke, 1969). В строении зеленосланцевой толщи участвуют эпизонально метаморфизованные зернистые диабазы, плотные диабазы, полевошпатово-порфиоровые диабазы, туфы, туффиты, пелиты (филлиты). Зеленые сланцы представлены празиновой фацией (альбит, эпидот, роговая обманка). Породы зеленосланцевой тол-

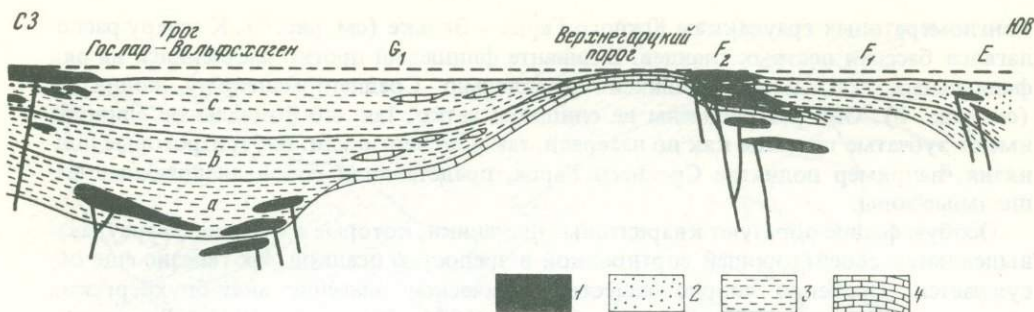


Рис. 11. Схематический разрез, иллюстрирующий распространение пород девона и нижнего карбона в Верхнем Гарце (Früh, 1960)

1 - инициальные магматические породы (живетский ярус, динант); 2 - песчаники (динант); 3 - пелиты (эйфельский, франский, фаменский ярусы, динант); 4 - известняки (живетские - франские).

a - эйфельский - живетский ярусы; b - франский ярус; c - фаменский ярус; остальные буквенные обозначения см. в табл. 1

щи Випрской единицы автохтонны. Диабазовая толща штигских слоев относится к Южногарцко-Зелькскому покрову. Зеленые сланцы этой единицы рассматриваются иногда как диафориты (Fischer, 1929). Считается, что диабазы штигских слоев, как и диабазы Випрской единицы, образовались на северо-западном борту Среднегерманского поднятия и позднее были вовлечены в перемещение тектонических покровов.

После живетского века в Гарце наступил перерыв в вулканизме, прекратившийся после излияний в виде "покровных" диабазов. Покровный диабаз (наименование позаимствовано из области Рейнских сланцевых гор, где оно означает "завершающий" или "самый молодой" диабаз) в диабазовой гряде Верхнего Гарца, в Акен-Брухбергской единице и в Эльбингеродском комплексе датируется как визейский. По Д. Мукке (Mucke, 1973), в Эльбингеродском комплексе породы представлены кристаллокластическими туфами (включения в кульмских кремнистых и глинистых сланцах) и туффитовыми породами вулканогенно-химического происхождения. По минералогическому составу (андезин, биотит, кварц) это фенорио-дацитовые и фенолатит-андезитовые туфы, возникшие из измененных благодаря анатексису диабазовых магм. Развита также породы вулканогенно-химического происхождения. Покровные диабазы Верхнего Гарца относятся преимущественно к грубозернистым разновидностям. Они образовались в динанте I-II (Meischner, Schneider, 1967). В Нижнем Гарце стратиграфическое положение покровных диабазов еще не установлено, однако кажется, что и здесь они пользуются широким распространением (см. рис. 10). Так, к покровному диабазу (Schwab, 1970) относятся многочисленные грубозернистые диабазы в харцгеродском олистостроме, залегающие там как олистолиты, либо как пластовые жилы и круто падающие жилы с контактами, направленными в сторону вмещающей олистостром массы. Покровный диабазовый вулканизм Гарца, как и Рейнских сланцевых гор, отличается двумя фазами, с кислыми и основными компонентами (Pilger, 1951). Извержением покровного диабаза заканчивается инициальный магматизм в вариссийской геосинклинали.

Характер распространения инициальных образований в Гарце (см. рис. 10), с учетом палеотектонических соотношений, позволяет установить, что главные центры извержения инициальных магматических пород находились по бортам поднятий (Западный Гарц, поднятия Среднего Гарца и Среднегерманское). Д. Мукке (Mucke, 1973) придерживается того мнения, что трещины для подъема расплавов чаще возникали в зонах пересечения трещин растяжения северо-восточного простирания и меридионально ориентированных тектонических зон (зон линейментов; Mohr, 1969). Трещины, по которым происходили извержения, могли закладываться в вариссийском северо-восточном направлении. Обращает на себя внимание перемещение инициального магматизма в интервале от эйфельского до франского веков,

направленное с северо-запада на юго-восток. После перерыва в извержениях в фамене излияния вновь сместились на северо-запад.

Инициальные магматические породы Гарца относятся (Mucke, 1973) к двум различным магматическим формациям: спилит-диабаз-габбровой и кератофир-микросиенитовой. Породы спилит-диабаз-габбровой формации возникли из базальтовых исходных магм подкорового происхождения. Они раскристаллизовывались в виде диабазов (или микрогаббро, следуя современной терминологии) в пластовых и круто падающих жилах с зернистой центральной частью и плотными спилито-диабазовыми приконтактовыми зальбандами. Излившиеся аналоги диабазов застыли в виде спилитов в связанных между собой покровах или в виде подушечных лав. Нередки спилитовые вулканокластические породы. К ним относятся щальштейны с раковистым изломом.

Породы кератофир-микросиенитовой формации представляют щелочные магмы. Микросиениты круто падающих и пластовых жил характеризуются беспорядочно-зернистым сростанием щелочных полевых шпатов со щелочным пироксеном, щелочным амфиболом, хлоритом, стильпномеланом и титаномагнетитом. Их эффузивные эквиваленты — кератофиры иногда содержат кварц (кварцевые кератофиры). Кератофирная брекчия и глыбовые агломераты образовались под влиянием охлаждения морской водой.

Химизм инициальных образований Эльбингеродского комплекса описан Д. Мукке (Mucke, 1973) и В. Крамером и Д. Мукке (Kramer, Mucke, 1973).

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ВО ФЛИШЕВУЮ СТАДИЮ

Особенности геодинамического развития Гарца определяются положением Рейнского прогиба во внешней зоне средневропейской варисцийской геосинклинали. Геосинклинальные условия господствовали вплоть до позднего девона. Затем в фамене в Нижнем Гарце наступила флишевая стадия. Она началась на северном склоне Среднегерманского поднятия с заложения типичного флишевого прогиба и формирования проксимальных и дистальных фаций в области мобильного шельфа (Meischner, 1971). Мощные воздымания привели к размытию чехла поднятия на большую глубину. По глубоко проникавшим разломам на склонах поднятия изверглись основные расплавы (диабазы). Такое развитие продолжалось и в раннем карбоне, при постоянном смещении фациальных зон к северо-западу. Наряду с отложением граувакк возникли могучие грязевые потоки, которые привели к образованию исключительно мощных олистостромов и гравитационных покровов.

### Формирование, распространение и геотектоническая позиция олистостромов

М. Рейхштейн (Reichstein, 1965) обнаружил олистостромы в Гарце в результате детальных стратиграфических и литологических исследований. Микропалеонтологический анализ (конодонты, остракоды) позволяет установить стратиграфическую датировку многочисленных линзовидных залежей известняков, кремнистых сланцев и светлых глинистых сланцев. Этот анализ, проводившийся прежде всего учениками М. Рейхштейна (Галле) и К. Руххольца (Грейфсвальд), все снова и снова подтверждал, что тектонически сильно деформированные силурийские, девонские и иногда даже нижнекаменноугольные тела пород часто находятся в аллохтонном залегании в основной массе нижнекаменноугольных образований алевроито-глинистого, песчаного состава. Эти олистолиты рассматривались ранее как тектонические линзы раздавливания, как будины или как чешуи. С тех пор олистостромы пройдены многими скважинами, так что получено много данных об их распространении и мощностях (рис. 12, 13). Олистостромы широко развиты в Харцгеродской зоне ( $B_1$ ), в районах Бланкенбургской единицы, расположенных юго-восточнее ( $D_3$ ), юго-западнее ( $D_5$ ) и севернее ( $D_4$ ) Эльбингеродского комплекса (см. рис. 12). Опираясь на эти выходы, М. Шваб (Schwab, 1970) выделил четыре олистострома,

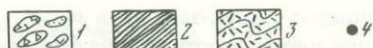
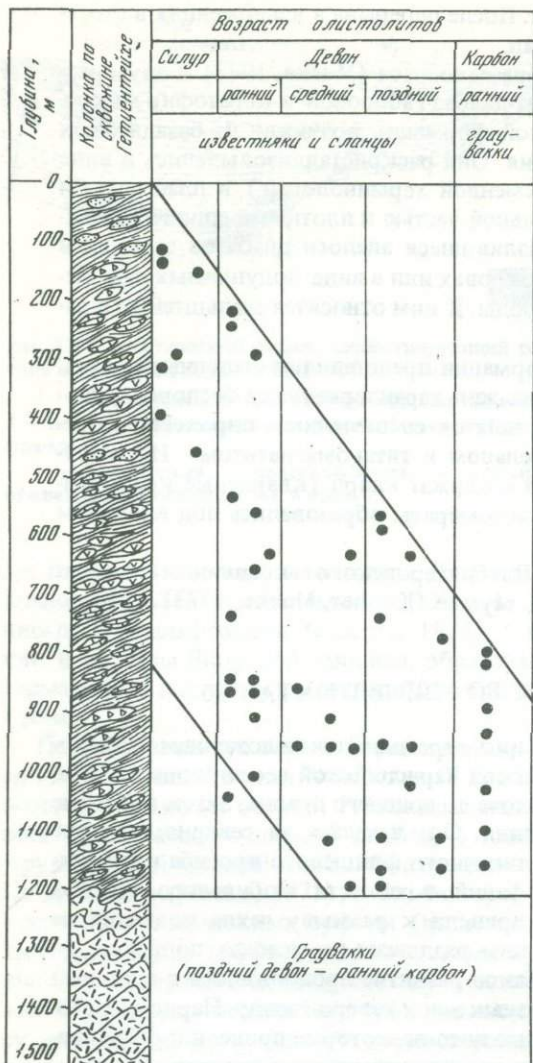


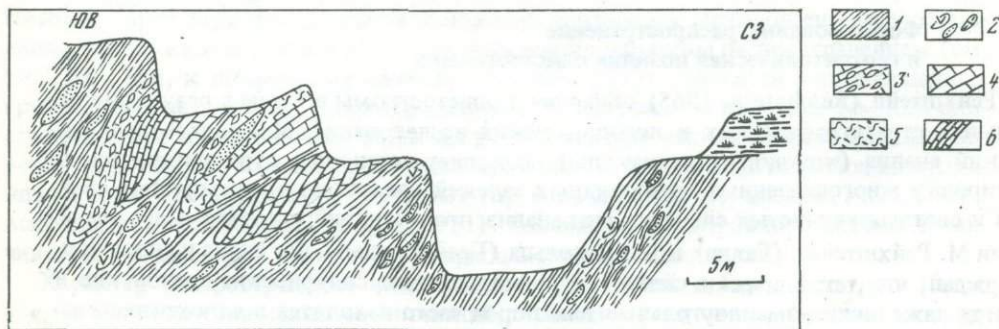
Рис. 13. Возраст олистолитов Харцгеродского олистострома, вскрытых скважиной Гётценштейне (Lutzens, 1972)

1 — олистолиты (известняки, кварциты, граувакки, глинистые и кремнистые сланцы, диабазы); 2 — пелитовая основная масса (расланцованная); 3 — флишевая граувакка; 4 — палеонтологические определения по конодонтам и остракодам

Олистостром (ранний карбон)

Рис. 14. Карта выхода Харцгеродского олистострома у плотины близ Гюнтерсберга в Гарце. В олистолитах преобладают герцинские известняки (Reichstein, 1962)

1 — вмещающая олистостром масса (глинистые сланцы динанта); 2 — олистолиты: диабазы, кварциты, известняки; 3 — известковая масса, вмещающая олистостром; 4 — среднедевонские известняки; 5 — верхне-среднедевонские известняки; 6 — нижнедевонские известняки



названные им Харцгеродским олистостромом долины Боде, краевым Гарцким и Хюттенродским. Эти четыре олистострома следует понимать как отложения грязевых потоков, распространившихся от различных областей сноса и возникших в раннем карбоне. Строгой возрастной датировки пока нет, и для установления ее интервала во времени требуются дальнейшие детальные съемки. Поскольку самыми молодыми олистолитами являются известняки нижнего карбона I/II, заключающие их олистостромы соответственно могли возникнуть лишь после образования этих известняков. Исходя из наличия в олистолитах граувакк, Г. Лутценс

(Lutzens, 1972) относит олистостромы к самому концу раннего карбона или к намюру. По М. Швабу (Schwab, 1970), олистостромы образовывались перед и одновременно с главным поступлением материала граувакк в раннем карбоне II—III (см. рис. 4). Харцгеродский олистостром содержит в качестве олистолитов породы сланцевой оболочки Среднегерманского поднятия и в подчиненных количествах также продукты размыва поднятия, заложившегося в пределах современного Нижнего Гарца (Нижнегарцкое поднятие; Lütke, 1973). Типичными олистостромами являются силурийские глинистые сланцы и герцинские известняки нижнего девона — нижнего карбона (рис. 14). В олистостроме долины Боды развиты продукты размыва Среднегарцкого поднятия: известняки флинца, кератофиры, шальштейны, кварциты. В Хюттенродском олистостроме прибавляются продукты размыва Эльбингеродского комплекса: известняки и сланцы чехла поднятия, массивный известняк и железная руда (рис. 15, 16). В краевом Гарцком олистостроме преобладают герцинские известняки. Во всех олистостромах офиолиты, метаморфические породы и гранитоиды в виде олистолитов не встречаются.

Главное направление переноса грязевыми потоками совпадало с долготным простираем развивавшегося орогена. Однако поступления материала происходили также с севера и с юга (см. рис. 8). С помощью скважин получены надежные данные о мощности Харцгеродского олистострома (1200 м; Lutzens, 1972) и Хюттенродского олистострома (1000 м). Олистолиты достигают громадных размеров. Известны янзы известняков диаметром в несколько сот метров и мощностью до 80 м (герцинские известняки). Другие мегаолистолиты образовались как глыбы или покровы оползания. К ним относятся виссенбахские сланцы и диабазы по северному краю Эльбингеродского комплекса (Lutzens, 1972); происходящие из кровли Броккенского плутона (Burchardt, 1974; Krebs, Wachendorf, 1974), и занимающие в восточной части Харцгеродской зоны большие площади (при сравнительно малых мощностях) глинистые и кремнистые сланцы "восточногарцкого силура" (см. рис. 12). Вследствие сильной тектонической переработки долгое время существовало мнение, что в силурийских толщах сохранена ненарушенная стратиграфическая последовательность. Однако и здесь обнаружилось смешение различных по возрасту пород. Многочисленные выходы диабазов также оказались олистолитами. Наблюдаются некоторые контакты этих диабазов, в том числе с олистостромовой вмещающей массой. Автор полагает, что имеются как настоящие олистолиты, образованные более древними диабазами, так и наряду с ними более молодые, т.е. нижнекаменноугольные диабазы, которые внедрились в грязевые потоки во время олистостромообразования. Такое положение нижнекаменноугольных диабазов в Харцгеродском олистостроме оспаривается Г. Лутценсом (Lutzens, 1973).

В Верхнем Гарце, по данным геологов ФРГ, отсутствуют типичные для Нижнего Гарца олистостромы. На Западно-Гарцком поднятии описаны локальные межформационные оползневые массы (Stoppel, Zscheke, 1963, 1971). В основании Акен-Брухбергской кварцевой гряды (Е<sub>1</sub>) М. Шваб (Lutzens, Schwab, 1972; см. рис. 12) предполагает наличие олистострома небольшого протяжения (Е<sub>2</sub>). Основой для такого предположения служат детальные геологические карты, а также описания выходов (Schwan, 1950; Meyer, 1965; Kochmann, 1968). Однако это предположение некоторые исследователи отклоняют (Krebs, Wachendorf, 1974).

Образование олистостромов, определявшееся подводным рельефом, вещественными особенностями пелитового материала (Charman, 1974) и гравитационными силами, происходило во флишевую стадию под влиянием продвигавшегося к северо-западу фронта складчатости (Wunderlich, 1965). Связь грязевых потоков с активным еще диабазовым вулканизмом и начавшееся после него накопление граувакк (Krebs, 1968) дали основание М. Швабу (Schwab, 1970, 1974) полагать, что образование олистостромов произошло до поступления основной массы грауваккового материала в прогибы, перемещавшиеся вместе с фронтом складчатости к северу-западу. В противоположность этой точке зрения Г. Лутценс (Lutzens, 1972, 1973) отстаивал представление о том, что олистостромы образовались после накопления граувакк (ср.: Schwan, 1974; Krebs, Wachendorf, 1974). Полевые наблюдения дают основание и для той и для другой трактовки. Данные глубокого бурения

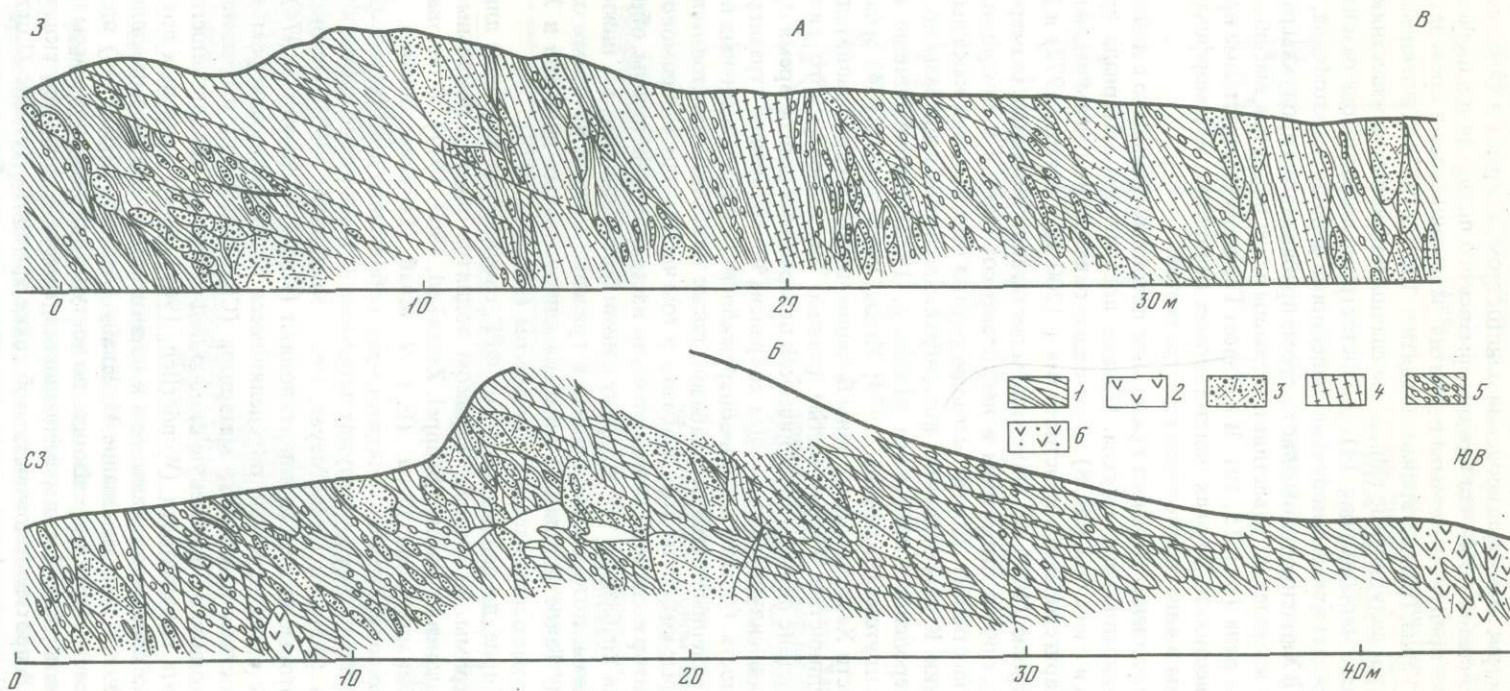


Рис. 15. Схема выхода Хюттенродского олистострома у Кёнигсхютте в Гарце

1 — вмещающая олистостром масса (глинистые сланцы динанта); 2–5 — олистолиты девона: 2 — диабаз, 3 — кварцит, 4 — кремнистый сланец, 5 — известняки, кварциты; 6 — интрузивный диабаз

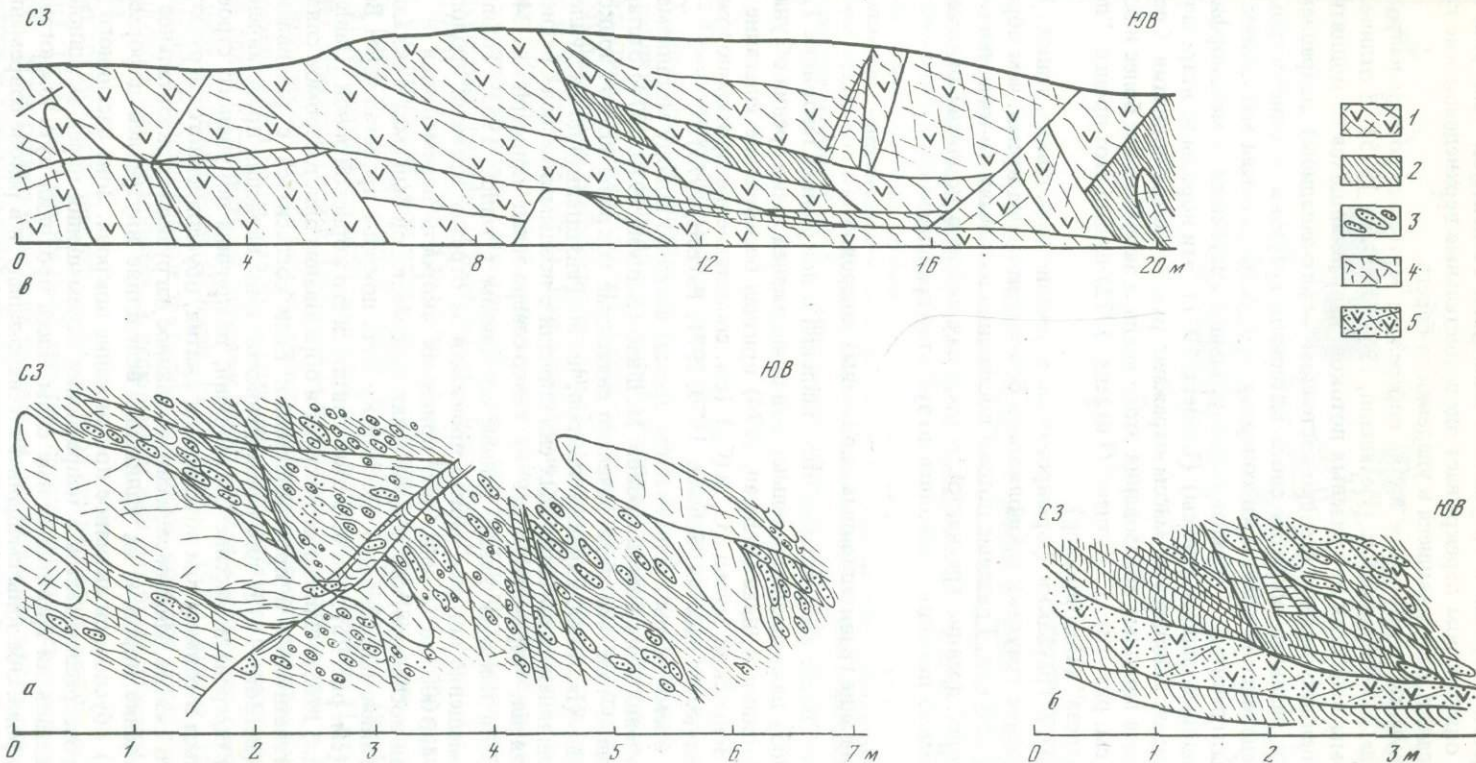


Рис. 16. Зарисовки обнажений в переходной области между Харцгеродским олистостромом в подошве (а, б) и Южно-Гарцким покровом в кровле (в). Юго-западный склон г. Хюттен близ Хассельфельде в Гарце

1 – диабаз и диабазовый туф штигских слоев (фамен); 2 – вмещающая олистостром масса (глинистые сланцы динанта); 3–5 – олистолиты: 3 – кварцит, 4 – граувакка, 5 – диабаз

говорят в пользу представлений Г. Лутценса, если считать, что вскрываемые в основании олистостромов граувакки не относятся к более древним циклам (как показано на рис. 9). Именно это можно предполагать, основываясь на содержании фракции тяжелых минералов в граувакках скважины Гётцентейхе (см. рис. 13). Харцгеродский олистостром перекрывает здесь дистальные верхнедевонские граувакки, т.е. граувакки, отложившиеся в удалении от берега.

Материал граувакк переносился вдоль побережья; мутьевые потоки направлялись с юго-запада на северо-восток (Plessmann, 1961; Ribbert, 1975). В отличие от них олистостромы возникли из грязевых потоков, направлявшихся от поднятий в прогибы в перпендикулярном (северо-восточном — юго-западном) направлении. Так объясняется различие областей сноса материала граувакк и олистостромов. Поэтому верхнедевонские граувакки содержат продукты размыва магматических пород (риолиты, граниты), а нижнекаменноугольные граувакки — метаморфических пород (сланцы, гнейсы) (Lindert, 1971). Эти породы не встречаются в виде олистолитов. Оползневые массы отражают размыв чехла поднятия. Сперва размывались более молодые образования этого чехла, а затем его все более и более древние части (см. рис. 13). Г. Лутценс (Lutzens, 1972) назвал этот процесс "перевертыванием разреза" (Umstapelung).

Олистостромы и граувакки формировались в течение нескольких этапов. Как правило, накопление граувакк продолжалось более длительное время, чем образование грязевых потоков. Грязевые потоки постепенно включали (в качестве олистолитов) все более древние граувакки. В пределах склонов поднятий отложения мутьевых и грязевых потоков смыкались по зубчатой границе.

#### Образование гравитационных оползневых покровов

Через девять лет после возрождения представлений о покровной тектонике Гарца (Reichstein, 1965) даже последовательнейший приверженец точки зрения об унаследованности тектоники В. Шван (Schwan, 1974) признал бескорневое залегание Южно-Гарцкой и Зельской мульд ( $C_1$  и  $C_2$ ) (см. сопоставление противоположных воззрений в следующих работах: Schwan, 1970, 1971; Patzelt, 1973).

В настоящее время споры продолжают прежде всего по поводу механизма переноса и направления движения покровов. М. Шваб (Schwab, 1970, 1974) отстаивает представление о том, что первоначально связанные покровы Южно-Гарцкой и Зельской мульд (Восточно-Гарцкий покров, по М. Рейхштейну) до наступления сжатия и под влиянием гравитационных сил сползли с воздымавшегося Среднегерманского поднятия, переместившись на север-северо-запад примерно на 24 км (рис. 17, 18). Если взять за основу данные по Альпам (Trümpy, 1955; Tollmann, 1974), то перемещение покрова могло произойти за отрезок времени продолжительностью от 400 000 до 2 млн. лет, принимая скорость перемещения в 10–50 мм/год. Лишь после того, как покров занял свое место, он был смят в складки и испытал внутреннюю деформацию. Поскольку путь покрова пролегал через Випрскую единицу (см. рис. 25), она не может считаться его корневой зоной (Dahlgrün, 1933; Reichstein, 1965). Оползание покрова и образование олистостромов связаны между собой генетически и пространственно. Если согласиться с развиваемым Г. Бреддином (Breddin, 1973) для реноарденнской зоны варисцид представлением о перемещении покрова в массиве Стабло-Венн, то причина покровного строения будет заключаться в совместном воздействии сжатия, обусловленного нагрузкой, и тангенциального сжатия. Иными словами, вызванное нагрузкой горизонтальное гравитационное течение пород и их удлинение вследствие внутренней деформации (сланцеватость) обусловили активное продвижение покрова. Зона пассивного продвижения покрова располагалась в направлении перемещения перед активной зоной. В ней действовали гравитационные силы, здесь проходил путь Южногарцко-Зельского покрова. Обе зоны смещались к северо-западу, и в районе современного Гарца пассивная зона перемещения покрова была подавлена активной зоной, а олистостромы и покровные глыбы были смяты в складки совместно с автохтонным основанием.

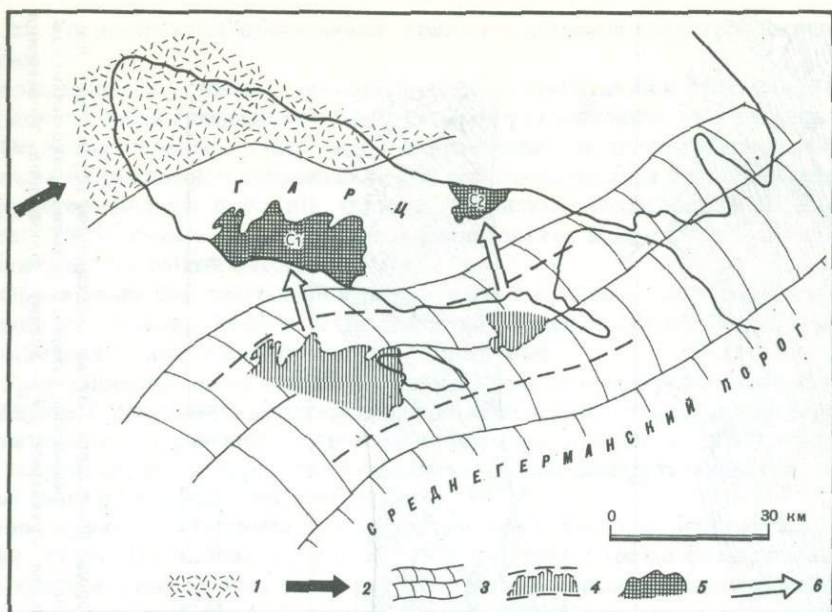


Рис. 17. Источник материала пород Южногарцко-Зельской единицы. Контуры карты соответствуют современному положению структур

1 — кульмская граувакка (динант — намюр); 2 — направления грязевых потоков; 3 — область воздымания Среднегерманского поднятия; 4 — предполагаемая первоначальная позиция пород Южногарцко-Зельской единицы; 5 — современное положение Южно-Гарцкой мульды (С<sub>1</sub>) и Зельской мульды (С<sub>2</sub>); 6 — направление движения покровов (перемещение примерно на 24 км)

Разрез Южногарцко-Зельской единицы (С) располагается в бескорневом залегании на Харцгеродском олистостроме (см. рис. 18). В его основании отмечается сильная напряженность надвинутых пород. Напряжение, доходящее до милонитизации и катаклаза, не может считаться филлонитизацией в смысле диафореза (Fischer, 1929), поскольку слабый эпизональный метаморфизм пород постепенно возрастает к югу (Franzke, 1969). Уже надвинутые образования впервые были охвачены метаморфизмом в ходе складчатости. Штигские слои и связанные с ними диабазы и туфы слагают самые нижние части покрова. Они залегают полого, характеризуясь при этом чешуйчатым строением (Wachendorf, 1966; Kneidl, Wild, 1969; Gräber, 1971; Bremer, 1972) (см. рис. 16). В то время как М. Шваб (Schwab, 1970) исходил из допущения, что штигские слои надвигались, сохраняя более или менее ненарушенную цельность (Schriel, 1933; Damm, 1960), В. Кребс и Г. Вахендорф (Krebs, Wachendorf, 1974) рассматривают штигские слои как меланж. Г. Лутценс (Lutzens, 1975) причисляет штигские слои в фациальном и генетическом отношении к Харцгеродскому олистострому. Диабазы и кремнистые сланцы рассматриваются им как полого залегающие олистолиты, над которыми еще располагаются находящиеся в ненарушенной связи с глинистыми сланцами южногарцкие и зельские граувакки. По мнению ряда исследователей (Schwab, 1970; Gräber, 1971; Bremer, 1972), граувакки слагают самостоятельные тектонические этажи, которые после гравитационного оползания при тектонической деформации еще раз были сорваны со своего основания.

Следует согласиться с тем, что штигские слои при передвижении покрова (Krebs, Wachendorf, 1974) по пологим поверхностям перемещения превратились в меланж (Hsü, 1968). Южногарцко-зельские граувакки, достигающие мощности в несколько сот метров и гравитационным путем перемещающиеся в форме блоков под воздействием нагрузки, были интенсивно раздроблены. При этом, однако, первоначальная стратиграфическая последовательность сохранилась. Это отличает штигские

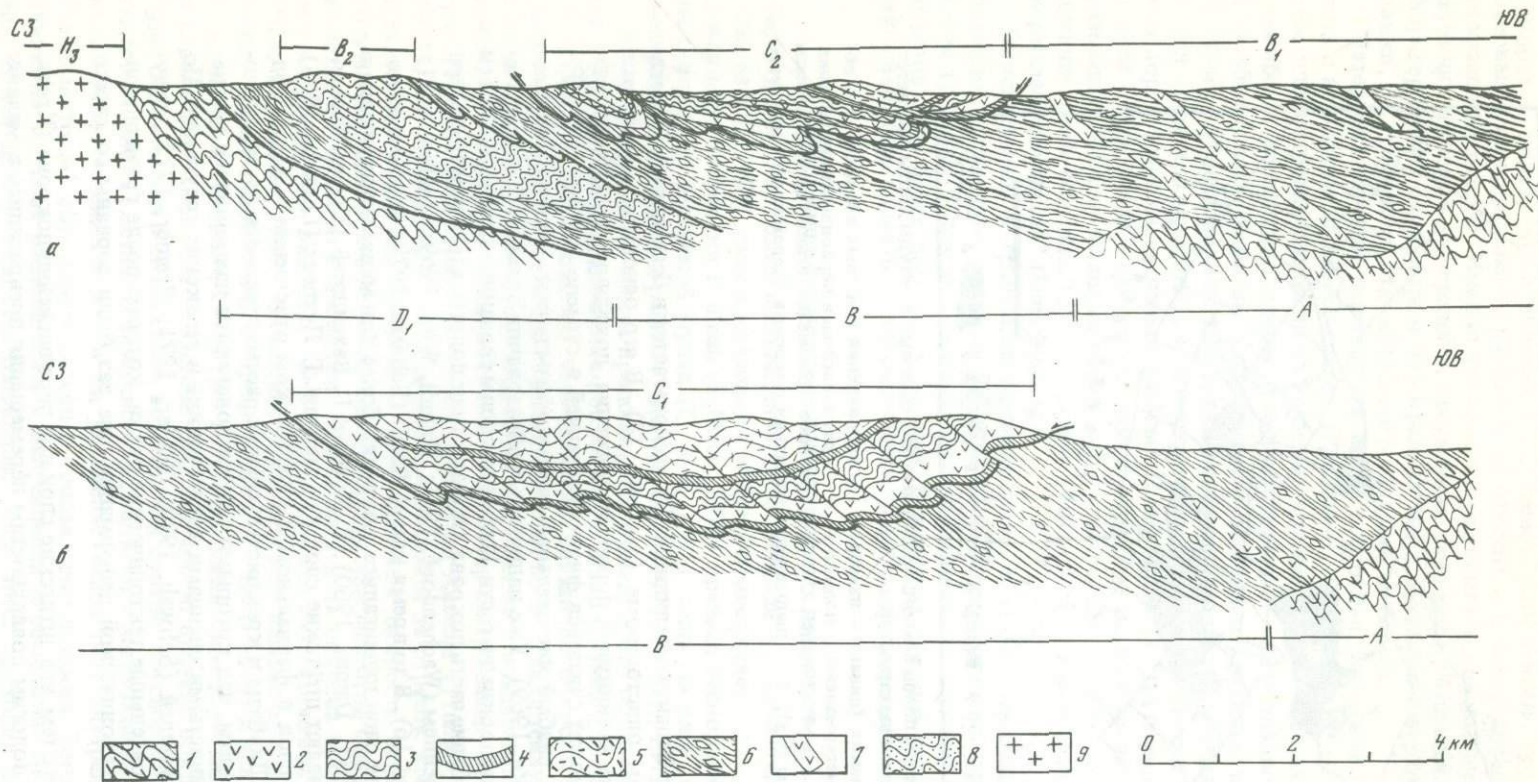


Рис. 18. Геологические разрезы через Южногарцко-Зельскую единицу

*a* – муфта Зельке; *б* – Южно-Гарцкая муфта

1 – глинистые сланцы Бланкенбургской единицы (средний–верхний девон); 2–5 – породы Южногарцко-Зельской единицы (франский – фаменский ярусы): 2 – диабазы и диабазовые туфы, 3 – глинистые сланцы (штигские слои), 4 – кремнистые сланцы, 5 – южногарцко-зельская граувакка; 6 – Харцгеродский олистостром (диянт); 7 – диабаз (диянт); 8 – таниская граувакка; 9 – гранит. Буквенные обозначения см. в табл. 1.

слои от "перевернутых" образований грязевых потоков Харцгеродского олистострома.

Наблюдающиеся условия залегания пород в Южно-Гарцкой и Зельской мульдах представляют собой суммарный эффект четырех фаз тектонических движений.

1. Осадконакопление в смещенной в направлении к поднятию области мобильного шельфа. Образованием верхнедевонской граувакки начался процесс размыва чехла Среднегерманского поднятия (галька герцинских известняков; см. Ruchholz, Warnke, 1963; галька гранодиоритов и риолитов, см. Lindert, 1971; палеогеографические карты в работе Burchardt, 1974).

2. Образование олистостромов в раннем визе в прогибе, расположенном к северо-западу от поднятия. Размыв чехла поднятия отражен в обратной стратиграфической последовательности олистолитов в олистостроме.

3. Гравитационное оползание Южногарцко-Зельского покрова к северо-западу с образованием меланжа по пологим поверхностям перемещения над Харцгеродским олистостромом. Сохранение стратиграфической последовательности в покрове.

4. Запрокинутая к северо-западу складчатость, сланцеватость и вовлечение аллохтонных слоев в региональный метаморфизм.

Лишь первая фаза седиментации может получить свою датировку стратиграфическим путем. По М. Швабу (Schwab, 1970), вторая и третья фазы должны были иметь место в раннем визе, т.е. перед отложением таннских граувакк или еще во время их накопления. По Г. Лутценсу (Lutzens, 1975), эти фазы проявились лишь после образования нижнекаменноугольных граувакк — в позднем визе или раннем намюре (см. Patzelt, 1973). Представление, выдвигаемое рядом исследователей (Lutzens, Schwab, 1974; Krebs, Wachendorf, 1974; Burchardt, 1974), не согласуется с процессами во время четвертой фазы, поскольку региональный метаморфизм, предполагающий глубокое погружение затронутых пород, проявился на Среднегерманском поднятии уже в визе. Поэтому Среднегерманское поднятие лишь до раннего визе может рассматриваться как область, откуда поступали Харцгеродский олистостром и Южногарцко-Зельский покров.

Если взять за основу развивавшееся представление о подъеме теплового фронта над диапировым выступом мантии (Krebs, Wachendorf, 1973, 1974), то точка зрения Г. Лутценса начинает казаться уже более вероятной. По Г. Браузе (Brause, 1975a), поддерживающему представление о метаморфизме, связанном с погружением, олистостромы следовали нисходящему току, направленному на юго-восток. Однако такое представление плохо согласуется с новейшими палеогеографическими построениями.

## СКЛАДЧАТОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПОРОД В ГАРЦЕ

### Возраст складчатости

Тектонические движения в Гарце начались разрывно-тектоническими перемещениями в эвгеосинклинальную стадию. Они создали предпосылку для извержения расплавов основного состава, поднимавшихся по трещинам, параллельным северо-восточному направлению оси прогиба, и глубоко проникающим трещинам в районах пересечения первых с меридиональными глубинными разломами (Muske, 1973). Вертикальные перемещения доказываются по рифам Эльбингероде ( $D_2$ ) и Иберга ( $G_2$ ) (Franke, 1973). В франском веке опускание основания рифов прекратилось, и к началу раннего карбона поднятие привело к частичному размыву. Тектонические трещины позднее были заполнены нижнекаменноугольными осадками. Наконец, дальнейшие вертикальные перемещения вызвали на флангах Эльбингеродского комплекса оползания, грязевые потоки, а также диабазовый вулканизм. Орогенное сжатие сопровождало накопление граувакк. Одновременно с областями седиментации орогенная волна складчатости продвигалась от внутреннего к внешнему борту Рейнского прогиба. Это направление движения вырисовывается также в четко выраженной северо-западной вергентности складчатых структур. Благодаря сжатию, ориентированному в северо-западном направлении, простирающиеся на северо-восток трещины излияния оказались закрытыми для основных расплавов, и

извержения диабазов прервались. Поэтому с накоплением граувакк не связаны никакие излияния диабазов.

Складчатость в районе Среднегерманского поднятия началась в конце девона, самое позднее — в турне. В намюре она распространилась до Верхнего Гарца. Продвижение складчатости с юго-востока на северо-запад (на расстояние 100 км) заняло примерно 30 млн. лет (около 3 мм/год). В числе самых молодых образований региональным метаморфизмом был охвачен Харцгеродский олистостром. Пелитовые части верхнегарцкой граувакки нижнего намюра являются самыми молодыми рассланцованными породами. Складчатостью и сланцеватостью не затронуты среднекаменноугольная риолитовая дайка Боде и молассовые осадки среднего и верхнего карбона, которые с угловым несогласием почти в  $90^\circ$  перекрывают круто залегающие эпизонально метаморфизованные породы Випрской единицы (А). В Верхнем Гарце древнейшие молассы имеют нижнепермский возраст. Здесь стратиграфический перерыв между самыми молодыми флишевыми образованиями и молассой охватывает примерно 40 млн. лет (средний намюр — ранний отэн). В Нижнем Гарце этот перерыв также отвечает интервалу в 40 млн. лет (нижний визе — средний вестфал). Следовательно, в отдельных геолого-тектонических единицах Гарца выделяется период продолжительностью около 40 млн. лет, в течение которого преобладали складчатость, сланцеватость и региональный метаморфизм и происходило их преобразование в ороген. Отнесение определенных событий к орогеническим фазам, в понимании Г. Штилле (бретонская, судетская и астурийская), в Гарце невозможно.

### Тектонические деформации

Структурные единицы в Гарце отличаются дисгармоничным этажным строением. В зависимости от строения выделяются области с филлитовой тектоникой и тектоникой сланцеватых пород (Schröder, 1958). Детальные тектонические исследования основываются на определении пространственного положения и статистическом увеличении роли следующих элементов строения: простирание и падение поверхностей напластования (ss), поверхностей рассланцевания ( $s_1, s_2$ ), поверхностей трещин и сместителей, линейных элементов типа шарниров складок, следов течения и следов движения и др. Далее были проанализированы различные типы сланцеватости и поверхности скальвания. В итоге детального тектонического анализа Нижнего Гарца были выделены следующие зависящие от характера пород и глубинного залегания ступени тектонической деформации:

I. Складчатость слоев с углами падения крыльев складок  $30-70^\circ$ . Внутренняя деформация ограничивается поперечной сланцеватостью в пелитовых прослоях. Слабая вергентность.

II. Складчатость и внутренняя деформация всех слоев. Углы падения крыльев от  $50$  до  $90^\circ$ , плоские поверхности сланцеватости ( $s_1$ ), скальвание крыльев складок параллельно осевым плоскостям складок через большие интервалы, вергентность средней крутизны.

III. Складчатость сланцеватости и широкое развитие параллельной сланцеватости ( $ss \parallel s_1$ ), плосколинейные поверхности рассланцевания, углы падения крыльев складок сланцеватости ( $B_2$ )  $45-80^\circ$ , появление поверхностей рассланцевания  $s_2$  как результат трещиноватости при перемещении и сланцеватости с изломом, частые появления признаков срезания по пологим поверхностям скальвания, параллельным осевым плоскостям складок, значительная северо-западная вергентность.

IV. Складчатость сланцеватости ( $B_2$ ), параллельная сланцеватость ( $ss \parallel s_1$ ), плосколинейные поверхности сланцеватости, крутое падение, углы падения крыльев для складок  $B_2$  от  $50$  до  $80^\circ$ , поверхности сланцеватости  $s_2$  с крутым падением, спорадическое появление поверхностей сланцеватости  $s_3$  как поверхностей изломов, вергентность слабая до средней.

Эти четыре ступени интенсивности деформации, которые выделяются и увеличивающейся от первой к четвертой ступени плотностью пелитовых пород (I ступень —  $2,65 \text{ г/см}^3$ , II ступень —  $2,70 \text{ г/см}^3$ , III и IV ступени —  $2,76 \text{ г/см}^3$ ) и переходом

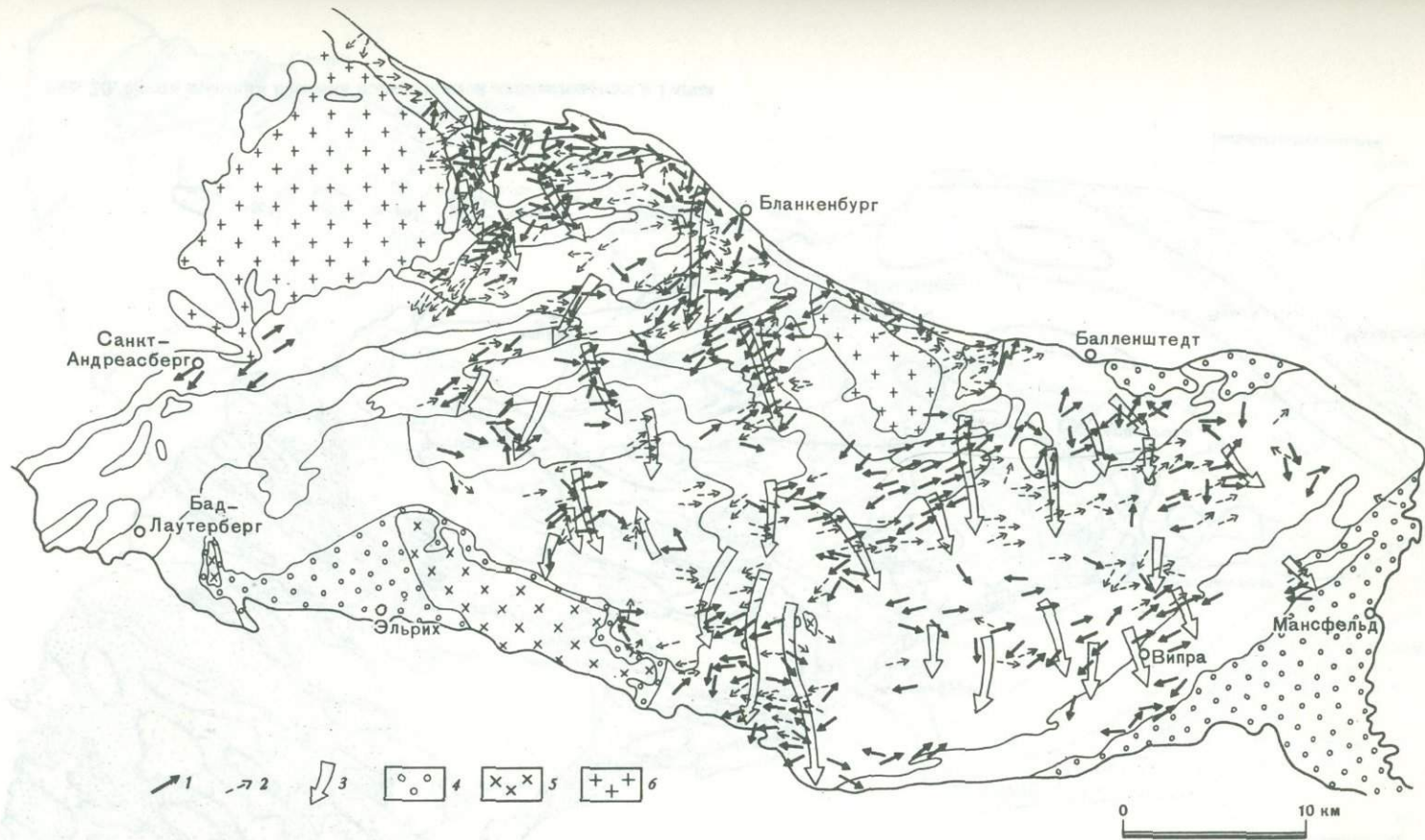


Рис. 19. Обзорная карта простираций и падений осей  $V_1$  в Нижнем и Среднем Гарце  
 1 – оси складок; 2 – линейность; 3 – поперечная складчатость (реконструкция);  
 4 – молассы пермо-силезия; 5 – субсеквентные вулканиты перми; 6 – гранитоиды силезия

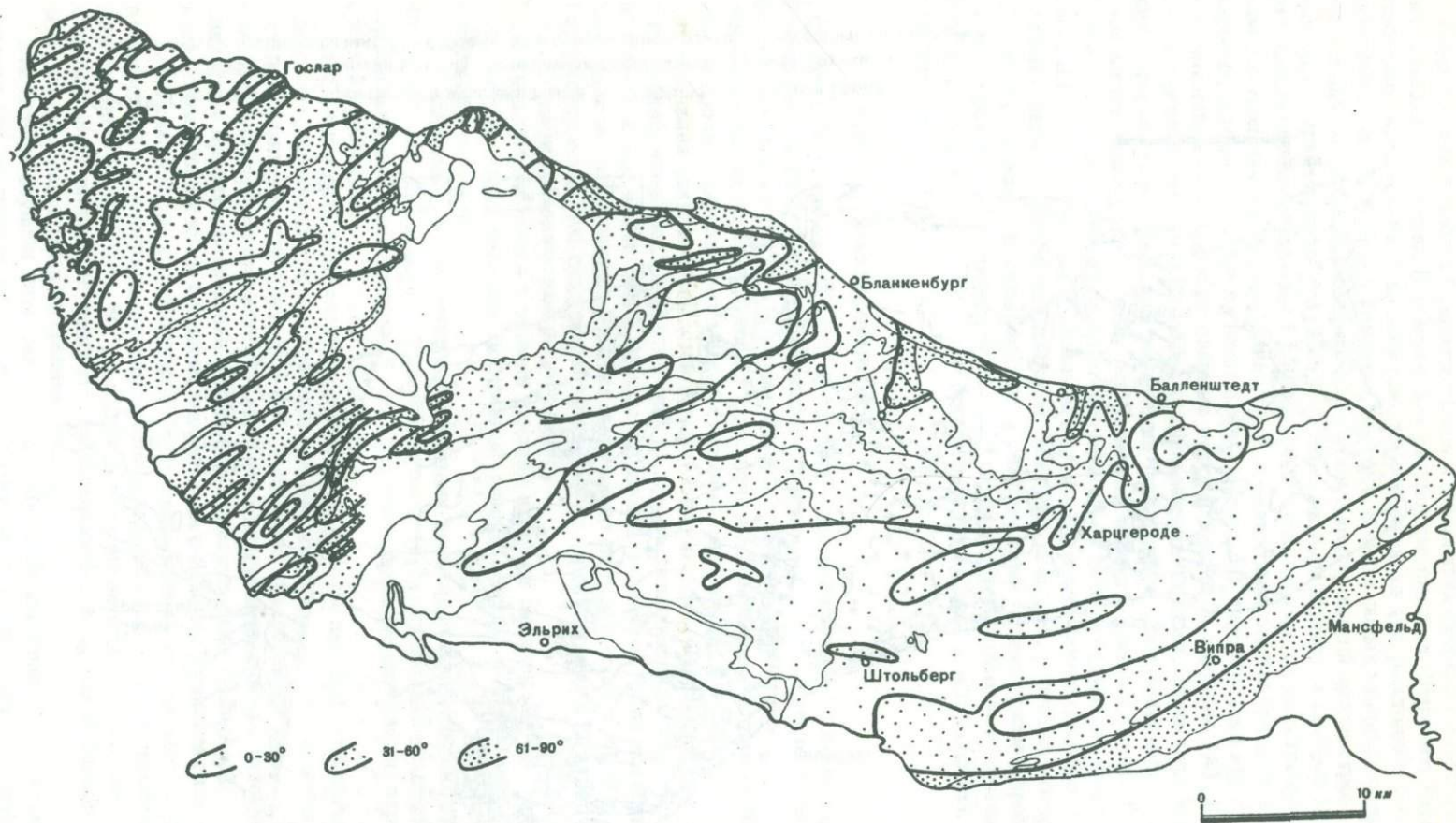


Рис. 20. Карта изоклин падений поверхностей напластования в Гарце

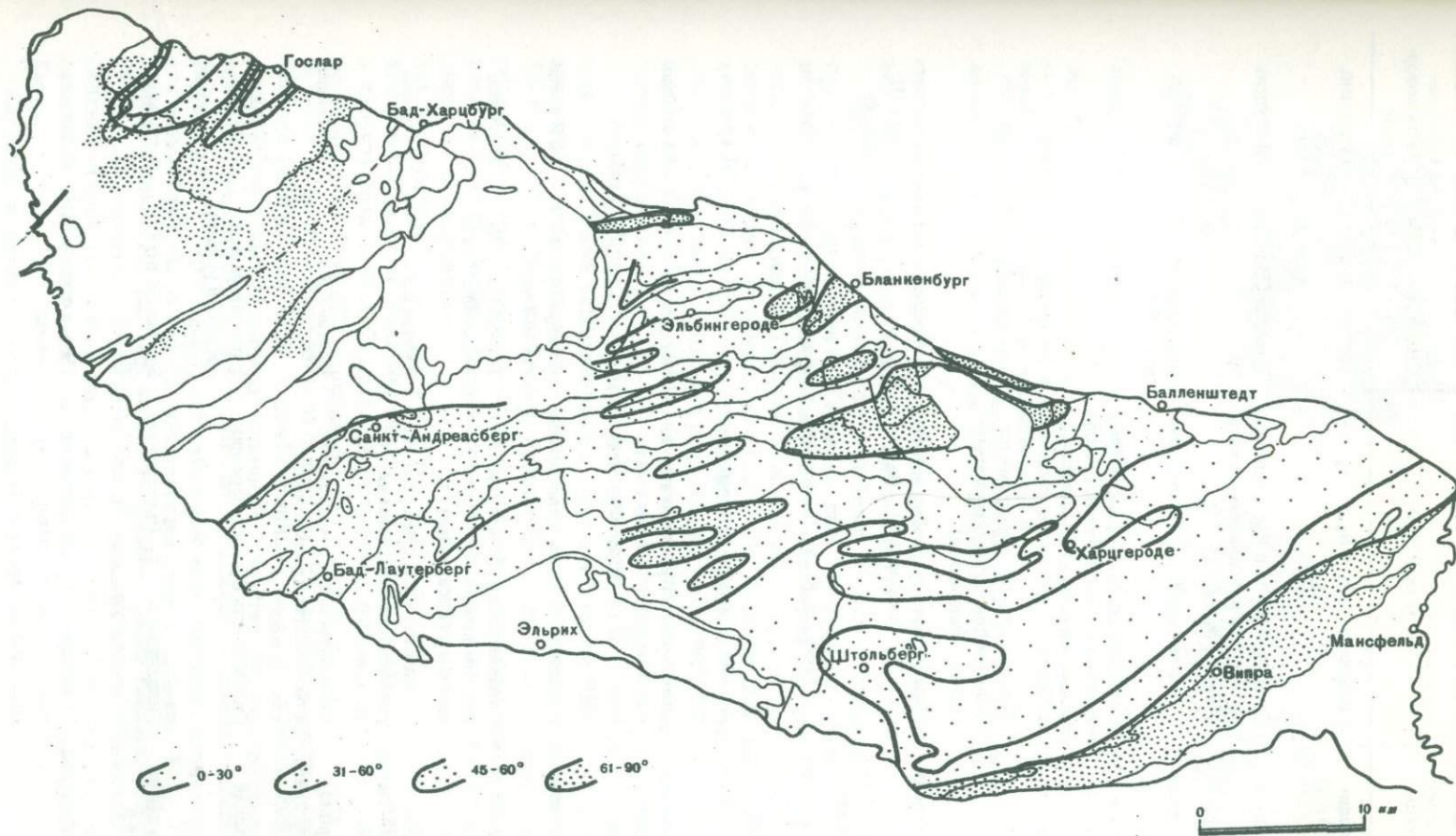


Рис. 21. Карта изоклин падения поверхностей расщепления  $s_1$  в Гарце

Таблица 3

## Тектонические деформации в геолого-тектонических единицах Гарца

Геолого-тектонические единицы, литотипы	Типы складчатости	Вергентность (в.)	Интенсивность деформации
A Випрская единица Филлиты	Складчатость $V_1$ и $V_2$ , ss    $s_1$ ; $s_2$	Крутая СЗ, ЮВ в.	IV степень
$V_1$ Харигеродская зона Олистостром	Складчатость $V_1$ и $V_2$ ; с чешуями по пологим поверхностям скальвания, ss    $s_1$ ; $s_2$	Пологая СЗ в., 60–90°	III степень
$V_2$ Таннская гряда Граувакки	Складчатость $V_1, s_1$ (поперечная)	Чередующаяся СЗ или ЮВ в.	I степень
C Южногарцко-Зельская единица Меланж Граувакки	Складчатость $V_1$ и $V_2$ , с чешуями по пологим поверхностям скальвания, ss    $s$ ; ( $s_2$ )	Пологая СЗ в., 60–90°	III степень
$D_1$ Бланкенбургская зона Глинистые сланцы – кварциты	Складчатость $V_1$ , слабая чешуйчатость, $s_1$ (поперечная); ( $s_2$ )	Меняющаяся СЗ в.	II, местами также III степень
$D_2$ Эльбингеродский комплекс Граувакки Рифовые известняки	Складчатость $V_1, s_1$ (поперечная)	Меняющаяся СЗ в.	I степень
$D_5$ Хюттенродский олистостром	Изгибы $V_1$ , слабая внутренняя деформация		I степень
$D_6$ Зибская мульда Граувакки	Складчатость $V_1$ , с чешуями по пологим поверхностям скальвания, ss    $s_1$ и поперечная; местами $s_2$	Пологая СЗ в., 40–70°	III степень
$E_1$ Акен-Брухбергская зона Кварцит	Складчатость $V_1, s_1$ (поперечная)	Чередующаяся СЗ или ЮВ в.	I и II степени
$F_1$ Мульда Зёзе Глинистый сланец	Складчатость $V_1$ , с чешуями по поверхностям скальвания, $s_1$ (поперечная)	Крутая СЗ и ЮВ веерообразная в.	II степень
$F_2$ Верхнегарцкая диабазовая гряда	Складчатость $V_1$ , с чешуями по поверхностям скальвания, $s_1$ (поперечная)	Крутая СЗ в.	II степень
$F_3$ Клаустальская зона Граувакки	Складчатость $V_1, s_1$ (поперечная)	В основном в. со средними углами, 50–70°	I степень
$G_1$ Верхне-Гарцкая антиклиналь Песчаник Глинистый сланец	Складчатость $V_1, s_1$ (поперечная)	Крутая СЗ в., 70–80°	I степень
	Складчатость $V_1$ , с чешуями по поверхностям скальвания, $s_1$ (поперечная), местами $s_2$	СЗ в. с средними углами	II степень

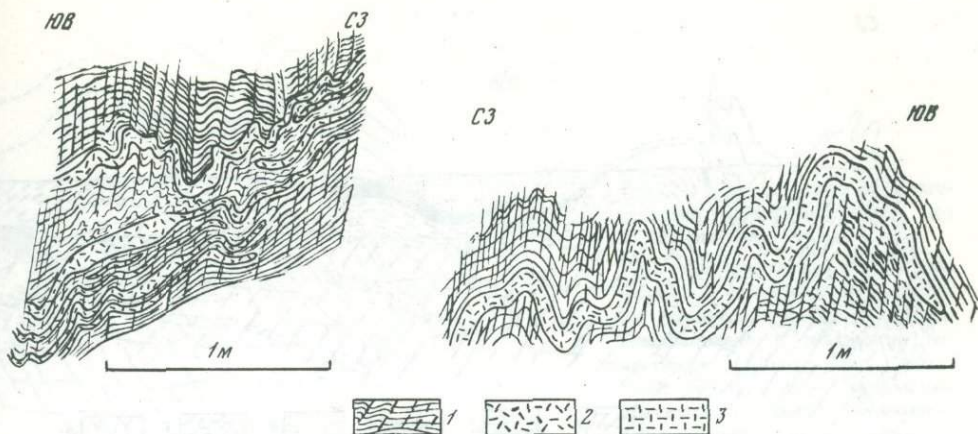


Рис. 22. Зарисовки складчатости и рассланцевания филлитовых глинистых сланцев (первая складчатость и рассланцевание) и кварцевых линз и известняков благодаря повторному напряжению (вторая складчатость и рассланцевание)  $B_2$

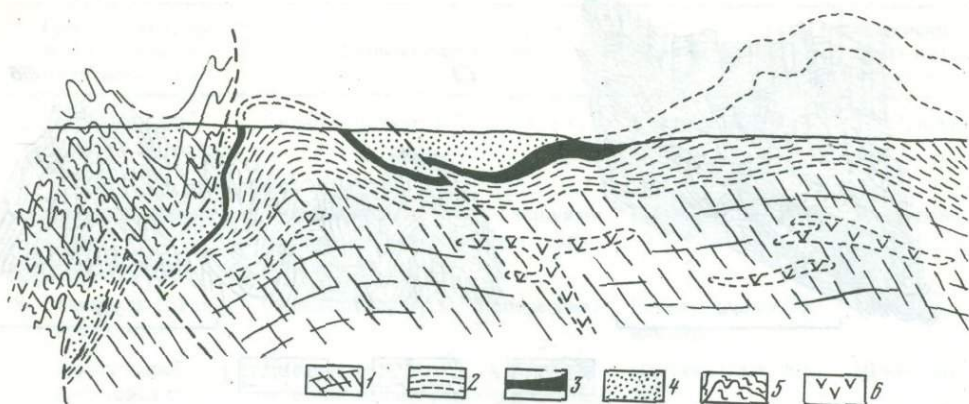
1 — филлитовые глинистые сланцы со сланцеватостью  $s_2$ ; 2 — кварцевые линзы, смятые при напряжении  $B_2$ ; 3 — известняк, смятый при напряжении  $B_2$

от анхиметаморфизма к эпизональному метаморфизму (Г. Пейх и М. Шваб), могут быть усмотрены в единицах Гарца (табл. 3).

Пространственное положение линейных элементов структуры складчатости  $B_1$  представлено для Нижнего Гарца на рис. 19–22. При общем северо-восточном простирании осей складок наблюдаются отклонения прежде всего в запад-северо-западном направлении. Трактовка таких зон запад-северо-западного направления спорна. Очевидно лервичное заложение этих "поперечных зон" (Schwan, 1956), поскольку они уже пронизаны простирающимися в запад-северо-западном направлении нижнепермскими дайками Среднего Гарца (см. рис. 26), так что не приходится и говорить (ср. Schlegel, 1961) о перемещении по заложенным при саксонской тектонике нарушениям.

В Верхнем Гарце северо-восточное простирание нарушается в значительно меньшей степени. Здесь устанавливаются (как и в Нижнем Гарце) лишь локальные отклонения по сбросам северо-западного и долготного простираний (Mohr, 1969; Sperling, 1969). Наблюдающееся простирание осей является результатом ориентированного в северо-западном направлении тектонического сжатия. С этим напряжением связана поперечная складчатость, оси складок которой протягиваются в меридиональном направлении (см. рис. 19). Эта поперечная складчатость выражается как в структуре  $b \perp b'$ , так и в изгибе всей структуры поверхностей  $s$  около осей поперечных складок. Величина сжатия, а также и структура пород зависят от фаций и структурных этажей. Сокращение пелитовых пород благодаря складчатости  $B_1$  колеблется от 5 до 65% первоначального протяжения, а благодаря складчатости  $B_2$  — от 70 до 95%. Если взять за основу средние величины сжатия, которые на юго-востоке (Випрская и Харцгеродская единицы) составляют около 80%, а на северо-западе (Клаустальская единица) — около 40%, то для Гарца можно установить убывание интенсивности складчатости с юго-востока на северо-запад (Wunderlich, 1964). Но складчатость в Гарце не затухает: убывание ее интенсивности является следствием различной глубины залегания поверхностей срезов (Schwan, 1956). Так, в Клаустальской зоне ( $F_3$ , рис. 23, вкладка) срезаны самые высокие складки (Ribbert, 1975). Тектонические структуры более глубоких срезов Девонской антиклинали Верхнего Гарца ( $G_1$ ), если отвлечься от фациально обусловленных тектонических отличий, в основном соответствуют таковым Бланкенбургской зоны ( $B_2$ ) Нижнего Гарца.

Характер и интенсивность складчатости наряду с зависимостью от фаций (фациальная тектоника по Schwan, 1968) в существенной степени зависят от глубины погружения во время тектонической деформации. Такая связь особенно хорошо



наблюдается по распространению и характеру второй складчатости. Во всех структурных единицах Гарца, будь это даже молодые образования, олистостромы были захвачены этим напряжением  $b_2$ . Поэтому в олистостромах представлены тектонически глубокие срезы. Выходящие на современную дневную поверхность олистостромы находятся в сводовых поднятиях, возникших в связи с напряжением  $b_2$ . Эти поднятия образованы пологими сводообразными поверхностями  $s_1$  (Schwab u.a., 1970).

Нельзя исключать того, что эти структуры  $B_2$  были вызваны куполообразно поднимавшимся фронтом мигматизации (ср. Krebs, Wachendorf, 1974), после того как трог, охваченный нисходящим током и заголявшимся олистостромами, довольно глубоко погрузились. В то время как трог проявили тенденцию к воздыманию, антиклинальные поднятия древнего заложения были опущены, как, например, Среднегарцкое поднятие с Эльбингеродским рифом. Эльбингеродский комплекс по нынешним условиям залегания можно рассматривать как антиклиналь  $B_1$  в мульде  $B_2$ , окаймляемую антиклиналями  $B_2$  в Хюттенродском олистостроме (рис. 24). Южно-Гарцкая и Зельская мульды также являются структурами  $B_2$ . Первоначально они относились к общей синклиальной зоне  $B_2$ , которая разделилась на две частные мульды ( $C_1$ ,  $C_2$ ) лишь в орогенную стадию благодаря образованию Нижнегарцкого поднятия, являвшегося областью сноса при накоплении моласс. Опускание мульд прекратилось в орогенную стадию, что подтверждается заложением Ильфельдского ( $I_2$ ) и Мейсдорфского ( $I_3$ ) молассовых бассейнов. На карте изоклин поверхностей  $s_1$  (см. рис. 21) хорошо выделяются крупные структуры  $B_2$ .

### Метаморфизм пород

Регионально метаморфизованные породы Гарца развиты в Випрской (А) и Бланкенбургской (D) единицах, а также в виде экерского гнейса в Броккенском массиве ( $H_2$ ). Метаморфические породы встречаются далее в виде включений в риолитовых жилах.

Ордовикские — верхнедевонские филлиты Випрской единицы (см. табл. 2) представлены в зеленосланцевой фации (кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации) типа Барроу (Fischer, 1929; Franzke, 1969). Судя по появлению карфолита, можно допустить существование температуры около  $400^\circ$  при 2,5 кб (Dasgupta u.a., 1974). Подавляющая часть образовавшихся по диабазам и диабазовым туфам зеленых сланцев относится к наиболее высокотемпературной кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации (Franzke, 1969). Однако Г. Францке отмечал также присутствие стильномелана, являющегося критическим для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации и исчезающего в более высокотемпературных зеленых сланцах по диабазам. Появление пумпелиита (Luszkat, 1959) также говорит в пользу температур ниже  $400^\circ$  C. По филлитам Бланкенбургской зоны, известным лишь из скважин,

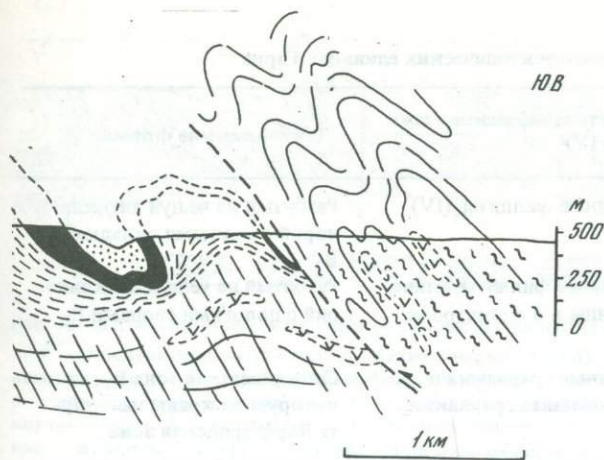


Рис. 24. Разрез через Эльбингеродский комплекс ( $D_2$ ), по М. Рейхштейну

1 — виссенбахские сланцы (эйфель); 2 — шальштейновая толща (живетский ярус); 3 — стрингоцефаловый и ибергский известняки (живетский — франский ярусы); 4 — кульмская граувакка (динант); 5 — хюттенродский олистостром (динант); 6 — диабаз

и включением орто- и парагнейсов в жиле долины Бодэ никаких исследований пока не проводилось.

Область распространения экерского гнейса находится на простирании Акен-Брухбергской гряды ( $E_1$ ) между харцбургским габбро на западе и броккенским гранитом на востоке. Осадочные метаморфические породы полого погружаются под граниты и круче — под харцбургское габбро. Их несогласно секут жилы габбро и гранита. Судя по минералогическому составу, речь идет о контактово-метаморфических биотит-кордиеритовых сланцеватых роговиках с включениями роговообманково-плагиоклазовых пород и карбонатно-силикатных пород (Erdmannsdoerffer, 1909) или об имеющем сложное происхождение полиметаморфном материале, образовавшемся из слюдяных парасланцев благодаря диафорезу и контактово-метаморфизму. По М. Шёллю (Schoell u.a., 1973), анализ рубидиево-стронциевых изотопов из экерского гнейса дал возраст  $379 \pm 10$  млн. лет (нижний девон), который можно считать временем первого метаморфизма. Экерский гнейс рассматривается как первичная кровля харцбургского габбро. В интервале между слоями Акен-Брухбергской гряды и экерским гнейсом могло произойти внедрение Броккенского плутона.

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАЖИ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД В ГАРЦЕ

Структурные единицы Гарца имеют этажное строение. Выделяются дисгармоничные этажи, обусловленные спецификой тектонических деформаций пород в зависимости от интенсивности тектонических напряжений, которые зависят в первую очередь от глубины погружения соответствующих комплексов, и исторически сформировавшиеся этажи, образовавшиеся в разной геодинамической обстановке. С точки зрения исторического развития можно выделить четыре главных тектонических этажа:

- 1) этаж молассовых осадков, автохтонный, не смятый в складки;
- 2) этаж флишевых осадков: автохтонный, смятый в складки, испытавший внутреннюю деформацию;
- 3) этаж олистостромов и покровов оползания: аллохтонный, складчатый, испытавший внутреннюю деформацию;
- 4) этаж сланцевых пород: автохтонный, складчатый, испытавший внутреннюю деформацию.

Породы этих тектонических этажей (за исключением молассового) были совместно смяты в складки, рассланцованы (испытывали внутреннюю деформацию) и метаморфизованы благодаря значительному погружению.

Условия залегания (наряду с сугубо осадочными процессами во время накопления слоев) зависят от следующих явлений: 1) образования синседиментационных и

## Главные тектонические этажи в геолого-тектонических единицах Гарца

Геолого-тектонические единицы (рис. — геол. разрезы)	Главные тектонические этажи (от I до IV)	Тектонические формы
A Випрская единица (рис. 3)	автохтонные филлиты (IV)	Разбитый на чешуи антиклинорий с крутыми складками В <sub>2</sub>
B <sub>1</sub> Харцгеродская зона (рис. 3)	Аллохтонные филлиты, глинистые сланцы в олистостроме (III)	Разбитый на чешуи синклинорий с пологими сводами В <sub>2</sub>
B <sub>2</sub> Таниская гряда (рис. 3)	Автохтонные граувакки и рассланцованные граувакки (II)	Синклинальная зона В <sub>1</sub> , на которую по краям надвинута Харцгеродская зона
C Южногарцко-Зельская зона (рис. 3, 18)	Аллохтонные глинистые сланцы в меланже и граувакки (III)	Гравитационные покровы как синклинальная зона В <sub>2</sub> над Харцгеродским синклинорием
D <sub>1</sub> Бланкенбургская зона (рис. 3, 25)	Автохтонные филлиты, глинистые сланцы, кварциты и известняки (IV)	Разбитый на чешуи антиклинорий с деформацией сланцев на уровне эрозионного среза
D <sub>2</sub> Эльбингеродский комплекс (рис. 3, 24, 25)	Автохтонные вулканиты, известняки, граувакки, окаймляемые олистостромом (III), (IV)	Антиклинорий в синклинальной зоне В <sub>2</sub>
D <sub>6</sub> Зибская мульда (рис. 23)	Автохтонные граувакки и рассланцованные граувакки (II)	Синклинорий В <sub>1</sub>
E Акен-Брухбергская единица	Автохтонные кварциты и кварцитовые сланцы над аллохтонным олистостромом (II), (III)	Разбитый на чешуи синклинорий В <sub>1</sub> в синклинальной зоне В <sub>2</sub>
F <sub>1</sub> Мульда Зёзе (рис. 23)	Автохтонные граувакки, рассланцованные граувакки и глинистые сланцы (II), (IV)	Синклинорий В <sub>1</sub>
F <sub>2</sub> Верхнегарцкая диабазовая гряда (рис. 23)	Автохтонные глинистые сланцы и диабазы (IV)	Разбитый на чешуи антиклинорий В <sub>1</sub>
F <sub>3</sub> Клаустальская зона (рис. 23)	Автохтонные граувакки и рассланцованные граувакки (II)	Синклинорий В <sub>1</sub> с довольно широкими антиклиналями и синклиналями
G <sub>1</sub> Верхнегарцкая девонская антиклиналь (рис. 23)	Автохтонные песчаники, глинистые сланцы и диабазы (IV)	Антиклинорий В <sub>1</sub>

эпигенетических инициальных магматических пород в эвгеосинклинальную стадию; 2) перемещения эвгеосинклинальных осадков и инициальных вулканитов грязевыми потоками и гравитационными оползнями; 3) тектонического сжатия автохтонных эвгеосинклинальных пород совместно с аллохтонными оползневными массами и аллохтонным флишем; 4) тектонического перемещения смятых в складки, рассланцованных и разбитых на чешуи пород по вертикальным разломам, подъема субсеквентных расплавов и гидротермальных растворов.

О довольно сложных местах условиях залегания пород в Гарце, основательному выяснению которых мы обязаны в первую очередь исследованиям, проведенным В. Шрилем, Ф. Дальгрюном, Г. Гальвицем, В. Шваном, С. Цёллихом и рядом других

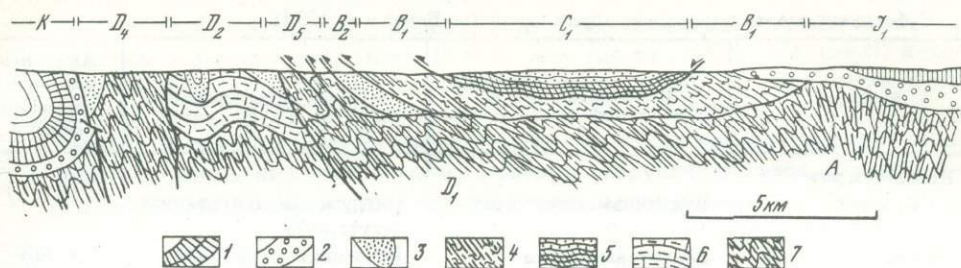


Рис. 25. Штокверковое тектоническое строение Нижнего Гарца, схематический разрез

1 — послеварисский чехол (верхняя пермь — мел); 2 — молассовый этаж (силезий — нижняя пермь); 3 — автохтонный флишевый этаж (динант); 4—5 — этаж аллохтонных масс: 4 — олистостромы (динант), 5 — оползневые покровы; 6—7 — аллохтонный сланцевый и филлитовый этаж: 6 — вулканиты и массивные известняки Эльбингеродского комплекса (средний — верхний девон), 7 — толщи глинистых сланцев, филлитов и кварцитов Бланкенбургской и Випрской единиц (ордовик — девон). К — зона воздымания северного форланда Гарца (Субгерцинский бассейн). Остальные буквенные обозначения см. в табл. 1

геологов, в настоящей работе можно судить из табл. 3 и 4. Таблицы дополняются и иллюстрируются геологическими разрезами на рис. 3, 18, 23—25.

Тектонические этажи в геолого-тектонических единицах кратко охарактеризованы в табл. 4 для антиклинориев, синклинориев и синклинальных зон. Не рассмотренными в обзоре остались выделенные В. Шваном и другими исследователями пограничные нарушения между различными единицами, выступающие большей частью как надвиги (см. рис. 3). В разбитых на чешуи антиклинориях и синклинориях складки часто срезаются или представлены чешуями, если первично нарушенные слоистые пачки, например олистостромы, подвергались деформации.

## СУБСЕКВЕНТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ГАРЦЕ И МОЛАССОВАЯ СТАДИЯ

В морфогенную стадию в Гарце образовались посткинematические плутоны, субсеквентные вулканиты, а также верхнекаменноугольные и нижнепермские молассы. Посткинematический магматизм начался после завершения складчатости в начале вестфала внедрением риолитовсяй дайки Боде, а также широтных керсантитовых даек в Бланкенбургской зоне. Дальнейшая последовательность магматических процессов представлена в табл. 5.

### Плутоны

Плутоны Гарца внедрялись по долготно простирающейся линейной зоне (Piiger, 1969). Броккенский плутон является самым большим из трех гранитных массивов; его площадь — 150 км<sup>2</sup>. Он сложен двумя частными массивами: харцбургским габбро и броккенским гранитом.

Харцбургский массив габбро шириной 3 км протягивается южнее Бад-Харцбурга на 6 км. Выделяют северный габброидный и южный норитовый комплексы, ограниченные северо-западным интрамагматическим нарушением. Базиты внедрились в среднедевонскую — нижнекаменноугольную сланцевую серию мульды Зёзе (F<sub>1</sub>), сильно разбитую на чешуи и имеющую запад-северо-западную вергентность. Кровлю массива слагает экерский гнейс. Базиты вызвали появление контактного ореола вплоть до частичной мобилизации пород (экерский гнейс?). По геомагнитным данным, базиты прослеживаются еще примерно на 9 км в юго-юго-западном направлении (Sohn, 1956; Erdmannsdoerffer, 1927).

Броккенский массив сложен в основном гранитами. Лишь по северному и восточному краям развиты диориты (Seim, 1963), сформировавшиеся раньше гра-

Таблица 5

## Субсеквентные магматические образования (по Венек и.а., 1973)

Возраст	Вулканыты, дайки	Интрузивные массивы	Активные тектонические направления
Нижняя пермь Саксоний	Вулканизм отсутствует	Интрузивная деятельность отсутствует	
Отэн	Риолитовые дайки Излияния риолитов (Ауэрберг, Равенсберг) Ильфельдский порфирит (300 м) Ильфельдский мелафир (90 м) Среднегарцкие дайки (андезит, риолит) Верхнегарцкий керсантит?	Ильзештейнский гранит	СЗ-ЮВ ССЗ-ЮЮВ ССВ-ЮЮЗ СЗ-ЮВ СЗ-ЮВ ССЗ-ЮЮВ ССВ-ЮЮЗ
Верхний карбон Стефан		Рамбергский плутон (285 ± 5 млн. лет) Броккенский плутон (290 ± 15 млн. лет)	ССЗ-ЮЮВ ССВ-ЮЮЗ ССВ-ЮЮЗ
Вестфал		Харцбургское габбро (290 ± 5 млн. лет) Окерский плутон (295 ± 5 млн. лет)	ССВ-ЮЮЗ СЗ-ЮВ ЮЗ-СВ СЗ-ЮВ
	Риолит дайки Боде Керсантит долины Боде		ЗЮЗ-СВВ
Намюр			

нитов (Erdmannsdoerffer, 1905; Chrobok, 1965). Время их внедрения может совпадать с временем внедрения харцбургского габбро (Seim, 1963). Преобладающий биотитовый гранит в зависимости от положения в центре, по краям или в кровле массива представлен различными разновидностями (Dengler, 1956; Chrobok, 1965). Самая молодая фаза Броккенского плутона представлена кислым Ильзештейнским гранитом.

Броккенские граниты интродировали северный отрезок Акен-Брухбергской гряды (E) и Зибской мульды (D<sub>6</sub>). На юго-востоке они затронули Бланкенбергскую единицу (D<sub>5</sub>). Развита контактные ореолы с роговиками, карбонатно-силикатными породами и узловатыми сланцами. В то время как диорит и биотитовые граниты внедрялись по трещинам, простирающимся в север-северо-восточном направлении, Ильзештейнский гранит уже обладает выраженной саксонской северо-западной ориентировкой.

Срез Окерского плутона затронул пока лишь область его кровли, так что гранит из-под своих роговиков вскрыт лишь в глубоких долинах. В центральной части плутона располагаются кварцево-диоритовые разности, а по краям появляются граниты. Окерские гранитоиды считались раньше составной частью Броккенского плутона (Erdmannsdoerffer, 1905; Brandl, 1939; Dengler, 1956). По В. Фуксу (Fuchs, 1969), Окерский плутон является самостоятельным замкнутым асимметричным массивом.

Рамбергский плутон в Нижнем Гарце также внедрился в протягивающуюся к север-северо-востоку зону линеамента. Из воздымающегося к северу плутона (который протягивается под Гарцем вплоть до его южного края) обнажается на поверхности лишь небольшой выход — Рамбергский массив (30 км<sup>2</sup>).

Центральную часть массива, долготно ориентированную и имеющую ширину 3 км, образует порфиновый нормальный гранит, обрамляемый с запада и востока нормальным зернистым гранитом. По Р. Бенеку (Benek, 1967), оба гранита внедрились одновременно. Высказывается предположение и об их раздельном внедрении (Eidam; Seim, 1971). Контактный ореол в Бланкенбургской зоне ( $D_1$ ) неравномерный. К югу он достигает ширины 3 км, а на севере контакт скрыт из-за тектонических перемещений по северному краевому нарушению Гарца. Пологое погружение плутона на юг отражается гравитационным минимумом.

### Субсеквентные вулканы

Вытянутая в восток-северо-восточном направлении дайка Боде образовалась в Гарце в вестфале и является самой древней субсеквентной магматической породой. Риолитовая жила длиной 12 км на протяжении 3,5 км прервана Рамбергским массивом (рис. 26) и переработана процессами контактового метаморфизма (Erdmannsdoerffer, 1925; Schust, 1958). Местами дайка содержит многочисленные ксенолиты пара- и ортогнейсов, слюдяных сланцев, более древних гранитов и основных магматических пород. Западнее Рамбергского массива она сопровождается параллельной дайкой керсантитов. Более поздние субсеквентные расплавы восток-северо-восточное простирание дайки Боде не использовали.

Время главного образования субсеквентных вулкаников приходится на раннюю пермь (отэн). В это время образовались дайки север-северо-западного — северо-западного простирания и произошли различные излияния. Ориентированные в север-северо-западном направлении среднегарцкие дайки пронизывают Гарц на отрезке шириной около 8 км между Рамбергским и Броккенским плутонами (см. рис. 26). Достигая мощности 100 м, дайки сложены андезитовыми и риолитовыми породами, встречающимися раздельно или совместно (Erdmannsdoerffer, 1926). Север-северо-западное направление принадлежит к важнейшим тектоническим направлениям в Средней Европе (Lange, Steiner, 1971). В рассматриваемой области эти дайки находятся в зоне шарнира сигмоиды Гарца (Köbel, 1954), геотектоническая роль которой пока не вполне ясна. Простирающиеся в северо-западном направлении дайки сложены исключительно риолитами. Они относятся к самым молодым субсеквентным магматическим породам. Возраст керсантитовых даек Верхнего Гарца, протягивающихся на север-северо-восток, неясен.

В районе Штольберга (см. рис. 26) располагается риолит Ауэрберга, приуроченный к области стыка Среднегарцкого (север-северо-западного) и Рамбергского (север-северо-восточного) линеаментов. В аналогичной позиции по западному борту Ильфельдского бассейна находится риолит Равенсберга. Здесь пересекаются Южно-Гарцкой (северо-западный) и Броккенский (север-северо-восточный) линеаменты. В отэне лавы изливались на размытую уже современного уровня денудации поднятую поверхность Гарца. По Г. Хоппе и его соавторам (Норре и др., 1965), между Рамбергским плутоном и Ауэрбергским порфиром существует общность вещественного состава.

Слоистые толщи нижнепермской моласы Ильфельдского бассейна ( $I_2$ ) включают излияния базальтовых (мелафир, 90 м) и андезитовых (порфирит, 300 м) лав.

### Молассовые отложения

Молассовые отложения Гарца возникли во внутренних впадинах, не связанных с морем. Речь идет о Заальском прогибе ( $I_1$ ), северо-западный борт которого наблюдается в восточной части Нижнего Гарца, об Ильфельдском бассейне ( $I_2$ ) в Южном Гарце и Мейсдорфском бассейне ( $I_3$ ) в восточной части Северного Гарца (см. рис. 26).

Заальский прогиб возник в пределах Среднегерманской кристаллической зоны, испытавшей погружение. Пологое залегающая моласса несогласно перекрывает гнейсы в ядре кристаллической зоны и филлиты Випрской единицы. Ее накопление продолжалось от вестфала В до саксония. Затем, после краткого пере-

Т а б л и ц а 6  
Молассовые образования Гарца

Возраст	Заальский прогиб (восточный край Гарца)	Мейсдорфский бассейн	Ильфельдский бассейн
Нижняя пермь (красный лежень)			
Саксоний	Эйслебенские слои 15—70 м	Эйслебенские слои до 15 м	Эльрихские слои до 150 м
Отэн	Хорнбургские слои 100—450 м	Мейсдорфские слои до 350 м	Ильфельдские слои до 250 м Вулканиды до 400 м
Верхний карбон (силезий)			
Стефан	Мансфельдские слои 600—800 м		
Вестфал D	Грилленбергские слои 50—110 м		
	Випрская единица	Зельская мульда	Южно-Гарцкая мульда

рыва в осадконакоплении, трансгрессией цехштейнового моря (поздняя пермь) началась стадия платформенного развития. На северо-западном борту Заальского прогиба накопление молассы началось отложением грилленбергских слоев вестфала D (табл. 6) и продолжилось в стефане мансфельдскими слоями. Верхнекаменноугольная моласса в основном представлена красноцветными грубообломочными терригенными отложениями (конгломераты, песчаники и авлевролиты). Маломощные прослои углистых глинистых сланцев появляются лишь в грилленбергских слоях. Для мансфельдских слоев характерно циклическое строение (Hänel, 1969). Верхнекаменноугольную толщу перекрывают красноцветные хорнбургские слои (отэн) и эйслебенские слои (саксоний) (см. Houningen, 1960; Kunert, 1970). Нижнепермские молассы — это тоже красноцветные грубообломочные образования. Хорнбургские слои, которые датируются благодаря следам позвоночных (Haubold, Katzung, 1972), отложились в небольшом частном бассейне Заальского прогиба, расположенном с восточной стороны Гарца. Маломощные эйслебенские слои уже знаменуют переход к платформенному развитию. С несогласным залеганием (заальское несогласие) они выходят за пределы распространения более древней молассы. Вулканиды в северо-западной части Заальского прогиба отсутствуют, не считая небольшой изолированный выход мелафиров, тектоническая позиция которого еще не выяснена.

Ильфельдский и Мейсдорфский бассейны выполнены лишь молассой отэна и саксония (Steiner, 1966). И л ь ф е л ь д с к и й б а с с е й н представляет собой северо-восточную часть узкой вытянутой в северо-восточном направлении впадины между поднятиями Нижнего и Верхнего Гарца, протягивающийся от южного края Гарца еще примерно на 45 км к юго-западу. За пределами Гарца впадина перекрыта верхнепермскими и триасовыми платформенными осадками. Ильфельдские и эльрихские слои представляют собой толщу красноцветных грубообломочных терригенных осадков мощностью около 400 м с маломощными прослоями серых угленосных алевролитов и глинистых сланцев (ильфельдские слои). С излияниями мелафиров или порфиритов связаны туфы. Состав гальки в осадках соответствует продуктам размыва палеозоя Гарца (Steiner, 1974).

Более мелкий М е й с д о р ф с к и й б а с с е й н выполнен толщей, сопоставимой с образованиями Ильфельдского бассейна (Steiner, 1966). Однако вулканические лавы (не считая риолитовых туфов) отсутствуют. Бассейн незначительно протягивается за пределы краевого нарушения Гарца к северу. Неизвестно, имела ли

связь с Ильфельдским бассейном. Оба бассейна располагаются в сходной тектонической позиции, наследуя Южно-Гарцкую или Зельскую мульды (см. рис. 2), т.е. на простирации синклиналиной зоны В<sub>2</sub>. Такое тектоническое положение подкрепляет точку зрения М. Рейхштейна (Reichstein, 1970) и других исследователей о том, что оба бассейна принадлежали единому Южногарцко-Зельскому прогибу, осадки в который поступали с Нижнегарцкого поднятия, располагавшегося юго-восточнее.

Таким образом, Нижнегарцкое поднятие относится к длительно размывавшимся областям Гарца с глубоким эрозионным срезом, на который изливались нижнепермские лавы (например, ауэрбергский порфир). Напротив, вследствие более кратковременной фазы денудации в позднем палеозое в синклиналиных зонах (например, Таннская гряда; см. табл. 4) сохранились более высокие структурные этажи.

### Поздневарисцийские деформации

В морфогенную стадию в Гарце развилась сеть разломов, трещинных даек и сбросов запад-северо-западного, север-северо-западного и север-северо-восточного направлений, имеющая связь как с варисцийским, так и с более молодым саксонским планом напряжений. Вплоть до раннего отэна проявлялось воздействие направлений с юг-юго-востока варисцийской компоненты сжатия. Начиная с вестфала ощущалось влияние ориентированных в север-северо-восточном направлении зон линеаментов, а с конца отэна стали появляться открытые трещины запад-северо-западной или северо-западной ориентировки, которые в мезозое стали главным тектоническим элементом.

В ходе орогенной стадии устанавливается разворот главных напряжений в направлении против часовой стрелки (Franzke, 1974), который можно проанализировать прежде всего с помощью хронологически датированных внедрений субсеквентных расплавов (см. табл. 5) и парагенетической ассоциации рудных и минеральных жил (см. рис. 26) (Kuschka, Franzke, 1974).

В ориентированные в север-северо-восточном направлении зоны линеаментов внедрились магмы плутонов. В более высоких горизонтах коры они использовали для подъема также заложенные в варисцийском направлении трещины север-северо-западного простирания. Эти трещины, представляющие собой трещины растяжения в шарнире сигмоиды Гарца, служили каналами подъема материала среднегарцких даек.

Простирающиеся на запад-северо-запад поверхности скола в варисцийском плане напряжений, которые были сомкнуты вплоть до раннего отэна, минерализуются начиная с отэна. За более ранней сульфидной минерализацией ориентированных в северо-западном направлении трещин последовала кальцитовая и флюорит-баритовая минерализация, приуроченная к простирающимся на запад-северо-запад разломам. Рассеянному из-за движений скальвания распределению сульфидов и кальцита противостоит выделение мощных баритовых и флюоритовых жил по растягивающимся трещинам скола и оперяющим жилам (Franzke, 1974).

Структуры растяжения, простирающиеся в запад-северо-западном направлении, возникли в мезозое в тылу краевого нарушения северного Гарца (Foucar, 1936; Wunderlich, 1953). Оно протягивается на запад-северо-запад и имеет облик надвига, по которому палеозойский фундамент Гарца был надвинут на верхнепермско-мезозойский платформенный этаж Субгерцинского бассейна (см. рис. 25). Эти движения достигли своего кульминационного пункта в позднем мелу (субгерцинские фазы). Они сопровождались сбросовыми движениями по параллельным разломам в южной части рюккланда Гарца. При этом Гарц был поднят в виде ступенчатой, вытянутой на запад-северо-запад глыбы и запрокинут на юг-юго-запад. Поэтому по южному краю Гарца платформенный этаж трансгрессивно перекрывает фундамент, в то время как северный край Гарца имеет облик зоны нарушения, по которой платформенный этаж при воздымании был растянут и запрокинут (см. Möbus, 1966).

Гарц слагает отрезок горно-складчатого пояса ренид, протягивающегося через Рейнские сланцевые горы и Арденны до Корнуэлла, и относится, будучи заложённым севернее Среднегерманской кристаллической зоны, названной Г. Браузе (Brause, 1970) Среднегерманской зоной раздела, к экстернидам варисцид. Складчатая структура ренид в основном развивалась свободно, запрокидываясь к северу, в направлении расположенной в форланде Восточно-Европейской платформы. Метаморфизм глубоких давлений характеризует рениды как герцинотипный ороген (Zwart, 1967).

В тектонических схемах среднеевропейских варисцид важную роль играет южная граница ренид со Среднегерманской кристаллической зоной. По Р. Лауренту (Laurent, 1972), у южного края, а по Г. Джонсону (Johnson, 1973), у северного края эписпаллических ренид (Schröder, 1973) находилась зона главных деформаций между двумя европейскими континентальными плитами. Однако уже противоположность исходных представлений этих двух схем говорит о слабости интерпретации в духе плитной тектоники.

Более поздние работы по плитной тектонике, опирающиеся прежде всего на широко распространенный в ренидах среднедевонский — раннекаменноугольный инициальный вулканизм, кладут в основу предлагаемой схемы направленную к югу субдукцию океанической плиты (Riding, 1974), а Т. Андерсон (Anderson, 1975) применяет такую схему к Гарцу.

Океаническая литосфера, по Т. Андерсону, погружалась севернее Верхнего Гарца к югу, и Гарц располагался в палеозое над зоной Беньофа в области островной дуги и глубоководного желоба (Верхнегарцкая диабазовая гряда, Среднегарцкое поднятие) и шельфа стабильного континента (Среднегерманское поднятие). О положении шельфа углистого известняка северных ренид Т. Андерсон ничего не говорит.

В отличие от других схем трактовка Гарца Т. Андерсоном может быть подвергнута детальной проверке, которая наряду с прочими моментами должна охватить геохимическую эволюцию инициальных вулканитов, имеющих (Herrmann, Wedepohl, 1970) континентальный толеитовый характер, харцбургское габбро, вопросы отделения олистостромов Гарца от меланжа зоны субдукции, геофизические данные о глубинном строении. Схема не исключает тектонической деформации пород перемещающейся к северо-западу складчатостью даже в том случае, если в основу представлений Т. Андерсона не кладется гипотеза о продвигающейся к северу плите, подобной горным сооружениям андийского типа (Nicolas, 1972).

Никакой основы для обсуждения не дает схема С. Бюрпе (Burrett, 1972), который постулирует наличие Среднеевропейского океана в пределах Среднегерманской кристаллической зоны и погружающейся к северу под рениды зоны субдукции. Эта схема, которую следует отклонить не только с точки зрения геологии Гарца, наряду с другими была отвергнута Е. Шрёдером (Schröder, 1973), Г. Тирбахом (Thierbach, 1975) и Д. Эйджером (Ager, 1975).

Этим крайним представлениям в духе плитной тектоники противостоят сдержанные по отношению к мобилистским воззрениям высказывания среднеевропейских геологов (например, Schröder, 1973), несогласие с ними (например, Krebs, Wachendorf, 1973) или акцент на схемах тектонических циклов в геосинклинальном и орогенном развитии (например, Maass, 1974). Допустимый с точки зрения варисцийских условий масштаб мобилизма рассматривается у Г. Браузе (Brause, 1973, 1975). Этот исследователь исходит из направленных к югу древних движений, определявших прогибание трога и складчатость Средней Европы. При этом складчатость ренид рассматривается как распространяющийся к северу подпор, с преобладающей вергентностью к северу благодаря южному подкоровому току. По В. Кребсу и Г. Вахендорфу (Krebs, Wachendorf, 1974), Среднегерманская кристаллическая зона отвечает анатектитовым ядерным областям, возникшим благодаря локально ограниченными диапироподобным источникам тепла. На флангах диапиров мантии вследствие гравитационного неравновесия опускались вызванные им прогибы.

Этому первичному вертикальному тектогенезу противостоял латерально действовавший вторичный тектогенез, приводя к гравитационным оползням в осадочной оболочке. Рениды стали для В. Кребса (Krebs, 1975) исходным пунктом для разработанной им концепции "глобальной вертикальной тектоники".

Южная граница ренид со Среднегерманской кристаллической зоной образована глубинным нарушением, которое по южному краю Рейнских сланцевых гор отделяет хр. Хунсрюк от прогиба Саар-Наз (молассовый структурный этаж) (см. рис. 1). Этот глубинный разлом (Murawski, 1975) протягивается в северо-западном направлении вплоть до области южнее Гарца, где его следует искать в пограничной зоне между Випрской единицей и Заальским трогом. Если отнести опубликованные Г. Муравским данные к южному форланду Гарца, то здесь придется допустить наличие глубинного нарушения, погружающегося на юг-юго-восток до раздела Мохо. По этому глубинному разлому южная глыба, включая раздел Мохо, была опущена относительно северной глыбы примерно на 2 км. Геологическая история этого глубинного разлома однозначным образом может быть воссоздана на основании анализа вещественного состава Среднегерманской кристаллической зоны (Neumann, 1974), Гарца и Заальского прогиба. Можно ожидать, что такой анализ явится вкладом в выяснение все еще нерешенных геотектонических проблем.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гарц относится к Реногерцинской зоне (экстернидам) варисийского орогена. Слагающие его породы накапливались в Рейнском прогибе средневропейской варисийской геосинклинали от ордовика до намюра. Горное сооружение расчленяется на девять геолого-тектонических единиц, подразделяемых на зоны, комплексы, антиклинали и синклинали. Эти единицы охватывают области с автохтонными эвгеосинклинальными породами и с аллохтонными и автохтонными миогеосинклинальными породами. Их литологический состав характеризуется пелитовыми образованиями с прослоями карбонатных пород на эвгеосинклинальной стадии и псаммитовыми образованиями (граувакки, кварциты), равно как и перетолженными породами (олистостромы) в миогеосинклинальную флишевую стадию. Карбонатные породы развиты в богатой рифами герцинской фации открытого моря (нижний девон — нижний карбон) либо в виде строматопоровых рифов (средний — верхний девон) мощностью 500 м. Одновременно с герцинскими известняками (отделяясь от них поднятиями) отлагалась обломочная рейнская фация с пелитами, песчаниками и известковистыми граувакками, а также богатой брахиоподовой и коралловой фауной. В то время как области осадконакопления эвгеосинклинальной стадии в значительной степени сохраняли стационарное положение, седиментационные прогибы флишевой стадии перемещались с юго-востока на северо-запад. Сформировались три цикла с турбидитами (фамен, турне — визе, визе — намюр) в проксимальных районах, и накопились пелиты и кремнистые сланцы в дистальных областях. Со склонов поднятий стекали грязевые потоки (олистостромы). Самые протяженные и мощные грязевые потоки шли с расположенного на юго-востоке Среднегерманского поднятия. Они заполнили находившийся перед поднятием прогиб Нижнего Гарца, зубчато стыкуясь по вертикали и горизонтали с осадками мутьевых потоков, переносившимися параллельно поднятиям. На песчаных косах накапливались зрелые кварцевые песчаники. Седиментация сопровождалась интенсивным инициальным вулканизмом в силуре, среднем девоне и раннем карбоне. Извергались спилитовые и кератофировые лавы, по своему химическому составу сопоставимые с континентальными толеитами. Зоны подъема инициальных магматических пород располагались на склонах поднятий в области пересечения протягивающихся на северо-восток трещин растяжения с меридиональными зонами разломов. Инициальный вулканизм постепенно завершился перед накоплением граувакк. Однако в олистостромах еще встречаются сингенетичные инициальные магматические образования.

Формирование олистостромов, которое вело к "перевертыванию" чехлов поднятий, привело к развитию гравитационных оползневых покровов. Провести надежное разграничение олистостромов и меланжа до сих пор не удалось. В олистостромах нет в виде олистолитов ни пород кристаллического основания, ни офиолитов. Находящиеся в основании осадочной оболочки породы кристаллических ядер Среднегерманского поднятия (граниты, гнейсы, слюдяные сланцы) встречаются в виде составных частей в граувакках.

Следуя за гравитационными процессами и образованием флиша, складчатость и сланцеватость достигли самых высоких частей земной коры. Преобладает северо-западная вергентность всех тектонических структур. Складчатость продвигалась с юго-востока на северо-запад, т.е. в сторону форланда орогена. Выходящие на юго-востоке Гарца (Випрская единица) метаморфические породы принадлежат зелено-сланцевой фации типа Барроу. Отложения были сжаты до 60—70% их первоначального протяжения. Возникли изоклинальные и нормальные складки, чешуи вследствие сколов по крыльям складок, а также благодаря внутренней деформации первая и вторая сланцеватость. Продольное растяжение во время складчатости вело к формированию поперечных складок. Во вторую складчатость образовались протяженные своды поверхностей сланцеватости, в которых эпизональные метаморфические породы оказались выведенными на уровень анхиметаморфизма.

В молассовую стадию в зоны линеаментов, протягивающиеся в меридиональном и запад-северо-западном направлении, внедрились субсеквентные плутоны. Субсеквентные риолиты и андезиты использовали для своего подъема трещины северо-северо-западного и запад-северо-западного простираний. В то время как в позднем карбоне (силезий) еще действовал вариссийский план напряжений, в ранней перми (красный лежень) уже господствовал послевариссийский, саксонский план напряжений с преобладающим северо-западным направлением разломов растяжения. Самые молодые тектонические структуры — нарушения, трещины и минеральные жилы — возникли в связи с заложением саксонских тектонических блоков. По северному краевому нарушению Гарца в меловом периоде глыба Гарца была надвинута на залегающий севернее ее форланд (Субгерцинский бассейн, платформенный этаж).

Литологические и тектонические соотношения в палеозое Гарца привлекаются в настоящее время для разработки как крайних мобилистских представлений (плитная тектоника), так и фиксистских концепций (вертикальная тектоника). Столь же ценные данные выявляются для теории геосинклиналей, в духе которой Гарц представляет собой характерный отрезок вариссийских экстернид.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ager D.V.* The geological evolution of Europe. — Proc. Geol. Assoc., 1975, 86, N 2.
- Anderson T.A.* Carboniferous subduction complex in the Harz Mountains, Germany. — Bull. Geol. Soc. America, 1975, 86, N 1.
- Baumann L., Leeder O., Weber W.* Beziehungen zwischen regionalen Bruchstrukturen und postmagmatischen Lagerstättenbildungen und ihre Bedeutung für die Suche und Erkundung von Fluorit-Baryt-Lagerstätten. — Z. angew. Geol., 1975, 21, N 1.
- Behr H.J.* Das metamorphe Grundgebirge im Thüringer Becken. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1966, 11, N 1.
- Benek R.* Der Bau des Ramberg-Plutons im Harz. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenw., Montangeol., 1967, N 1.
- Benek R., Röhlig 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.
- Blumenstengel H.* Mikropalaäntologische Untersuchungen in der Harzgeröder und Blankenburger Zone. — Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 3.
- Borsdorf K.H.* Zum Unteren Mitteldevon im Elbingeröder Komplex (Harz). — Geologie, 1971, 20, N 1.
- Borsdorf K.H.* Beitrag zur Lithologie der quarzführenden Schieferenserien ("Hauptquarzit") von Wienrode-Altenbrak (Harz). — Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 3.
- Brandl W.* Erdmagnetische Untersuchungen im Brockenmassiv. — Abhandl. preuß. geol. Landesanst. N.F., 1939, 188, N 82.
- Brause H.* Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A, 1970, 15, N 3.
- Brause H.* Variszischer Flatenbau und Mitteldeutsche Kristallinzone. — Geologie, 1970, 19, N 3.
- Brause H.* Paläomobilität und paläodynamik in Mitteleuropa. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14, N 3.

- Brause H.* Diskussionsbemerkung zur Geotektonik des Harzes. – Z. geol. Wiss., 1975a, 3, N 3.
- Brause H.* Paläodrift – Tektonik im Mitteleuropa. – Z. angew. Geol., 1975b, 21, N 7.
- Breddin H.* Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Mitt., 1973, 12, N 1.
- Bremer B.* Stockwerktektonische Untersuchungen im Südosttharzkomplex (Ostharzer Silugebiet, Harzgeröder Zone, Selkemuhe). – Hercynia, N.F., 1972, 9, N 1.
- Brinkmann R.* Die mitteldeutsche Schwelle. – Geol. Rundschau, 1948, 36, N 1.
- Bubnoff S.*, v. Geologie von Europa. 2. Bd. Das außeralpine Westeuropa. T. 1. Kaledonien und Varisciden. Verl. Berlin, Gebr. Bornträger, 1930.
- Burchard I.* Bemerkungen zur Alterstellung der Metamorphen Zone des Ostharzes. – Geologie, 1969, 18, N 2.
- Burchard J.* Ergebnisse petrographischer und genetischer Untersuchungen an Quarziten und Quarzsandsteinen des Harzes und des Flechtingen-Roßlauer Paläozoikums. Diss. Martin-Luther-Univ. Halle, 1974.
- Burmans G.* Das Ordovizium der nördlichen Phyllitzone. T. II. Wippraer Zone. – Z. geol. Wiss., 1973, Themenh. 1.
- Burrett C.F.* Plate tectonics and the Hercynian orogeny. – Nature, 239, 1972.
- Chapman R.E.* Clay diapirism and overthrust faulting. – Bull. Geol. Soc. America, 1974, 85, N 10.
- Chrobok S.M.* Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). – Geologie, 1965, Bein. 48, N 82.
- Dahlgrün F.* Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1928, 79.
- Dahlgrün F.* Blatt Halberstadt. Geol. Übersichtskarte von Deutschland im Maßstab 1:200000, Blatt 100. Berlin, 1933.
- Dahlgrün F.* Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1939, 91, N 7.
- Damm B.* Die Stieger Schichten im Westharz. Diss. Techn. Univ. Westberlin, 1960.
- Dasgupta H.J., Seifert F., Schreyer W.* Stability of Manganocordierite and related phase equilibria in part of the system  $MnO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . – Contribs Mineral. and Petrol., 1974, 43, N 4.
- Dengler H.* Der Okergranit im Harz. – Geol. Jahrb., 1956, 72.
- Eichenberg W., Schneider H.* Schichtenfolge und Fossilführung im Riff des Iberges und des Winterberges (Devon, Karbon) bei Grund im Harz. – Paläontol. Z., 1962.
- Eidam J., Seim R.* Zur Geochemie und Genese des Rambergmassivs (Harz). – Chem. Erde, 1971, 29, N 4.
- Erdmannsdoerffer O.H.* Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. – Jahrb. preuß. geol. Landesanst., 1905, 26, Berlin.
- Erdmannsdoerffer O.H.* Der Eckergeneis im Harz. – Jahrb. preuß. geol. Landesanst., 1909, 30.
- Erdmannsdoerffer O.H.* Über Gesteine des Bodeganges im Harz. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1925, 76.
- Erdmannsdoerffer O.H.* Erläuterungen geol. Karte von Preußen, Lfg. 100, Blatt Harzburg, 3. Aufl., Berlin, 1927.
- Figge K.* Das Karbon am NW-Ende des Harzes. – Geol. Jahrb., 1964, 81.
- Fischer G.* Die Gesteine der metamorphen Zone von Wippra. – Abhandl. preuß. geol. Landesanst., N.F., 1929, 121.
- Foucar K.* Der Bau der Aufrichtungszone am nördlichen Harzrand und die Klüftung ihrer Gesteine. – Jahrb. Hall. Verband, N.F., 1936, 15.
- Franke W.* Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Ibergen Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). – Geol. Jahrb. A, 1973, 11.
- Franzke H.J.* Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Grünschiefer von Wippra (Harz). – Hercynia, N.F., 1969, 6, N 2.
- Franzke H.J.* Minerogenetische Probleme der Ganglagerstätten im Harz. Exkursionsführer "Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenohercynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle. Ges. geol. Wiss. DDR, 1973, Berlin.
- Franzke H.J.* Zur Strukturanalyse des hydrothermalen Mineralgangsystems des Unterharzes. Dissertation Martin-Luther-Univ. Halle, 1974.
- Fuchs W.* Untersuchungen zur Geologie und Petrographie des Okerplutons im Harz. – Clausthaler tekton. Hefte, 1969, 9.
- Gallwitz H.* Die Bedeutung der Stratigraphie für die tektonische Analyse des Harzes. – Geologie, 1958, 7, N 3/6.
- Gräßer W.* Stockwerktektonische Untersuchungen im Südosttharzkomplex (östliche Südharzmulde und westliche Harzgeröder Schuppenzone). – Hercynia. N.F., 1971, 8, N 3.
- Hänel M.* Facies, Sedimentation und Paläogeographie der Grillenberger und Mansfelder Schichten am SE-Rand des Harzes. – Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1969, 9.
- Haubold H., Katzung G.* Die Abgrenzung des Saxon. – Geologie, 1972, 27, N 8.
- Herrmann A.G., Wedepohl K.H.* Untersuchungen an spilitschen Gesteinen der Variskischen Geosyncline in Nordwestdeutschland. – Contribs Mineral. and Petrol., 1970, 29, N 3.
- Hilgenberg J.* Die tektonischen Verhältnisse der Harzgeröder Zone zwischen Rottleberode und Wippra. – Hercynia, N.F., 1974, 11, N 4.
- Hoppe G.* Die Zirkone eines pyroklastischen Gesteins aus dem Silur von Hasselfelde (Harz). – Geologie, 1967, 16, N 5.
- Hoppe G., Kunert R., Schwab M.* Zirkone aus Gesteinen des mitteldeutschen Permokarbons. II. Die Altersstellung des Auerbergporphyrs im Harz. – Geologie, 1965, 14, N 7.
- Hoyningen V.E.* Das Permokarbon im östlicher Harzvorland. – Freiburger Forschungsh. C, 1960, 93.

- Hsu K.J.* Principles of melanges and their bearing on the Franciscan. — Knoxville paradox. — Bull. Geol. Soc. America, 1968, 79, N 8.
- Johnson G.A.L.* Closing of the carboniferous sea in western Europe. — Implications Continental Drift Earth Sci., 1973, 11.
- Kneidl V.* Stratigraphie im Raum Zorge-Hohegeiß (Südharz). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1966, N 8.
- Kneidl V.* Zur Tektonik im Gebiet Zorge-Hohegeiß (Südharz). — Geotekt. Forsch., 1970, 37.
- Kneidl V., Wild R.* Das Oberdevon in der westlichen Südharzmulde. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1969, 134.
- Kochmann G.* Die oberdevonische bis unterkarbonische Schichtenfolge und der Schuppenbau im NW-Bereich des mittleren Ackerbruchberg-Zuges (Oberharz). Dissertation Universität Erlangen-Nürnberg, 1968.
- Kölbl H.* Große Seitenverschiebungen und Horizontalverschiebungen im deutschen Grundgebirge und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. — Geologie, 1954, 3, N 4.
- Kosmat F.* Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes. — Zbl. Mineral. B, 1927.
- Kosmat F.* Zur Frage des Deckenbaues im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1929, 80.
- Kramer W., Mucke D.* Beziehungen zwischen Magmatiten und Sedimentation in sedimentären Komplexen. — Z. geol. Wiss., 1973, 1, N 5.
- Krebs W.* Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynikum. — Geotekt. Forsch., 1968, 28.
- Krebs W.* Formation of southwest Pacific island arc-trench and mountain systems: plate or global vertical tectonics? — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, 59, N 9.
- Krebs W., Wachendorf H.* Proterozoic-paleozoic-geosynclinal and orogenic evolution of central Europe. — Bull. Geol. Soc. America, 1973, 84, N 8.
- Krebs W., Wachendorf H.* Faltungskerne im mittel europäischen Grundgebirge — Abbilder eines orogenen Diapirismus. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1974, 147.
- Kunert R.* Lithofazielle und tektonische Untersuchungen im Permokarbon des östlichen Harzforlandes. — Jahrb. Geol. f., 1970, 3.
- Kuschka E., Franzke H.J.* Zur Kenntnis der Hydrothermalite des Harzes. — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 12.
- Lange P.* Zur karbonischen Sedimentation am Büchenberg-Sattel des Elbingeröder Komplexes (Harz). — Z. geol. Wiss., Themenh. 1, 1973.
- Lange P., Steiner W.* Egeische Strukturlinien im geologischen Bauplan der Deutschen Demokratischen Republik. — Geologie, 1971, 20, N 3.
- Laurent R.* The hercynides of Soyth Europe, a model. — Intern. Geol. Congr., 24 Sess., 3, 1972, Montreal.
- Lindert W.* Die Gryndgebirgskomponenten in den altpaläozoischen konglomeraten des Harzes. — Geologie, 1971, Beih. 70.
- Lusznat M.* Die tektonische Prägung der Metamorphen Zone des Südostharzes und das Problem ihrer Altersstellung. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol., Biol., 1958 (1959), 8.
- Lütke F.* Die Geologie der westlichen Harzgeröder Zone im Überblick (Silur und Devon, Harz). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1968, N 8.
- Lütke F.* Sedimentation und Ressedimentation im Unterharz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1973, 124, N 1.
- Lutzens H.* Die stratigraphische und tektonische Stellung der Wernigeröder Schichten nach Conodonten. — Geologie, 1959, 8, N 1.
- Lutzens H.* Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. Diss. Martin-Luther-Univ. Halle 1969. — Geologie, 1972, Beih. 74.
- Lutzens H.* Zum Baustil und Unter- und Mittelharzes auf der Grundlage neuer stratigraphisch-fazieller Untersuchungen. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973a, 14, N 2.
- Lutzens H.* Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. — Z. geol. Wiss., 1973b, Themenh. 1.
- Lutzens H.* Ein Beitrag zur Geologie des Unterharzes Metamorphe Zone Südharz und Selkemuhe. — Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 3.
- Lutzens H., Schwab M.* Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orlgen. — Geologie, 1972, 21, N 6.
- Maass R.* Zur Tektogenese. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1974, N 11.
- Maronde H.D.* Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet der Tanner Grauwacke nordwestlich von Bad Lauterberg (SW-Harz). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1966, N 9.
- Maronde H.D.* Gelogische Untersuchungen im Grenzbereich Silur-Devon des Südwestharzes. — Geol. Jahrb., 1968, 86.
- Meischner D.* Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the River Rhine. — VIII Intern. Sediment. Congr., Guidebook, 1971, Heidelberg.
- Meischner D., Schneider J.* Oberkarbon und älteres Unterkarbon zwischen Acker- und Diabaszug im Oberharz. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abhandl., 1970, 135.
- Mempel G.* Die Gliederung des Kulms in der Sösemulde und die Kulmkonglomerate im Oberharz. — Abhandl. preuß. geol. Landesanst. N.F., 1933, 153.
- Meyer K.D.* Stratigraphie und Tektonik des Allerzuges am Nordweststrand des Ackerbrucherger bei Riefensbeek im Harz. — Geol. Jahrb., 1965, 82.
- Möbus G.* Abriss der Geologie des Harzes. Leipzig, Taubner Verl., 1966.
- Mohr K.* Zur Paläozoischen Entwicklung und Lineamenttektonik des Harzes, speziell des Westharzes. — Clausthaler Tekton., 1969, H. 9.

- Mohr K. Harz, westlicher Teil. — In. Samml. Geol., Führer, 1973, 58.
- Mucke D. Initialer Magmatismus in Elbingeröder Komplex. — Freiburger Forschungsh., C, 1973, 279.
- Müller-Steffen K. Das Oberdevon des nördlichen Oberharzes im Lichte der Ostracoden-Chronologie. — Geol. Jahrb., 1965, 82.
- Murawski H. Die Grenzzone Hunstrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1975, 126, N 1.
- Neumann W. Das Grindgebirge an Kyffhäuser (Nordthüringen). Lithostratigraphie, Tektonik, Regionalmetamorphose und Migmatitisation. — Geologie, 1968, Beih. 63.
- Neumann W. Mitteldeutsche Kristallinzone. Geologie von Thüringen. Gotha, Haack-Verl., 1974.
- Nicolas A. Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean type? — Nature, 1972, 236.
- Patzelt G. Zum Problem submariner Gleitmassen im Variszikum des Ostharzes und einige stratigraphische Konsequenzen. — Z. geol. Wiss., 1973a, Themenh. 1.
- Patzelt G. Tektonische Probleme des Ostharzes. — Z. geol. Wiss., 1973b, Themenh. 1.
- Pilger A. Tektonische Probleme des initialen Vulkanismus. — Geol. Jahrb., 1951, 65.
- Pilger A. Lineamenttektonik und Magmatismus im Westharz. — Clausthaler Tekton., 1969, H. 9.
- Plessmann W. Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jahrb., 1961, 78.
- Poll K. Zur Tektonik der westlichen Harzgeröder Falten und Schuppenzone im Harz (Deutschland). — Geotekton. Forsch., 1970, 37.
- Puttrich J., Schwab W. Die Probleme der Paläogeographie und Faziesbildung in der Hörre-Gommern-Zone, speziell am Acker-Bruchberg (Harz). — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abhandl., 1974, 146, N 3.
- Rabitzsch K. Das Faziesbild der klastischen Kulmsedimentation im Harz. — Hallesches Jahrb. mitteldeutsche Erdgesch., 1970, 10.
- Rabitzsch K. Zur Geologie der unterkarbonischen Schiefererien im Gebiet südlich Rübeland (Harz). — Z. geol. Wiss., 1973, Themenh. 1.
- Reichstein M. Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes. — Geologie, 1959, 8, N 1.
- Reichstein M. Die Stratigraphie der Herzynkalke bei Günthersberge im Unterharz und das Problem der Herzynkalkentstehung. — Geologie, 1962, Beih. 34.
- Reichstein M. Stratigraphische Konzeptionen zur Metamorphen Zone des Harzes. — Geologie, 1964, 13, N 1.
- Reichstein M. Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. — Geologie, 1965, 14, N 9.
- Reichstein M. Deckenbaufragen im Harz und spätvaristische Strukturentwicklung. — Wiss. Z. Univ. Halle, 1970, XIX 70 M, N 1.
- Reichstein M., Schmidt K. Stratigraphy of the Ordovician, Silurian and Devonian of the Saxothuringicum and Harz. — Intern. geol. Congr., 23th Sess. Guide to Excursion 36 AC, 1968, Praha.
- Ribbert K. H. Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). — Göttinger Arbeiten Geol., Paläontol., 1975, 18.
- Riding R. Model of the Hercynian Foldbelt. — Earth and Planet. Sci., Letters, 1974, 24, N 1.
- Ruchholz K. Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode. — Geologie, 1964, Beih. 41.
- Ruchholz K. Fossilfunde im Südharz-Selke-Quarzit (sogenannter Hauptquarzit) südlich des Tanner Zuges im Unterharz — ein Beitrag zur Alterstellung. — Geologie, 1968, 17, N 3.
- Ruchholz K. Lithologie und Faziesentwicklung der Herzynkalke — ein Beitrag zu ihrer Redefinition. — Wiss. Z. Univ. Greifswald. Math.-naturwiss. Reihe, 1972, 21.
- Ruchholz K., Warncke D. Zur Alterstellung der Grauwackefolge in der Südharzmulde. — Geologie, 1963, 12, N 8.
- Schlegel E. Stratigraphische und kleintektonische Untersuchungen bei Thale und Wernigerode (Nordharz). — Geologie, 1961, 10, N 8.
- Schneider H. Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerstetal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz). — Roemeriana, 1961, 1.
- Schoell M. Radiometrische Alterbestimmungen am Brocken-Intrusionskomplex im Harz als Beispiel der Interpretation diskordanter Modelalter. — Clausthaler Tekton., 1972, H. 13.
- Schoell M., Lenz H., Harre W. Das Alter der Hauptmetamorphose des Eckergneises im Harz auf Grund von Rb/Sr-Datierungen. — Geol. Jahrb. A, 1973, 9.
- Schriel W. Transgressionen und Gebirgsbildungen im ältern Paläozoikum des südlichen Mittelharzes. — Jahrb. preuß. geol. Landesanst., f. 1924, 1925, 45.
- Schriel W. Zur Deckenfrage im Harz. — Jahrb. preuß. geol. Landesanst., f. 1932, 1933, 53.
- Schriel W. Kritische Betrachtung zur Deckenfrage im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1939, 91.
- Schriel W. Geologie des Harzes. — Schriften wirtschaftswiss. Ges. Studium Niedersachsens, N.F. 1954, 49.
- Schriel W., Stoppel D. Das Alter der Hauptkiefelschiefer Lossens und der Buntschiefer in der Südharzmulde. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1957, 109.
- Schriel W., Stoppel D. Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes. — Geol. Jahrb., 1961, 78.
- Schriel W., Stoppel D. Das Alter der Cephalopodenkalke im mittleren Selketal (Devon) Unterharz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1965, 115.
- Schröder E. Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer-Zone (Ostthüringen). — Geologie, 1958, 7, N 3/6.
- Schröder E. Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südrural und dem

- mitteleuropäischen Variszikum. — Geologie, 1972, 21, N 4/5.
- Schröder E.** Probleme tektonischer Untersuchungen im Orogen, speziell im den Varisziden. — Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 1973, 14, N 2.
- Schust F.** Über das Altersverhältnis des Bodeganges zum Ramberggranit. — Ber. geol. Ges. DDR, 1958, 3, N 1.
- Schwab M.** Beziehungen der subsequenten Vulkanite des Permo-siles zum variszischen Orogen, dargestellt unter besonderer Berücksichtigung des Halleschen Vulkanitkomplexes. — Geologie, 1970, 19, N 3.
- Schwab M.** Zur geologie des Harzes. — Exkursionsführer "Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenoharzynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle", Berlin, 1973.
- Schwab M.** Harz — verkehrt gestapelt. Neue Theorien zum Gebirgsbau des Harzes. — Wiss. und Fortschr., 1974, 24, N 2/3.
- Schwab M.** Beiträge zur Tektonik der Rhenoharzynischen Zone im Gebiet der DDR mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse im Unterharz. — Habilitationsschrift Univ. Halle, 1970. — Jahrb. Geol., 1976, 5/6.
- Schwab M., Bremer B., Gläßer W., Hilgenberg J.** Der tektonische Bau der Harzgeröder Zone im Harz. — Wiss. Z. Univ. Halle, 1970, XIX 70M, N 1.
- Schwan W.** Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Mittelharz. — Geol. Rundschau, 1949, 37, N 1.
- Schwan W.** Die Acker-Bruchberg-Schichten des Harzes. — Abhandl. preuß. geol. Landesanst., N.F., 1950, 216.
- Schwan W.** Gliederung und Faltung des Harzes im Raum und Zeit. — Geotekton. Sympos. Ehren H. Stille, 1956, Stuttgart.
- Schwan W.** Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme. — Erlanger geol. Abhandl., 1967, 65.
- Schwan W.** Über einige Probleme der Harztektonik. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 1968, 117, N 2/3.
- Schwan W.** Erneut zur Frage: Deckentektonik oder bodengebundene Deformation im Harz-variszikum? — Geologie, 1970, 19, N 5.
- Schwan W.** Die Problematik neuer Deckenbauvorstellungen vom Harzvariszikum und dessen raumgebundene Gestaltung. — Geotekton. Forsch., 1971, 38.
- Schwan W.** Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1974, 125, N 2.
- Seim R.** Petrologische Untersuchungen an kontaktmetasomatischen Gesteinen vom Ostrand des Brockenmassivs (Harz). — Geologie, 1963, Beih. 37.
- Seim R., Eidam J.** Vergleichende geochemische Untersuchungen der Granite des Brocken- und Ramdergmassivs im Harz. — Chemie Erde, 1974, 33, N 1.
- Sohn W.** Der Harzburger Gabbro. — Geol. Jahrb., 1956, 72.
- Sperling H.** Zur Großtektonik im Nordwest-Harz und zur Erzführung in tektonisch vorgezeichneten Bereichen der Oberharzer Erzsänge. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1969, 118, N 2.
- Steiner W.** Das Rotliegende des Ifelder Beckens und seine Beziehungen zu benachbarten Rotliegend-Vorkommen. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A., 1966 a, 11, N 1/2.
- Steiner W.** Das Rotliegende des Meisdorfer Beckens. — Freiburger Forschungsh. C, 1966 b, 198.
- Steiner W.** Siles und Rotliegendes nördlich des Thüringer Waldes. Geologie von Thüringen, Gotha, Haack-Verl., 1974.
- Stoppel D., Zscheke J. G.** Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. — Ber. naturhist. Ges. Hannover, 1963, 107.
- Stoppel D., Zscheke J. G.** Zur Gliederung des Mittel- und Oberdevons im Westharz mit Conodonten und Ostracoden. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1966, 115, N 2/3.
- Stoppel D., Zscheke J. G.** Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostrakodenchronologie. — Geol. Jahrb., 1971, Beih. 108.
- Strehl E.** Stratigraphische und tertonische Untersuchungen in der westlichen Blankenburger Faltenzone zwischen St. Andreasberg und Braunlage (Harz). Diss. Techn. Hochschule Clausthal. Clausthal-Zellerfeld, 1967.
- String P.** Beitrag zur Silurstratigraphie im östlienen Unterharz. — Hercynia N.F., 1969, 6.
- Thierbach H.** Zur Entwicklung globaltektonischer Anschauungen und deren Einfluß auf die Interpretation tektonischer Hauptelemente Mitteleuropas. — Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 4.
- Tollmann A.** Grundprinzipien der Alpenen Deckentektonik. Wien, F. Deuticke-Verlag, 1974.
- Trümpy R.** Wechselbeziehungen zwischen Paläogeographie und Deckenbau. — Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 1955, 100.
- Wachendorf H.** Das Devon und Karbon der Sieber-Mulde (Harz). — N. Jahrb. Geol. und Paläontol., Abhandl., 1966, 126.
- Wild R.** Stratigraphische Untersuchungen in den Stieger Schichten des SW-Harzes. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsch., 1966, N 8.
- Wunderlich H. G.** Bau und Entwicklung des Harznordrandes bei Bad Harzburg. — Geol. Rundschau, 1953, 41.
- Wunderlich H. G.** Zyklischer Bewegungsablauf beim Vorrücken orogenen Fronten und der Mechanismus des Deckschollentransportes nach dem Surf-Riding-Prinzip. — Geologie en mijnbouw, 1964, 44, N 12.
- Wunderlich H. G.** Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges. Ruhrkarbons und Harzes. — Geol. Rundschau, 1965, 54, N 2.
- Zimmermann G.** Zur Stratigraphie und Tektonik an der Nordostflanke des Elbingeröder Komplexes (Harz). — Hercynia N.F., 1969, 6, N 3.
- Zöllich S. M.** Zur Deckenfrage im Mittelharz — die tektonische Stellung der Schalsteinsättel bei Elbingerode. — Abhandl. preuß. geol. Landesanst., N.F., 1939, 191.
- Zöllich S. M.** Das Problem des Deckenbaues im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1939, 91, N 7.
- Zwart H. J.** The duality of orogenic belts. — Geologie en mijnbouw, 1967, 46, N 8.

## ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-САКСОНСКОГО ЛИНЕАМЕНТА И ГРАНУЛИТОВЫХ ГОР

### ВВЕДЕНИЕ

В южной части Саксотюрингской зоны варисцийского тектогена Средней Европы между Восточнотюрингско-Среднесаксонской антиклинальной зоной на северо-западе и Фихтельберг-Рудногорской антиклинальной зоной на юго-востоке располагается Западно-Саксонский синклиниорий. Он подразделяется на Фогтландский (на юго-западе) и Вильденфельс-Франкенбергский (на северо-востоке) частные синклинории. Последний большей частью скрыт под пермо-карбоновой молассой впадины Вердау-Хайнихен (рис. 1 и 2).

Вдоль оси синклинория в трех местах из фундамента выступают в виде "межгорных массивов" гнейсы, по соседству с которыми складчатый палеозой представлен "баварской фацией" — мелководными отложениями с многими перерывами: красноцветными пелитами нижнего ордовика, прибрежными песчаниками верхнего ордовика и известняками девона и динанта. Напротив, обычная ("тюрингская") фация отлагалась в более глубоководных условиях, в более однообразной и спокойной фациальной обстановке. Зону развития баварских фаций и гнейсовых массивов в осевой части Западно-Саксонского синклинория стали называть "Центрально-Саксонским линеamentом" (Watznauer, 1965). Она прослеживается примерно на 180 км от Франконской линии на юго-западе вплоть до линеамента Эльбы на северо-востоке. Если измерять по современным выходам на поверхность клиновидно выжатых гнейсовых массивов, то ширина зоны линеамента составляет от 4 до 15 км. Наиболее крупным является Мюнхбергский гнейсовый массив на юго-западе. Его ширина — 15 км, длина — 40 км, площадь — около 500 км<sup>2</sup>. Следующий по величине — гнейсовый массив Франкенберг-Мобендорф на северо-востоке, достигающий 4 км в ширину и 20 км в длину (площадь около 70 км<sup>2</sup>), если мысленно убрать покров отложений карбона и красного лежня в области между Флёа и Хайнихеном (см. рис. 2). Третья выходящая на поверхность гнейсовая глыба находится у Вильденфельса на контакте чехла красного лежня с ордовикскими породами северной краевой зоны Рудных гор. Она имеет длину лишь 2 км и ширину 0,6 км (площадь около 1 км<sup>2</sup>).

Предположительно гнейсы присутствуют в погребенном фундаменте в виде продольного поднятия. Возникновение клиновидно выжатых гнейсовых массивов объясняется (Gaertner, 1951) следующим образом. Смятые варисцийской складчатостью массы с однообразной юго-восточной вергентностью могли продвигаться сюда с северо-запада и у линеамента погрузиться.

Вследствие сильного сжатия слои должны были отклониться книзу, словно они были вросаны, а уже находившиеся в поднятом положении гнейсы в порядке компенсации ушли вверх и заняли нынешнее положение подобно крышке над рубцом зоны засасывания.

В целом шарниры варисцийских антиклинориев и синклинориев воздымаются к северо-востоку в направлении линеамента Эльбы, так что эрозия захватывает все более древние комплексы. Так, саксонские Гранулитовые горы выступают на востоке Восточнотюрингско-Среднесаксонской антиклинальной зоны, к которой с

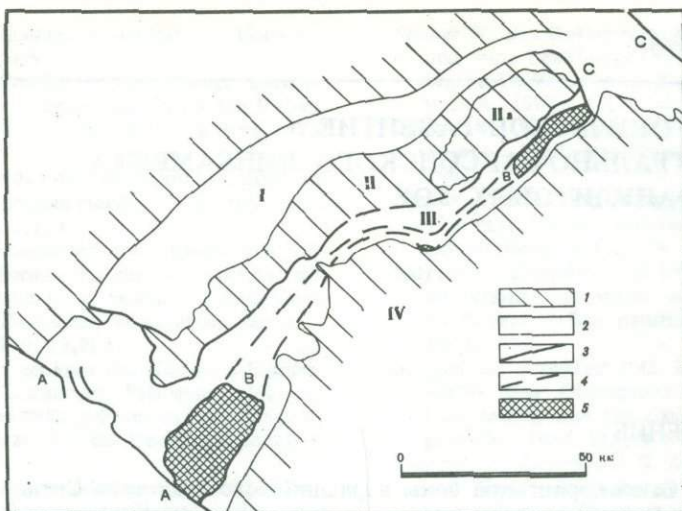


Рис. 1. Структуры фундамента в южной части Саксотюрингской зоны в пределах ГДР

1 – антиклинальная зона; 2 – синклиальная зона; 3 – разлом; 4 – погребенный разлом; 5 – выходы гнейсов вдоль Центрально-Саксонского линеамента. А – Франконская линия; В – Центрально-Саксонский линеамент; С – линеамент Эльбы. I – Восточнотюрингско-Северозападносаксонская синклиальная зона; II – Восточнотюрингско-Среднесаксонская антиклинальная зона; IIa – гранулитовый комплекс; III – Западно-Саксонский синклинорий; IV – Фихтельберг-Рудногорская антиклинальная зона

северо-запада примыкает Восточнотюрингско-Северозападносаксонская синклиальная зона (см. рис. 1). Гранулитовые горы слагают собственно гранулитовый комплекс и сланцевая оболочка. Гранулитовый комплекс имеет форму эллипса, вытянутого с юго-запада на северо-восток (см. рис. 2), с главной осью длиной 45 км и второй осью 17 км. Его площадь составляет около 550 км<sup>2</sup>, из которых примерно 75% закрыто плейстоценом и неогеном.

В Гранулитовых горах также заметны вергентность к юго-востоку и перемещение масс к зоне линеамента, благодаря чему девон и диант испытали метаморфическую переработку на юго-восточном фланге, отсутствующую на северо-западном фланге.

Целью настоящей работы является выяснение тектонического развития части Центрально-Саксонского линеамента, расположенной между Гранулитовыми и Рудными горами (см. рис. 2). Необходимой предпосылкой для этого является стратиграфическая датировка слоистых толщ, которая для слабо метаморфизованных пород (эпизональных, мезозональных) может быть осуществлена с помощью палеонтологического метода (Kurze, 1966, 1969; Schreiber, 1957). Для более высоко метаморфизованных серий привлекаются региональные литостратиграфические сопоставления, несогласия, данные о метаморфизме и диафорезе. Подобный путь ведет к выявлению историко-геологических структурных этажей, из которых более древние выступают на дневную поверхность как "древние ядра". Они испытали раннюю консолидацию и как поднятые глыбы влияли на тектоническое развитие варисцидской геосинклинали.

Следует также упомянуть, что в истории исследований бывали времена (1912–1927 гг.), когда выходы гнейсов Западно-Саксонского синклинория рассматривались как останцы пришедшего с юга тектонического покрова (Ф.Э. Зюсс, Ф. Космат). До этого гнейсы синклиальной зоны считались либо магматическими лакколитами, внедрившимися в девонско-диантское время, либо выжатыми фрагментами более древнего фундамента. Детально излагают историю исследования зоны линеамента в пределах рассматриваемой области В. Шван (Schwan, 1957) и М. Курце (Kurze, 1966). Генетическая трактовка гранулитового массива оставалась одной и той же. Исследователи либо целиком относили его к древнему комплексу пород, либо допускали особый тип интрузии, внедрение которой под давлением произошло в девоне – дианте.

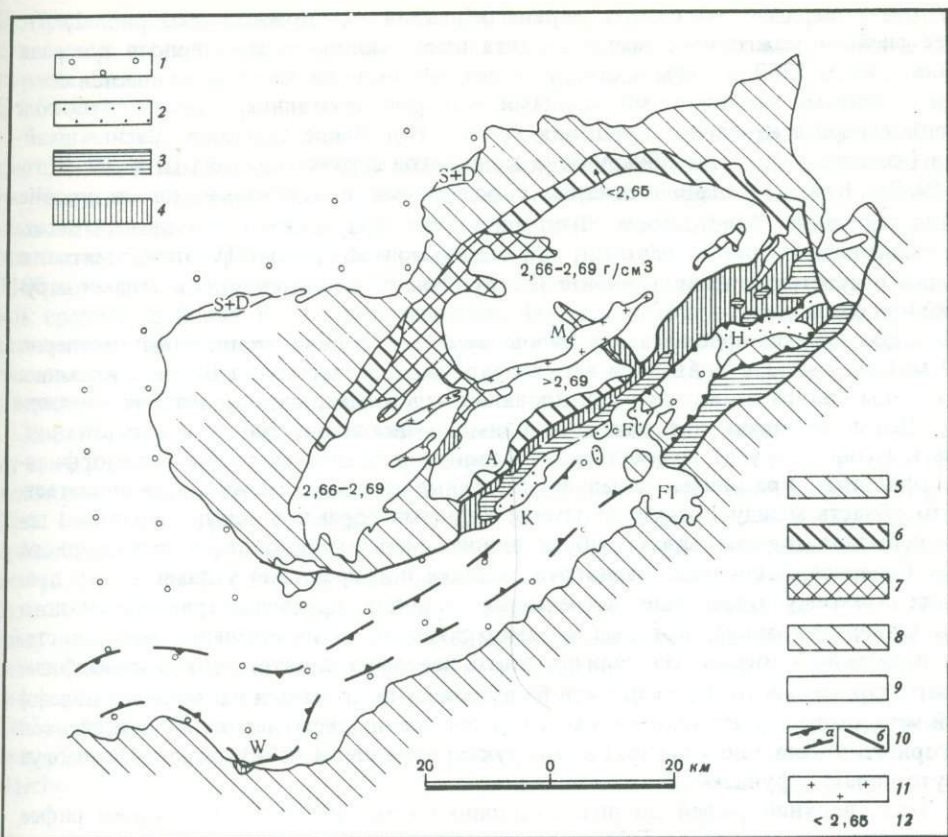


Рис. 2. Карта структурных этажей Гранулитовых гор, Западно-Саксонского синклиория и северного края Фихтельберг-Рудногорской антиклинальной зоны

1 – VI этап – пермо-силезий; 2 – V этап – ранняя моласса хайнихенских слоев; 3 – IV этап – от верхов верхнего девона до низов динанта; 4 – III этап – от верхов ордовика до низов верхнего девона; 5 – II этап – от верхнего рифея до низов ордовика; 6 – область ордовикского диафтореза (до первого этапа – гранулитовый комплекс); 7 – область ордовикского анатексиса верхнерифейской коры выветривания, перекрывающей первый этап; 8 – затухающий ордовикский метаморфизм в сланцевом чехле на северо-западном фланге гранулитового комплекса; 9 – I этап – средний рифей (гранулитовый комплекс, лептцититовая формация главной молданубской группы); 10 – Центрально-Саксонский линеамент (а), разлом (б); 11 – Митвейский гранит; 12 – плотность пород, г/см<sup>3</sup>; S+D – неметаморфизованные силур и девон

## ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ

В Гранулитовых горах и расположенной южнее зоне линеамента выделяются пять сформированных тектогенезом (фазами деформаций) историко-геологических структурных этажей. В виде шестого этапа на них залегают пермо-силезий впадины Вердау–Хайнихен, конгломераты и песчаники которого не смяты и не метаморфизованы.

Сверху вниз располагаются:

VI этап: молассовые образования силезия и нижнего красного лежня мощностью примерно 1000 м (см. рис. 2, 1). Они не смяты в складки и перекрывают пришедшую в состояние покоя зону линеамента.

V этап: моласса хайнихенских слоев (см. рис. 2, 2) мощностью около 1000 м. Она отложилась в динанте III β – γ (определение возраста по флоре), а в рудногорскую фазу на границе намюра А и В испытала германотипную складчатость.

IV этаж: верхние горизонты верхнего девона до динанта (см. рис. 2, 3). Южнее гнейсов межгорного массива свита имеет мощность примерно в три раза больше (около 1300 м), чем к северу от них (400 м). На юге она начинается светлыми и черными кремнистыми сланцами, которые отлагались в узком глубоком прогибе севернее краевого нарушения Рудных гор. Выше залегают красные сланцы, в основании которых обнаружены конодонты верхнего девона III и IV (Kurze, 1969). Красные сланцы связаны с основными вулканитами, на их уровне появляется также олистостром. Флишеподобные граувакки с прослоями песчаных сланцеватых глин и, наконец, туфы диабазов завершают IV этаж, смятый в складки в судетскую фазу (динанте III  $\beta$ ). Филлитизация связана с зонами нарушений или сжатия.

III этаж: верхи ордовика до низов верхнего девона мощностью примерно 1400 м (см. рис. 2, 4). Аналоги верхнеордовикского песчаника Дёбра и кремнистые сланцы силура служат при картировании надежными маркирующими горизонтами. Девон содержит две пачки основных вулканитов, туфов и известняков. Лишь к юго-востоку от гранулитового комплекса осадочная толща метаморфизована (филлиты, празиниты, андалузит-слюдяные сланцы). Поэтому предполагается, что область между Гранулитовыми и Рудными горами в течение позднего девона испытала сильное сжатие, обусловившее метаморфизм этого структурного этажа. Севернее Хайнихена на погружающихся под средними углами к югу празинитах третьего этажа еще встречаются останцы прежнего трансгрессивного чехла четвертого этажа, которые метаморфизованы в значительно меньшей степени и залегают полого. Из наличия этого перерыва следует, что метаморфизм третьего структурного этажа должен был произойти до начала накопления образований четвертого структурного этажа, т.е. в течение позднего девона. Южнее гнейсов межгорного массива породы третьего структурного этажа не обнажаются, но могут присутствовать в фундаменте.

II этаж: верхний рифей до низов ордовика (см. рис. 2, 5). В позднем рифее (хронологическая шкала, по Б.М. Келлеру, 1973) саксонский гранулитовый комплекс как часть крупной суши был поднят и вскрыт эрозией. Его перекрывал чехол мощностью свыше 100 м, сложенный сиалитовыми глинами выветривания (Neumann, 1974). Стратиграфический перерыв охватывает примерно 250 млн. лет, в течение которых в примыкающей с юга области опускается Рудных гор могла отложиться толща преимущественно граувакк мощностью 5 км. Исходные породы гнейсов межгорного массива также имеют верхнерифейский возраст. В Гранулитовых горах отложилось лишь около 150 м пелитовых граувакк, залегающих под базальным кварцитом кембрия и относящихся к самому концу позднего рифея. Кембрий и низы ордовика (датировка на основании регионального геологического сопоставления) на северо-западном фланге гранулитового комплекса достигают мощности примерно 2,5 км. На юго-восточном фланге образования второго структурного этажа опущены по разлому и потому не обнажаются. В течение ордовика второй этаж был метаморфизован (см. рис. 2, 5). Метаморфизм был весьма сильным (силлиманит, ставролит), консолидированное древнее ядро гранулитового комплекса было рассланцовано по краям с выделением теплоты трения (см. рис. 2, 6), и водонесные глины выветривания были преобразованы в анатектитовые кордиеритовые гнейсы; гранулитовый комплекс сверху был также расплавлен (см. рис. 2, 7). После ордовикского тектогенеза поднялась юго-восточная часть гранулитового цоколя и отложения второго этажа стали доступны размыву. В углублениях сохранились лишь остатки коры выветривания в виде кордиеритовых гнейсов, на которых ныне севернее Франкенберга (с отчетливым перерывом между ордовикским и позднедевонским метаморфизмом) залегают более высокие горизонты ордовика и силура, относящиеся к третьему этажу. Позднедевонский метаморфизм третьего этажа у Ауэрсвалде переходит к северу за нарушение у юго-восточного гранулитового комплекса, вызывая в полосе шириной 100 м диафорез в анатектитах по коре выветривания, принадлежащих второму этажу. Северо-западнее гранулитового комплекса подобные резкие границы метаморфизма не встречаются, поскольку здесь располагается рюкланд гранулитовой глыбы, подвинутой к юго-востоку, к

Центрально-Саксонскому линеamentу. За гнейсовидными слюдяными сланцами с внешней стороны следуют слюдяные сланцы, филлиты и анхиметаморфические породы. Ордовикский метаморфизм затухает (см. рис. 2,8) и силур и девон (рис. 2, S + D) уже не метаморфизованы.

I этаж: средний рифей (см. рис. 2, 9). Саксонский гранулитовый комплекс рассматривается как эквивалент лептинитовой формации молданубской главной группы Чехии, которая предположительно была смята в складки дальсландско-гренвильским тектогенезом 845–1150 млн. лет назад (Zoubek, 1974). Поскольку граница среднего и верхнего рифея проходит, по Б.М. Келлеру (1973), на рубеже 1100 млн. лет, молданубская главная группа рассматривается в настоящей работе как среднерифейская. В противоположность Чехии монотонная группа, залегающая под лептинитовой формацией, в Саксонии не обнажена. Признаком залегания выше лептинитов органогенной группы может считаться небольшой выход графитового кварцита у местечка Винкельн.

Поскольку в лейкократовых разновидностях саксонских гранулитов отсутствуют моноклинные и ромбические пироксены, определяющие отнесение породы к гранулитовой фации, было предложено переименовать их в "лептиниты" (Cogné, Eller, 1961) или "гранобластиты" (Winkler, Sen, 1973). Однако важнее дискуссии о принадлежности гранулитов (лептинитов) к определенной минералогической фации является тот факт, что в Саксонии, как и в Чехии, они всегда содержат ультрабазиты, имеющие "рассеянное площадное распространение" (Zoubek, 1965). Поэтому лептиниты трактуют как риолиты примитивного геосинклинального магматизма молданубского времени, когда земная кора еще была маломощной и кислые дифференциаты и материал мантии извергались почти одновременно (Zoubek, 1965). Рифей Средней Европы явно отлагался непосредственно на океанических базальтах (Muratow, 1973), а первые осадки переплавились в основные анатектиты (Michot, 1965).

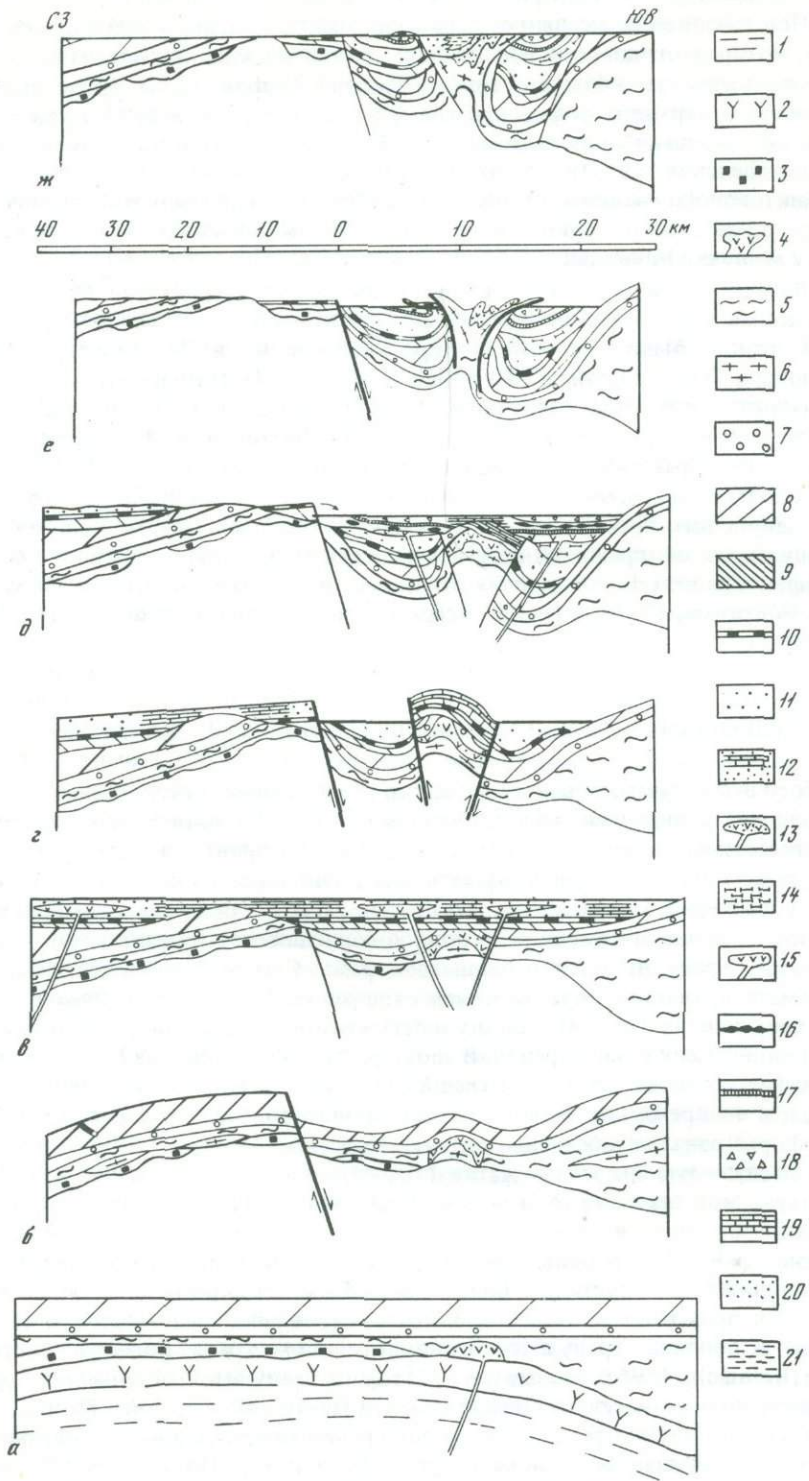
## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Чтобы обосновать существование историко-геологических структурных этажей, мы опирались в предыдущей главе на более молодые слои, датируемые палеонтологически, чтобы иметь возможность стратиграфической привязки более древних метаморфических толщ. С помощью расчленения серий пород на историко-геологические структурные этажи можно воссоздать поэтапную схему развития палеогеографии и тектоники от конца докембрия до полной вариссийской консолидации для территории между Гранулитовыми и Рудными горами. С этой целью были составлены сильно схематизированные палеотектонические разрезы, ориентированные в северо-западном направлении (рис. 3), совокупность которых позволяет установить чередование этапов сжатия и расширения. В эпохи растяжения накапливались отложения соответствующего этажа, причем по трещинам изливались преимущественно основные магмы, в то время как в эпохи сжатия происходили складчатость и метаморфизм, т.е. формировался собственно структурный этаж.

Выделяются следующие этапы сжатия и расширения:

1. Гренвильский этап сжатия (на рис. 3 не показан), сформировавший первый структурный этаж.

2. В позднерифейско-ордовикскую эпоху растяжения (рис. 3, а) область Рудных гор стала подвижной и опустилась более чем на 5 км, в то время как гранулитовый комплекс был приурочен к суше, глубоко эродированной и покрытой корой выветривания. Ксенолиты гранулитов в пироксеновом гранит-порфире восточнее Лейпцига (Reinisch, 1896) указывают на то, что гранулитовый комплекс может быть прослежен далее к северу. Возможно, что Центрально-Саксонский линеament заложился уже в позднем рифее в виде нарушения между поднятой кратонизированной сушей и опущенной мобильной зоной Рудных гор. По этой трещине растяжения могли внедряться основные вулканы (позднее превратившиеся в амфиболиты и хлоритовые сланцы) и сопровождавшие их риолиты (позднее преобразован-



ные в лептитовые гнейсы), отсутствующие как будто в таком парагенезисе в Рудных горах (Schreiber, 1957, с. 355).

Раздел Мохо под Гранулитовыми горами находится ныне на глубине лишь 27 км, а под Рудными горами, где отмечаются отрицательные значения силы тяжести до -40 мгал, — на глубине 32 км (Junge, 1969). Перепад значений силы тяжести начинается у Центрально-Саксонского линейного элемента, для которого еще характерны положительные значения до +12 мгал (Grosse u.a., 1961), что позволяет предположить воздымание нижней части коры (Wurm, 1965). Можно допустить, что палеогеографическая граница между сушей и Рудногорской мобильной зоной доныне отражается в картине распределения значений силы тяжести и мощностей коры.

В кембро-ордовике саксонский гранулитовый комплекс погрузился. Он был трансгрессивно перекрыт песками и пелитами (прослоями песчаными) мелководной фации, с возрастающей кверху долей пелитов. Мелководные участки существовали также и в зоне линейного элемента. На них отлагался латеритовый детрит, обусловивший первичную красноцветную окраску нижней части фукодовых слоев верхов тремадока — аренига (Watznauer, 1969).

3. В ордовикский этап сжатия был метаморфизован второй этаж, причем из верхнерифейских граувакк образовались гнейсы, а из кембро-ордовикских песков и глин — слюдяные сланцы и филлиты (рис. 3, б). На контакте гранулитового комплекса и отложений второго этажа в местах повышенного давления сформировались синтетектонические гранито-гнейсы, преимущественно по коре выветривания и маломощным отложениям самых верхов верхнего рифея. Гранито-гнейсы, возникшие приблизительно в это же время в Рудных горах и в зонах линейного элемента, занимают в отличие от Гранулитовых гор значительные площади. В конце рассматриваемого этапа сжатия появились три поднятия (Гранулитовые горы, зона линейного элемента, Рудные горы) на которых мог начаться размыв. Поднятие линейного элемента могло произойти как компенсация крупного сброса по юго-восточному флангу гранулитового комплекса.

4. На следующем этапе растяжения (рис. 3, в) на трех размытых поднятиях или на их краевых зонах трансгрессивно отложились слои третьего этажа, т.е. более высокие горизонты ордовика, силур и девон, представленные баварской фацией (прибрежный песчаник Дёбра, девонские известняки поднятий). По трещинам растяжения могли извергаться спилитовые и кератофировые вулканы, которые вместе со своими туфами по краю поднятия объединялись в крупные вулканические сооружения, содержащие прослои известняков (Рабенштейн, Берберсдорф). В более глубоких областях узких прогибов по обе стороны от поднятия вдоль линейного элемента седиментация осуществлялась в условиях тюрингской фации. Обе фациальные области связаны зубчатым взаимопереходом, и поэтому их точное разграничение затруднительно (Schreiber, 1957).

5. Область между Гранулитовыми и Рудными горами была сильно сжата в позднедевонскую эпоху (рис. 3, г). Возможно, гранулитовая глыба, продвинувшаяся

←  
Рис. 3. Палеотектонические разрезы через гранулитовый комплекс (IIa), Западно-Саксонский синклиналий (III) с гнейсами межгорного массива и северный край Фихтельберг-Рудногорской антиклинальной зоны (IV)

а — позднерифейско-ордовикский этап седиментации на фундаменте, консолидированном в гренвилевскую эпоху; б — ордовикский этап сжатия; в — ордовикско-девонский этап седиментации; г — позднедевонский этап сжатия; д — позднедевонско-динантский этап седиментации; е — динантский этап сжатия; ж — этап седиментации в динанте III β — γ

1 — однообразная толща молданубской главной группы (средний рифей); 2 — лептинитовая формация; 3 — верхнерифейская кора выветривания; 4 — верхнерифейские основные вулканы; 5 — верхний рифей; 6 — синтетектонические гранито-гнейсы; 7 — нижний и средний кембрий; 8 — верхний кембрий — низы ордовика; 9 — верхи ордовика; 10 — силур; 11 — девон (до низов верхнего девона); 12 — известняки поднятий (девон); 13 — девонские основные и кератофировые вулканы; 14 — кремнистые сланцы (верхи верхнего девона); 15 — основные вулканы; 16 — олистостром; 17 — красные сланцы (верхи верхнего девона); 18 — флишевая граувакса (низы динанта); 19 — известняки поднятий (динант); 20 — конгломераты; 21 — песчаники, сланцевые глины с угольными пластинами

ся в направлении к линеamentу, вздернула упрочившиеся до состояния консолидированного ядра гнейсы межгорного массива по их северо-западному краю, где ныне вскрыты наиболее глубокие зоны (гранито-гнейсы). Вследствие давления сжатия в девонских спилитах северо-западнее выжатого гнейсового массива проявилась метаморфическая фация высокого давления с глаукофановой роговой обманкой (Weg, 1931), в то время как по краю гранулитового комплекса в поле нарушений сформировался берберсдорфский гранит, окруженный андалузит-сланцевыми сланцами.

6. Затем последовала новая эпоха растяжения, во время которой отложились слои четвертого этажа (рис. 3, д). Хорошо заметна палеогеографическая неоднородность. Узкий трог, расположенный южнее связанных с линеamentом гнейсов, прогнулся в три-четыре раза глубже, чем северный прогиб. В южном трогe дело дошло до накопления светлых и черных кремнистых сланцев с гематитовыми джеспилитами. С залегающими выше красноцветными сланцами в южном трогe связаны мощные базиты и их туфы, свидетельствующие о значительном опускании территории. В эту борозду вторгся олистостром песчаников Дёбра и силурийских кремнистых сланцев. Предположительно он сполз с гнейсового поднятия, запрокинутая юго-восточная часть которого в позднедевонскую эпоху еще была перекрыта отложениями третьего этажа.

В северном прогибе маломощный олистостром залегают под красноцветными сланцами. Таким образом, его формирование произошло несколько раньше, чем на юго-восточном фланге гранулитового комплекса. Это означает, что сперва был поднят гранулитовый комплекс, а немного позднее — гнейсы межгорного массива, т.е. смещение импульса поднятия происходило с северо-запада на юго-восток (юго-восточная полярность). В ходе последующего осадконакопления граувакки и переслаивающиеся с ними песчаные глины достигли в южном трогe значительных мощностей. Граувакки содержат гальку известняков и гранитов. В динанте на поднятии вдоль линеamenta отлагались известняки, в то время как по его краю внедрялись кварцевые кератофиры.

7. В судетский этап сжатия гнейсы межгорного массива были выжаты в виде клиновидных или грибообразных масс и надвинуты на отложения четвертого этажа (рис. 3, е). Южная часть гнейсового клина у Франкенберга, обладающая юго-восточной вергентностью, примерно в пять раз шире, чем северная часть с вергентностью к северо-западу (Schwan, 1973). Тем самым юго-восточная вергентность франкенбергских гнейсов как бы дополняет характерную для предшествовавшей фазы растяжения юго-восточную полярность.

Более сильное опускание трогa, расположенного южнее гнейсов межгорного массива, позволяет предполагать большую подвижность фундамента в этом районе, так что выжатые вверх гнейсы имели большую свободу передвижения к югу. Оно отражается также и в том, что примыкающие с юга отложения четвертого этажа не были метаморфизованы. Однако севернее гнейсового клина у Треппенхауэра близ Франкенберга имеется великолепный выход, где образования четвертого этажа смяты в складки, обусловленные надвиганием гнейсов, и филлитизированы. При этом силурийские кремнистые сланцы третьего этажа надвинулись в виде тектонического покрова с амплитудой около 1 км на смятые в складки отложения четвертого этажа.

8. Несравнимо более сильное воздымание во время судетской фазы северо-западного фланга гнейсов зоны линеamenta снова можно объяснить придвиганием гранулитовой глыбы к линеamentу. Показательно, что в последующую эпоху растяжения в динанте III  $\beta - \gamma$  это северо-западное крыло опустилось сильнее, так что в узкой борозде здесь сравнительно быстро отложилась ранняя моласса пятого этажа (рис. 3, ж). С северо-запада сюда поступал грубообломочный материал, образовавший конус конгломератов, которые к юго-востоку по зубчатой границе сменяются глинистыми фациями.

9. Во время рудногорской фазы на рубеже наюра А и В произошла лишь германотипная складчатость отложений пятого этажа, залегающих на цоколе из гнейсов линеamenta (на рис. 3 не показана).

10. Наконец, как завершение последовал этап растяжения (на рис. 3 не отображен), в ходе которого пермо-силезская моласса трансгрессивно отложилась на потерявшую подвижность зону линеамента и заполнила впадину между Гранулитовыми и Рудными горами.

### ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ СВЕДЕНИЯ К РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

В предыдущей главе была сделана попытка выделить в тектоническом развитии ослабленной зоны между Гранулитовыми и Рудными горами отдельные стадии. Поскольку значительная часть зоны линеамента ныне скрыта под пермо-силезской молассой впадины Вердау—Хайнихен, такая попытка на первый взгляд кажется сомнительной. Поэтому, исходя из соотношений в современных поверхностных обнажениях, пришлось разработать вначале сильно генерализованную схему хронологического развития, которая позволила выявить пятикратный ритм чередования этапов сжатия и растяжения. Воздымание и размыв трех длительно существовавших поднятий Гранулитовых и Рудных гор, а также линейного межгорного массива происходили в этапы сжатия. В эпохи растяжения поднятия выступали как отмели при осадконакоплении следующих по возрасту более молодых этажей.

Девонские и динантские известняки поднятий в настоящее время обнажаются лишь у Вильденфельса в южном форланде надвинутой гнейсовой глыбы. К ним относятся также известняки более низких горизонтов верхнего девона (Schreiber, 1957), без заметного различия стиля деформаций между третьим и четвертым структурными этажами. Это объясняется защитным влиянием цоколя поднятия. На поднятии известняки четвертого этажа могут трансгрессивно перекрыть известняки третьего этажа, как это показано на рис. 3, д, в запрокинутом на юго-восток гнейсовом поднятии. Защитное влияние консолидированных ядер гор, выходящих в поднятиях, следует также и из того, что сползшие с поднятий песчаники Дёбра и силурийские кремнистые сланцы не метаморфизованы, в то время как в автохтонной последовательности на юго-восточном фланге гранулитового комплекса они присутствуют в фации слюдяных сланцев.

Можно, наконец, предположить, что ордовикские, верхнедевонские и динантские поднятия гнейсов вдоль зоны линеамента длиной 180 км происходили неравномерно и во времени, и в пространстве. Общее воздымание шарниров к северо-востоку происходило, вероятно, ступенчато по поперечным нарушениям.

### АНАЛИЗ СООТНОШЕНИЙ ГРАНУЛИТОВЫХ ГОР С ЦЕНТРАЛЬНО-САКСОНСКИМ ЛИНЕАМЕНТОМ

По данным международного глубинного сейсмического профиля VI (Кноте, 1971), в фундаменте Восточно-Тюрингского синклинория верхняя мантия сводообразно поднята и залегает примерно на том же уровне (27–28 км), что и под Гранулитовыми горами. Возможно, в палеозое здесь находился гребень подкорового конвекционного тока, от которого в отдельные этапы начинались перемещения коры в направлении Центрально-Саксонского линеамента. Юго-восточный склон гранулитового комплекса представляется фронтальной частью перемещавшихся масс. Вследствие сжатия области между Гранулитовыми и Рудными горами в позднем девоне породы третьего этажа (от верхов ордовика до низов верхнего девона) были метаморфизованы, а в судетскую фазу породы четвертого этажа (от верхов верхнего девона до динанта) подверглись складчатости и частичному метаморфизму. Древнее ядро гранулитового комплекса на юго-востоке было запрокинуто, так что эрозия вскрыла глубоко залегавшие плагиограниты с плотностью свыше  $2,69 \text{ г/см}^3$  (Korff, 1968). С севера примыкает зона с плотностями пород от  $2,66$  до  $2,69 \text{ г/см}^3$ , в то время как рассланцованный в ордовикский период северо-западный край гранулитового комплекса выделяется своей низкой плотностью — менее

2,65 г/см<sup>3</sup>. Переработка отражается здесь в структуре кварца появлением моноклиновых перекрещенных поясов, тогда как в породах более высокой плотности отмечаются ромбические псевдодвойные пояса глубинного этажа (Behr, 1961), возникшие при дальсландско-грэнвильском тектогенезе.

Гнейсы межгорного массива в пределах Центрально-Саксонского линеамента, как и породы Гранулитовых гор, обладают юго-восточной вергентностью. Они произошли из верхнерифейских пород, которые в ордовике были метаморфизованы до стадии гнейсов (как составные части второго этажа). В это время образовались также синтетектонические гранито-гнейсы, занимающие ныне большую часть гнейсовой глыбы Франкенберг-Мобендорф. В более поздние фазы сжатия гнейсы в ходе воздымания зоны линеамента испытали сильный диафторез и вытянулись параллельно линеamentу. Это отражается в структуре кварца: образовались перекрещенные пояса с малыми углами расхождения (Kurze, 1966). Гнейсы в настоящее время разбиты разломами и выглядят как мозаика отдельных чешуй (Schwan, 1973), амплитуда перемещения которых еще не установлена из-за отсутствия маркирующих горизонтов.

Поскольку последнее поднятие гнейсов произошло в судетскую фазу, с ней пытались связать всю переработку и образование чешуй. Подъем к юго-востоку во время судетской фазы гармонирует с имевшей место седиментацией осадков четвертого этажа (от верхов верхнего девона до динанта), которая южнее гнейсов линеамента происходила в более глубоком прогибе, чем севернее. Однако отложения четвертого этажа не метаморфизованы южнее контакта с надвинутся гнейсовой глыбой. Существует соответствие степени метаморфизма между гнейсами линеамента и отложениями третьего этажа (празиниты Хайнихена — Берберсдорфа), причем их контакт обнажен лишь по северо-западному краю гнейсов. Поэтому до диафтореза гнейсов дело дошло, видимо, в основном уже на позднедевонском этапе сжатия, тогда как образование в них чешуй произошло большей частью лишь в судетскую фазу.

## ВЫВОДЫ

Центрально-Саксонский линеament, по-видимому, развился из ослабленной зоны, которая в позднерифейское время отделяла кратнизированную сушу на севере от Рудногорской мобильной зоны на юге. В палеозое линеament был исключительно лабильной компенсационной зоной, в которой подхлывавший с северо-запада подкоровый конвенционный ток опускался вниз. Он был причиной импульсов движений в земной коре, совокупная энергия которых проявлялась в этапы сжатия в позднем девоне и динанте складчатостью и метаморфизмом отложений, накопившихся в предшествующие этапы растяжения. Формирование структуры рассматриваемой области происходило столь интенсивно потому, что консолидированное грэнвильским тектогенезом ядро гранулитового комплекса было в заключение надвинуто на расстояние до 1,5 км на консолидированное в ордовике ядро гнейсов межгорного массива. Благодаря усиливавшемуся сжатию области между Гранулитовыми и Рудными горами гнейсы межгорного массива должны были податься кверху. При этом они подверглись диафторезу в позднем девоне и, наконец, разбитые на отдельные чешуи, были надвинуты в судетскую фазу на отложения в синклинальной зоне.

## ЛИТЕРАТУРА

- Келлер Б.М. Рифей и его положение в единой стратиграфической шкале докембрия. — Сов. геология, 1973, № 6.
- Кюте Х. Территория ГДР. — В кн.: Соллогуб В.П., Прозен Д., Милицер Г. Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Behr H.-J. Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des Sächsischen Granulitgebirges. — Freiburger Forschungsh. C, 1961, 119.
- Cogné J., Eller J.-P., v. Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. — Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 1961, 14, N 2.

- Gaertner H.-R.*, v. Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jahrb., 1951, 65.
- Grosse S., Oelsner Chr., Bremer H.* Über die gravimetrische Vermessung des Vogtlandes und des Erzgebirges. — Z. angew. Geol., 1961, 7.
- Junge Ch.* Ergebnisse der am Geophysikalischen Observatorium Collm in den Jahren 1961 bis 1965 durchgeführten sprengseismischen Messungen. — Veröff. geophys. Inst. Univ. Leipzig, 2 Serie, 1969, 19, N 3.
- Kopf M.* Zur petrophysikalischen Untersuchung und Abgrenzung von metamorphen Para- und Orthokomplexen. — Intern. geol. Congr. 23th Sess., 4, Prague, 1968.
- Kurze M.* Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nordostteil des Zentralsächsischen Lineaments. — Freiburger Forschungsh. C., 1966, 201.
- Kurze M.* Ergebnisse einer Spezialkartierung im Altpaläozoikum südlich Frankenberg/Sachsen. — Freiburger Forschungsh. C, 1969, 241.
- Michot P.* Les orogènes fondamentaux. — Freiburger Forschungsh. C, 1965, 190.
- Muratow M.W.* Die frühen Ären in der Geschichte der Erde. — Z. angew. Geol., 1973, 19, N 3.
- Neumann W.* Über fossile und metamorphe Verwitterungsbildungen auf dem sächsischen Granulitmassiv und an seinem Rande. — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 6.
- Reinisch R.* Über Einschlüsse im Granitporphyr des Leipziger Kreises. — Tschermaks min., petr. Mitt., 1896, 16, N 6.
- Schreiber A.* Zur geologischen Stellung des Wildeleiser Zwischengebirges. — Jahrb. Geol., 1957, 1.
- Schwan W.* Zur tektonischen Stellung der Sächsischen Zwischengebirge. — Ber. geol. Ges. DDR, 1957, 2, N 2.
- Schwan W.* Zur Ableitung der Großtektonik eines Gebirges aus leitenden Strukturen seiner Kleintektonik. Möglichkeiten und Grenzen einer geotektonischen Arbeitsmethode. Stockwerkbau und Felderteilung. — Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 1973, 14, N 2.
- Watznauer A.* Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums. — Geol. Rundschau, 1965, 54, N 2.
- Watznauer A.* Das Problem der Zwischengebirge im Saxothuringikum. — Ber. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, 1969, 11, N 7.
- Weg J.* Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen-Berbersdorf. — Abhandl. Sächsisch geol. Landesamt, 1931, 11.
- Winkler G.F., Sen S.K.* Nomenclature of granulite and other high grade metamorphic rocks. — Neww. Jahrb. Mineral. Monatsh., 1973, N 9.
- Wurm A.* Das Schwerebild und seine geologische Deutung im Bereich der Münchberger Gneismasse. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1965, N 2.
- Zoubek V.* Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Mitteleuropas. — Freiburger Forschung. C, 1965, 190.
- Zoubek V.* Remarques sur le Précambrien des zones mobiles de l'Europe Centrale et Occidentale. PICG-Précambrien des zones mobiles de l'Europe, Conférence Liblice 1972, Praha, 1974.

## СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Западно-Европейская плита разбита разломами на глыбовую мозаику. Некоторые из этих разломов заложены уже в докембрии, и их активизация — прежде всего в мезозойско-кайнозойское время — содействовала оживлению древних направлений в структурном плане Европы. Особенно выделяются многочисленные нарушения северо-западного простирания в районе между Берлином и Регенсбургом, бывшие очень активными в постварисскийское время. Они постепенно затухают к северо-западу, а к юго-востоку между Венной и Краковом скрываются под альпийской дугой Карпат.

По простиранию они как будто отклоняются против часовой стрелки в связи с краевыми нарушениями Восточно-Европейской платформы (например, в Польше; Sokółowski, 1975). Наибольшее их протяжение установлено в зоне Эльбы, а наибольшая интенсивность (судя по амплитудам вертикального перемещения и деформации пород) — по северо-восточному краю Западных Судет или в Лаузице. Фундамент и значительная часть платформенного чехла здесь резко погружаются (на несколько километров) в сторону Северогерманско-Польской впадины. Представляется возможным, что мезозойско-кайнозойская активизация этой системы северо-западных нарушений Средней Европы была связана с процессами, обусловленными тектоникой плит в Атлантике и Тетисе.

Под зоной Эльбы (или линией Эльбы) в Средней Европе понимается ряд протягивающихся в северо-западном направлении частных нарушений, а также узких горстов и грабенов, по которым в течение длительного времени сохранялась либо повторно проявлялась более высокая активность по сравнению со смежными тектоническими зонами на юго-западе или северо-востоке. Это подтверждают следующие факторы:

- 1) значительные вертикальные перемещения по нарушениям (до нескольких километров);
- 2) тенденция к надвиганиям по нарушениям;
- 3) более значительная мощность осадков;
- 4) концентрация магматических проявлений;
- 5) сгущение градиентов силы тяжести и теплового потока вдоль направления юго-восток — северо-запад;
- 6) отражение в рисунке изогипс поверхности раздела Мохо;
- 7) новейшие движения.

Отчетливость проявления зоны Эльбы в области между Мейсеном и Дечином объясняется тем, что она является здесь тектонической границей первого порядка. Она разделяет консолидированный лишь в варисийскую эпоху ороген на западе (к которому относятся Рудные горы) и консолидированную в основном ассинтскими (?) (либо байкальскими?) движениями и поднятую глыбу на востоке в области Лаузица и Западных Судет. Г. Штилле (Stille, 1951) принимал для Лаузица каледонский возраст консолидации. Зона Эльбы в настоящее время довольно уверенно

прослеживается на северо-запад до юго-восточного края Гифхорнского прогиба. Может быть, она находит свое продолжение в линии Аллера, являющейся северо-восточной границей Нижнесаксонского бассейна (Schönenberg, 1971). Ее дальнейшее продолжение до района Северного моря пока надежно не установлено. Типичная для акватории Северного моря разрывная тектоника с образованием грабенов и опусканий (рис. 1, 2), обусловленным развитием бассейнов от позднего мела до третичного времени, может быть связана с раскрытием Атлантики, но ни механически, ни с точки зрения направлений не олицетворяет собой продолжение зоны Эльбы.

От Гифхорнского прогиба до Карпат у Готвальдова, на протяжении свыше 550 км, эта линия достаточно надежно подтверждается геологически. В Паннонском бассейне геологические и геофизические данные говорят о существовании зоны, которая к юг-юго-востоку от Будапешта соединяется с линеаментом Вардар—Крайшtid и могла бы рассматриваться как продолжение зоны Эльбы. Тогда общая длина этого линейного элемента составила бы 1600 км, из которых 500 км (Карпаты, Паннонский бассейн) фиксируются с перерывами.

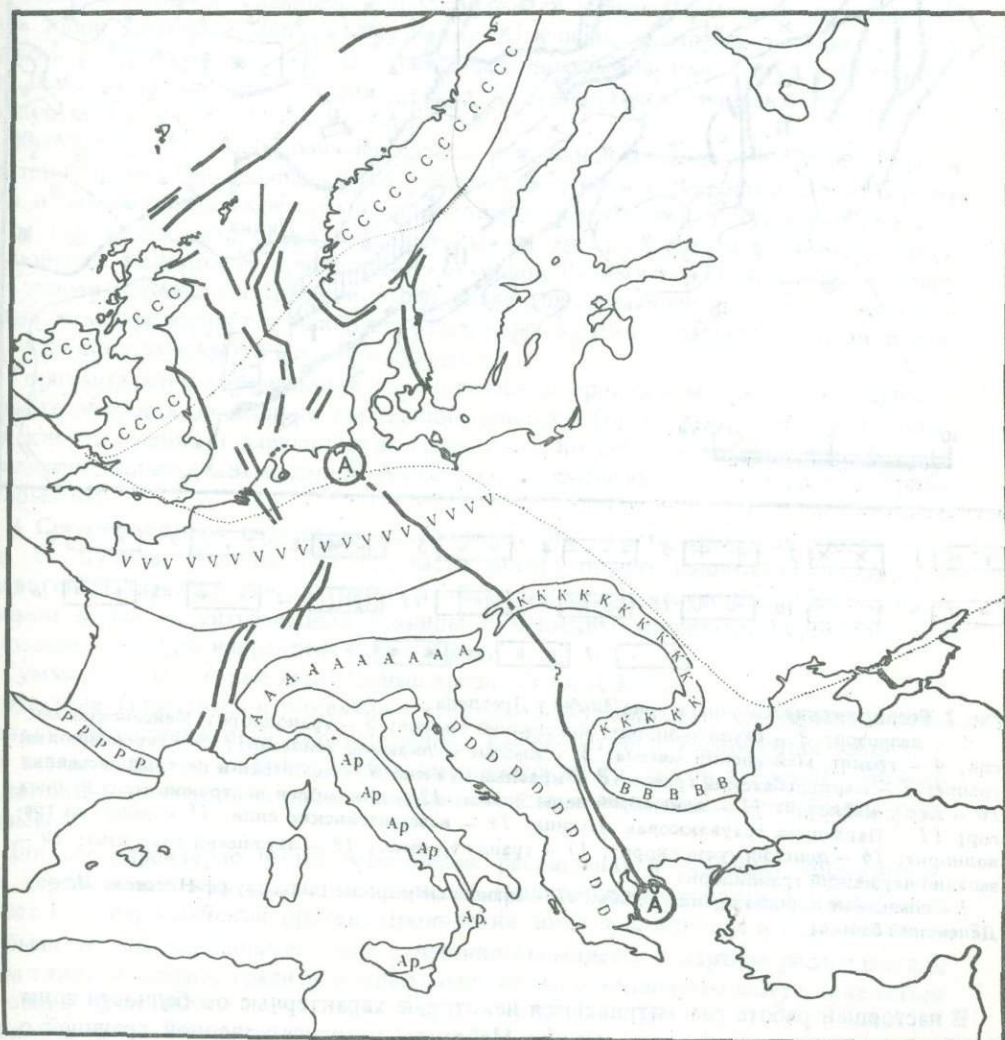


Рис. 1. Положение зоны Эльбы и ее юго-восточного продолжения в общей структуре Европы

А — А — зона Эльбы; альпиды: А — Альпы, Ар — Апеннины, В — Балканы, Д — Динариды, К — Карпаты, Р — Пиренеи; каледониды: С; варисциды: V; пунктир — граница Восточно-Европейской платформы

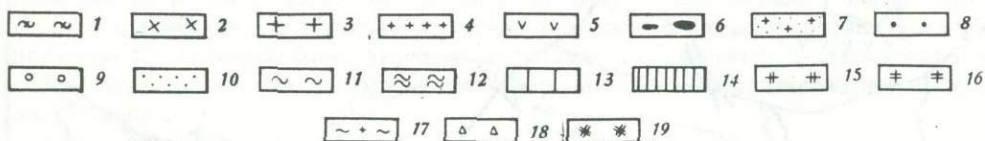
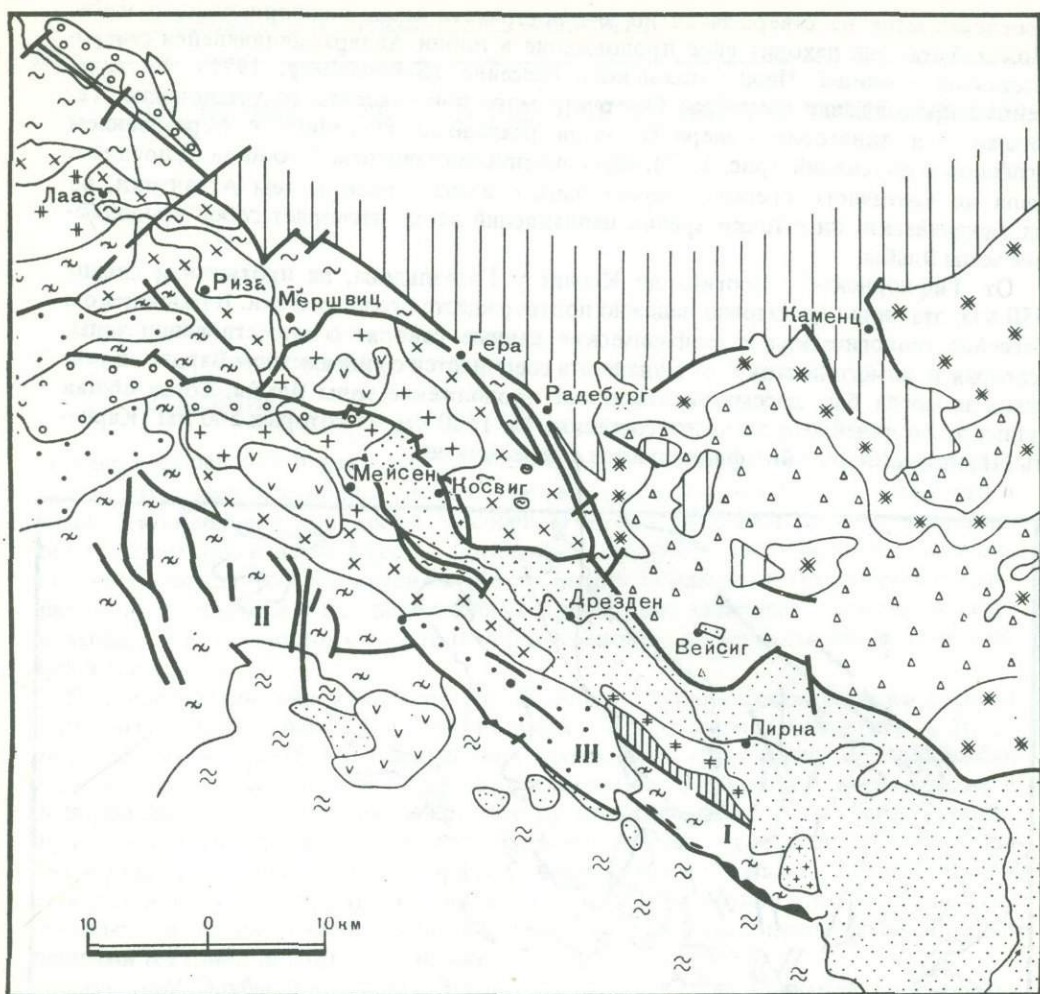


Рис. 2. Геологические единицы в зоне Эльбы у Дрездена

1 – палеозой; 2 – сиенито-диорит, Мейсенский массив; 3 – гранодиорит, Мейсенский массив; 4 – гранит, Мейсенский массив; 5 – кислые вулканиты (силезий); 6 – турмалиновый гранит; 7 – маркерсбахский гранит; 8 – красный лежень; 9 – цехштейн и пестрый песчаник; 10 – мел и кайнозой; 11 – докембрий зоны Эльбы; 12 – докембрий восточной части Рудных гор; 13 – Лауэцкая граувакковая единица; 14 – везенштейнские слои; 15 – лаасский гранодиорит; 16 – донский гранодиорит; 17 – гранит Косвига; 18 – лауэцкий анатектит; 19 – западно-лауэцкий гранодиорит

I – сланцевые породы долины Эльбы; II – сланцевые породы Вильсдруфф-Носсена; III – Дёленский бассейн

В настоящей работе рассматриваются некоторые характерные особенности зоны Эльбы в ее узком понимании, между Мейсеном и государственной границей с ЧССР, т.е. области между Рудногорской антиклинальной зоной на юго-западе и Лауэцкой поднятой глыбой (или Западно-Судетской антиклинальной зоной) на северо-востоке. Именно здесь эта зона лучше всего доступна для изучения благодаря выходам пород от протерозоя до голоцена (Möbus, 1964).

Г. Штилле (Stille, 1949) назвал систему, протягивающуюся в северо-западном направлении между Рудными горами и Лаузицем и являющуюся, по его мнению, ослабленной зоной, заложеной в раннем альгонке (т.е. в раннем протерозое), "линией Эльбы". С момента своего заложения она постоянно вновь оживала и должна была иметь длину по простиранию в несколько сот километров.

При районировании варисийского орогена Ф. Космат (Kossmat, 1927) назвал часть зоны Эльбы, трассирующуюся на дневной поверхности выходами пород фундамента, "зоной долины Эльбы".

"Грабен долины Эльбы" (Gallwitz, 1936) — разрывная структура, которая заложилась после накопления меловых платформенных осадков на рубеже мела и палеогена или в палеогене и формировалась в плейстоцене; она ограничена нарушениями северо-западного простирания.

Между обрамляющими единицами зоны Эльбы (Лаузиц и Рудные горы) примерно в северо-западном направлении протягивается несколько ражных нарушений, имеющих различный возраст и могущих быть использованными для регионального районирования.

Северо-восточной границей зоны Эльбы с Западно-Судетской антиклинальной зоной считается Западно-Лаузицкое нарушение, которое, возможно, заложилось в протерозое и на своем северо-западном окончании (уступ у Виттенберга) было активным еще в позднем мелу. В юго-восточном направлении оно далеко протягивается в северную Чехию.

Юго-Западное ограничение зоны Эльбы на дневной поверхности также является тектоническим. Оно совпадает со Среднесаксонским нарушением, по которому уже в ранневарисийское время могли внедряться граниты ("турмалиновые граниты") и вдоль которого в варисийскую эпоху происходили надвиги нижнепалеозойских филлитов и кристаллических пород Рудных гор. В позднекимерийское время проявилось Лаузицкое нарушение, выступающее ныне как самый молодой и морфологически наиболее отчетливый крупный разрыв. Главная активность по нему отмечается в альпийскую эпоху.

Горизонтальные перемещения в геологическом прошлом могли не иметь существенного значения, поскольку выходящие севернее Торгау за пределы зоны кембрийские отложения и варисийские гранитоиды по ней не смещены. Этот факт не исключает, однако, возможности более мелких смещений с амплитудой в первые километры.

В Средней Европе нарушения северо-западного простирания, как это отметил уже С. Бубнов (Bubnoff, 1921), часто обнаруживают надвиговые тенденции. Надвиговый характер исчезает лишь в области перед Восточно-Европейской платформой вдоль ее юго-западной границы с Чешским массивом. Вергентность в основном как будто направлена к юго-западу.

Суммируем некоторые характерные признаки зоны Эльбы.

Эта зона заложилась в докембрии и осталась активной доныне. Ее активность, судя по интенсивности и распределению, имела четко пульсирующий характер. Она всегда зависела от более общих тектонических процессов в Европе. Этот недостаток автономности является признаком системы разломов с неглубоким заложением.

Для нее характерно частое чередование расширения и сужения; горизонтальные перемещения как будто не являются существенным признаком. Зона пересекает весь варисийский ороген. Проявления зоны и ее влияние в разные времена были весьма различными. Зона отчетливо выделяется в картине распределения силы тяжести, однако гравитационные максимумы и минимумы могут появляться по обжим флангам.

Сообразно с этим зона является гетерогенным структурным элементом, который состоит из отдельных отрезков, на крыльях которых земная кора, видимо, имеет различное строение. Из этого следует, что зона не имела единого времени заложения на всем своем протяжении. Она постепенно развивалась в современную зону Эльбы.

## ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ И РАЗВИТИЕ В ДОКЕМБРИИ

### Район к северо-западу от Дрездена

Докембрийские образования в зоне Эльбы северо-западнее Дрездена выходят в трех зонах, разделенных породами варисцийского Мейсенского массива (см. рис. 2): 1) докембрий по северо-восточной окраине Мейсенского массива, отделенный от Лаузицкой антиклинальной зоны Западно-Лаузицким нарушением северо-западного простирания (между Дрезденом, Гросенхайном и Мершвицем); 2) докембрий в виде разобщенных гнейсовых блоков в сиенит-диорите Мейсенского массива у Морицбурга; 3) докембрий по обоим бортам грабена долины Эльбы у Косвига, выполненного отложениями мела и кайнозоя.

**Осадочные комплексы.** Осадочный докембрий северо-западнее Дрездена расчленяется на три литостратиграфические серии общей мощностью около 1500 м.

Древнейшую толщу образуют гросенхайнские гнейсы гранодиоритового состава (рис. 3 и 4), их основание неизвестно. В виде маломощных прослоев встречаются тонкосланцеватые метааркозы и очень редко — известково-кремнистые породы. Последние подтверждают параприроду этой крайне однообразной серии.

Литостратиграфический контакт к вышележащим эберсбахским гнейсам (450 м) не установлен, и современные границы имеют исключительно тектонический характер. В целом наблюдается уменьшение размерности зерна от подошвы к кровле этой серии. Маломощные прослои плотных кварцитовидных гнейсов типичны прежде всего для нижних частей разреза эберсбахских гнейсов, а беловато-серые кварц-полевошпатовые гнейсы (метааркозы) — для верхних.

В эберсбахских и гросенхайнских гнейсах присутствуют прослои амфиболитов [известковые граувакки и (или) основные вулканиты]. Однако их появление не характерно для определенных литостратиграфических частей разреза. За эберсбахскими гнейсами следует серия метаграувакк Рёдерна мощностью более 750 м: нижняя пачка — с преобладанием сланцеватых метаграувакк (см. рис. 4), верхняя — с преобладанием кварцитовых метаграувакк (см. рис. 3). В целом эта серия характеризуется частым чередованием граувакк с различным содержанием пелитового материала. Верхняя и нижняя границы серии тектонические. В нижних метаграувакках (около 350 м) наряду с прослоями граувакковых кварцитов встречаются линзо-видные залежи метаграувакк с галькой (см. рис. 4). Породы, сопоставимые с этими образованиями докембрия, известны в южной приконтактной зоне лаасского гранодиорита, в Рудногорской и Лаузицкой антиклинальных зонах.

В Рудногорской антиклинальной зоне для сопоставления в первую очередь подходят породы восточной части Рудных гор. Метаграуваккам Рёдерна (протерозой зоны Эльбы), видимо, соответствует свита Херберген (самые верхи протерозоя восточной части Рудных гор). Сопоставимы также нижние части обоих разрезов, т.е. гросенхайнский гнейс и нижняя восточнорудногорская серия. Сложности возникают лишь при поиске места в схеме расчленения протерозоя восточной части Рудных гор (Hofmann, 1974) эберсбахским гнейсом.

Возраст докембрийских пород северо-западнее Дрездена может быть определен лишь косвенным путем, на основании литостратиграфических сопоставлений. На докембрий по южному краю лаасского гранодиорита (видимо, несогласно) залегает свита, нижняя часть которой скорее всего должна быть отнесена к кембрию, тогда как для вышележащих кварцитовых пород вероятен тремадокский возраст (Pietzsch, 1962). Докембрийские породы в зоне Эльбы можно сопоставлять с протерозоем Чехии: они примерно соответствуют группам D и E схемы расчленения верхнего протерозоя Чехии (Holubec, 1966). Радиологические определения возраста отсутствуют. Однако в отношении исходных пород речь может идти об интервале времени между 1000 и 750 млн. лет.

**Магматические комплексы.** По обе стороны Эльбы у Косвига (см. рис. 2) выходят очковые гнейсы, которые во вмещающих докембрийских породах (эберсбахские гнейсы) образовали контактный ореол с характерными кислыми инъекциями. Докембрийский гранит Косвига и диорит северо-восточнее Морицбур-

га внедрились в неогнейсованные исходные породы докембрия в зоне Эльбы и были огнейсованы вместе с ними на рубеже докембрия и раннего палеозоя. Такие же взаимоотношения и на их основании докембрийский возраст внедрения приписываются лаасскому и иногда донскому гранодиоритам. Однако относительно огнейсования вмещающих пород их внедрение является событием позднекинематическим или даже посткинематическим.

Следы вулканизма докембрийского возраста можно усматривать в жилообразных амфиболитах в зоне Эльбы. Кислые докембрийские вулканиты не установлены.

**Тектогенез.** Северо-западнее Дрездена в докембрийских породах распознаются проявления по крайней мере четырех этапов метаморфизма. Региональный метаморфизм произошел, по-видимому, в ассинтское — байкальское время. Докембрий по южному краю лаасского гранодиорита перекрывается кембро-ордовикскими породами, в основании которых региональный метаморфизм не наблюдается. Таким образом, огнейсование пород докембрия должно было произойти перед отложением этим образований. Кинематический метаморфизм происходил со слабой и средней интенсивностью. Наиболее высокую ступень метаморфизма обнаруживают метатектические гнейсы и мигматиты Мершвица (см. рис. 4) севернее Мейсена. Литостратиграфические границы и границы зон с различной интенсивностью метаморфизма в докембрии зоны Эльбы протягиваются почти параллельно, что обусловлено более поздним (варисцидским?) и интенсивным образованием чешуй. Лишь в северо-западной части распространения (северо-западнее Гросенхайна) границы зон метаморфизма, имеющие долготное до северо-восточного простирание, секут литостратиграфические границы, протягивающиеся в северо-западном направлении. Древнее кинематических проявлений статический метаморфизм на контакте гранитного плутона у Косвига. Гранит и его контактный ореол переработаны кинематическим метаморфизмом на рубеже докембрия и кембрия. Процессы ретроградного метаморфизма связаны с разрывной тектоникой. В общем отмечается возрастание интенсивности кинематического метаморфизма от Дрездена (на юго-востоке) через Гросенхайн к Мершвицу на Эльбе (на юго-западе).

По простиранию пород отмечается нарастание с юго-востока на северо-запад интенсивности образования чешуй (см. рис. 3). В общем вырисовывается протягивающийся в северо-западном направлении антиклинорий, юго-западное крыло которого сложено эберсбахскими и очковыми гнейсами, а на северо-восточном крыле выходят более молодые литостратиграфические единицы. Главным признаком их деформации является кристаллизационная сланцеватость (от северо-западного до широтного простирания). Различаются два этажа различных тектонических деформаций: 1) верхний этаж метаграувакк со складчатой кристаллизационной сланцеватостью и проявлением второй сланцеватости (сланцеватость осевых плоскостей); 2) нижний этаж гнейсов со складчатой-кристаллизационной сланцеватостью, без проявления второй сланцеватости.

Чешуйчатая структура северо-западного простирания сечется зонами поперечных нарушений северо-восточного простирания. Эти нарушения частично отражаются в одноименных отклонениях гравиметрических и магнитных аномалий, в общем ориентированных в северо-западном направлении. Они представляют собой зоны катаклаза и милинитизации или области частичной мобилизации, как это принимается для зоны мигматизации Мершвица севернее Мейсена (рис. 4, 5).

#### Район к юго-востоку от Дрездена

Юго-восточнее Дрездена осадочный докембрий в пределах зоны Эльбы представлен везенштейнскими слоями (см. рис. 2). Они относятся к докембрию (возможно, отчасти к кембрию). От Рудных гор они отделены палеозоем Среднесаксонского синклиория (Сланцевые горы долины Эльбы). В поверхностных выходах и по скважинам (Decker, 1969) этот докембрий прослежен на 25 км. Это глинистые сланцы, граувакки, кварцитовые сланцы и достигающий максимальной мощности 100 м кварцит, имеющий местами грубый конгломератовый облик. В кровле полагается глинистый сланец с галькой, текстура которого (разобщенные гальки в

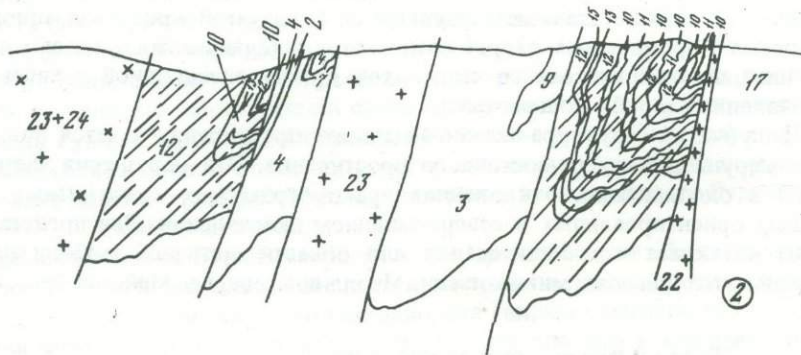
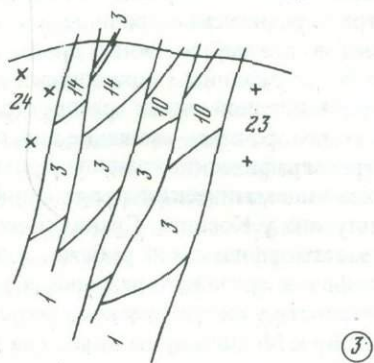
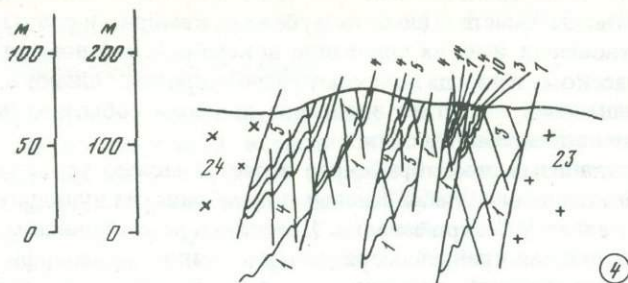
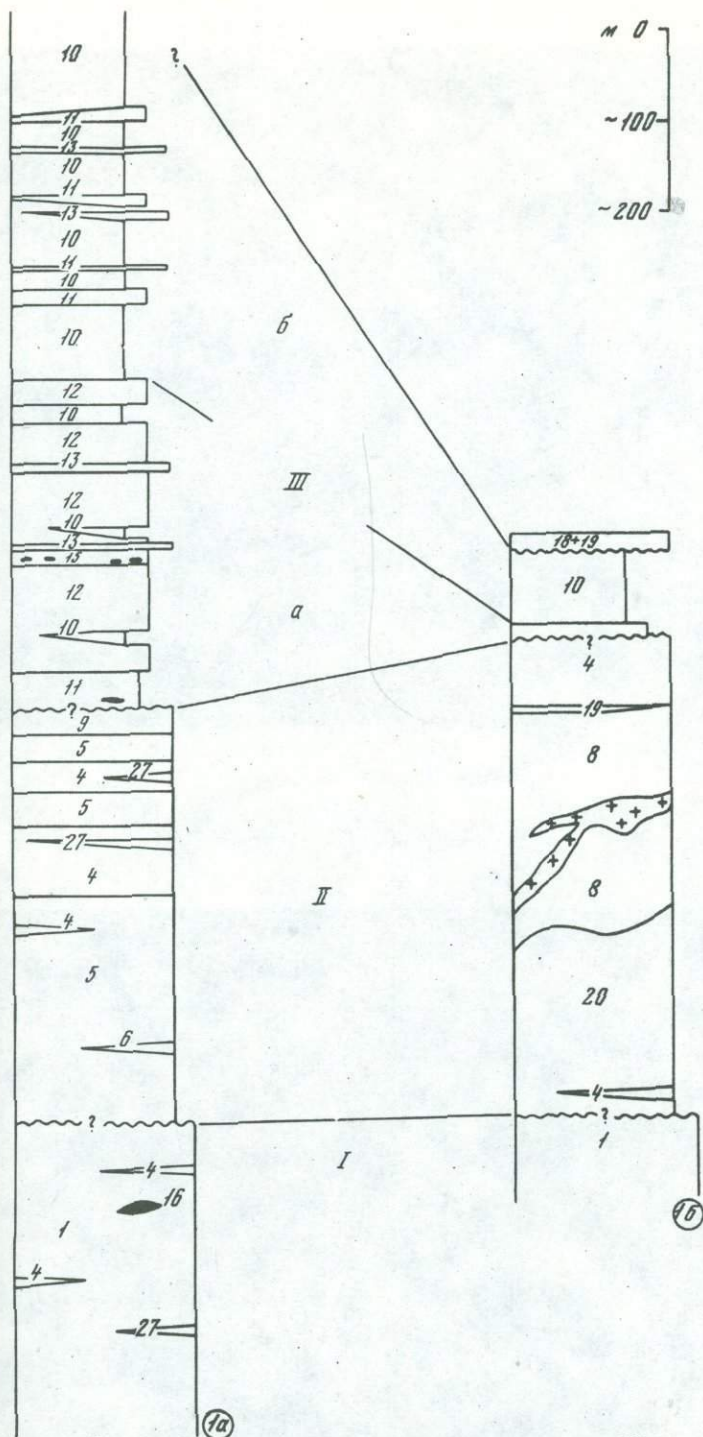


Рис. 3. Литостратиграфический разрез докембрия зоны долины Эльбы севернее Дрездена

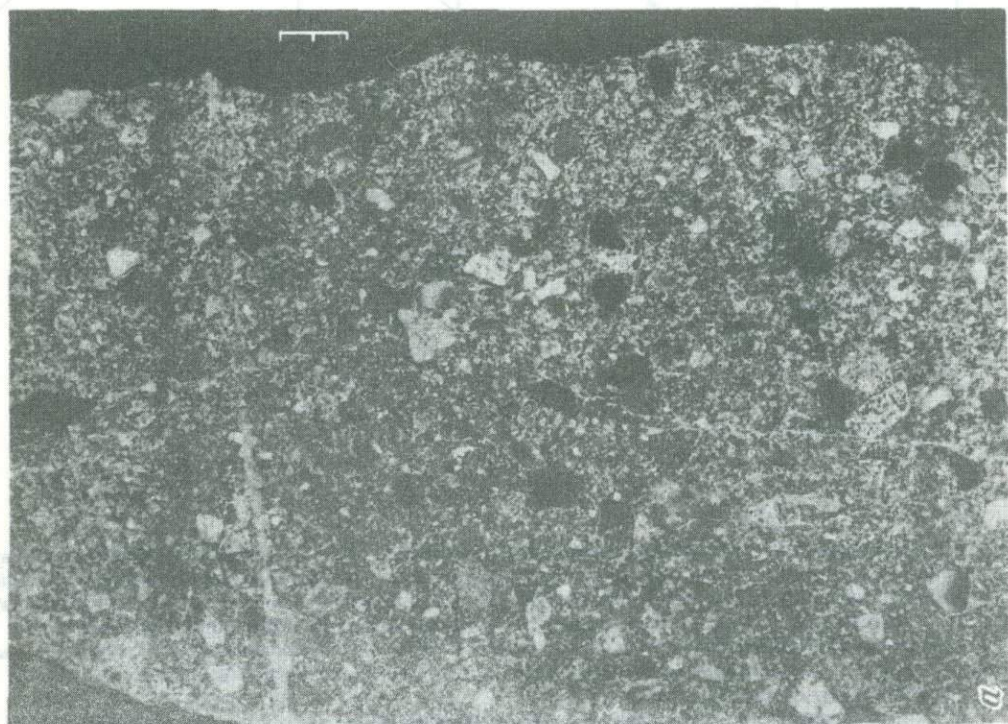
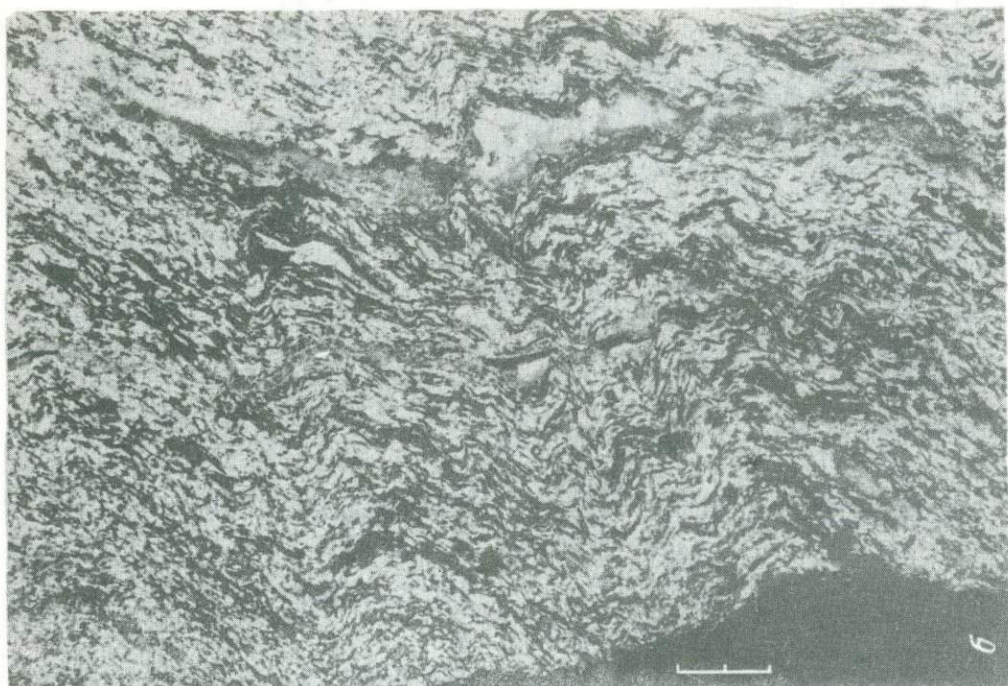
1а – разрез Дрезден – Радебург – Гросенхайн; 1б – разрез долины Эльбы у Косвига; 2–4 – геологические профили через докембрий в зоне Эльбы: 2 – геологический профиль Радебург, 3 – геологический профиль Гёра – Рейнерсдорф, 4 – геологический профиль Гросенхайн.

Цифрами на разрезах и профилях обозначены: 1 – гросенхайнский гнейс; 2 – роговообманковый гросенхайнский гнейс; 3 – эберсбахский гнейс; 4 – тонкосланцеватый эберсбахский гнейс; 5 – волокнистый эберсбахский гнейс; 6 – кварцитовый эберсбахский гнейс; 7 – метааркозы (эберсбахский гнейс); 8 – эберсбахские гнейсы на контакте с гранитным плутоном Косвига; 9 – переходная зона от эберсбахского гнейса к метаграуваккам Рёдерна; 10 – метаграу-



вакки Рёдерна; 11 – сланцеватые метаграувакки Рёдерна; 12 – андалузитсодержащие метаграувакки Рёдерна; 13 – метаграувакковые кварциты; 14 – милонитовые метаграувакки Рёдерна; 15 – метаграувакки Рёдерна с галькой; 16 – известково-силикатные породы; 17 – западнолаузицкие граувакки (каменецкие слои); 18 – кристаллический известняк (палеозой?); 19 – кварцитовый сланец (палеозой?); 20 – очковые гнейсы (плутон Косвига); 21 – мусковитовые гнейсы; 22 – западнолаузицкий гранодиорит; 23 – микрогранит, Мейсенский массив; 24 – сиенито-диорит, Мейсенский массив.

I – grosenхайнский гнейс; II – эберсбахский гнейс; III – метаграувакка Рёдерна; IIIa – свита сланцеватых метаграувакк; IIIб – свита кварцитовых метаграувакк



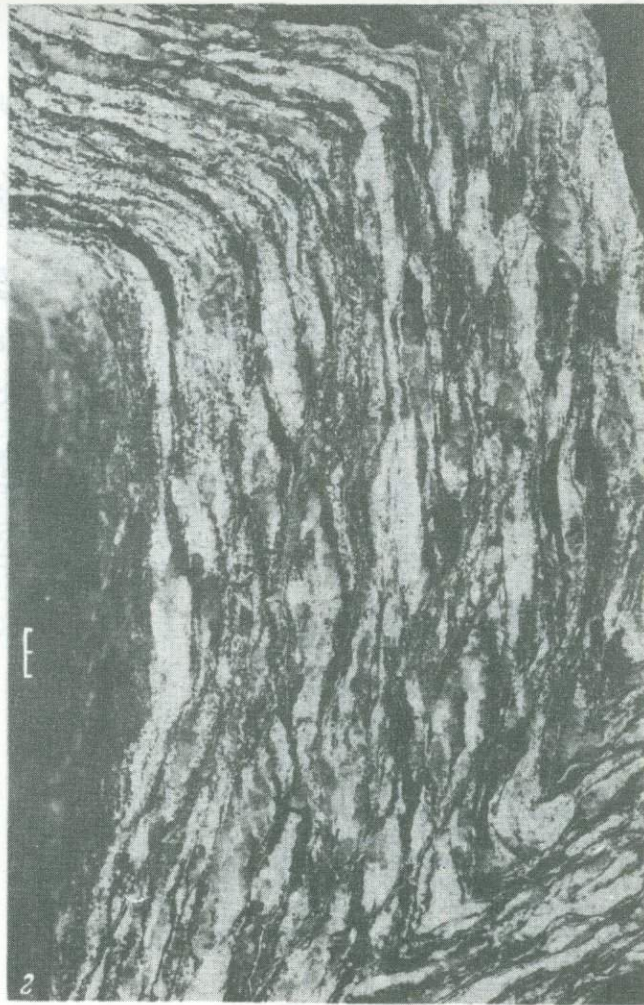


Рис. 4. Докембрийские породы зоны Эльбы северозападнее Дрездена

*a* — западнолаузицкая граувакка с галькой (каменческие слои); *б* — сланцеватые метаграувакки Рёдерна, вторая сланцеватость, развившаяся из складчатости  $s_{K1}$ ; *в* — мигматитовый гросенхайнский гнейс Мершвица (Эльба); *г* — складка сланцеватости ( $s_{K1}$ ), гросенхайнский гнейс. Масштаб: расстояние между штрихами — 1 мм

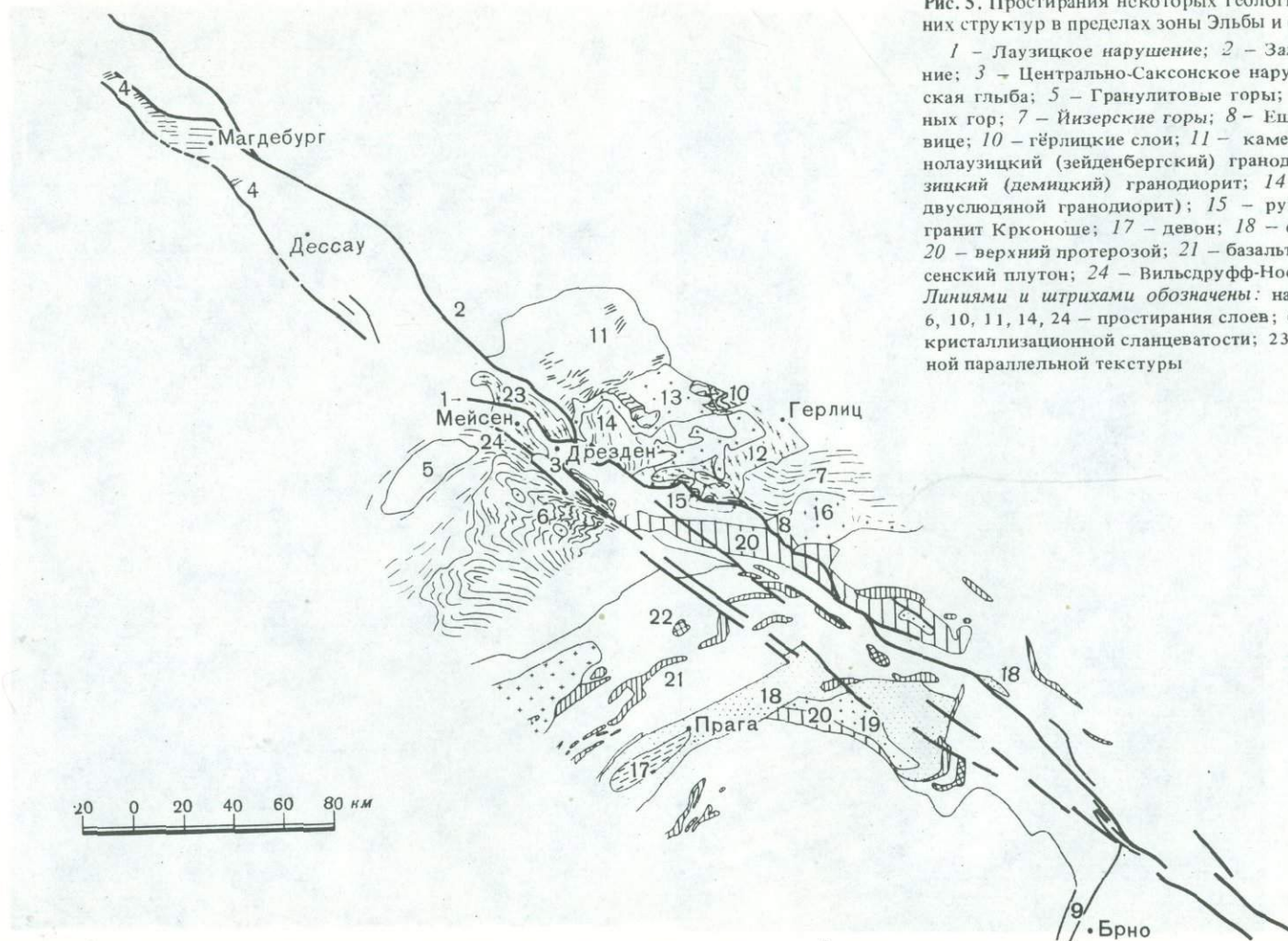


Рис. 5. Простираия некоторых геологических тел и их внутренних структур в пределах зоны Эльбы и ее обрамления

1 - Лаузицкое нарушение; 2 - Западно-Лаузицкое нарушение; 3 - Центрально-Саксонское нарушение; 4 - Флехтингенская глыба; 5 - Гранулитовые горы; 6 - восточная часть Рудных гор; 7 - Йизерские горы; 8 - Ештед; 9 - борозда Босковице; 10 - гёрлицкие слои; 11 - каменцкие слои; 12 - восточнолаузицкий (зейденбергский) гранодиорит; 13 - западнолаузицкий (демицкий) гранодиорит; 14 - анатектит (лаузицкий двуслюдяной гранодиорит); 15 - румбургский гранит; 16 - гранит Крконоше; 17 - девон; 18 - ордовик; 19 - кембрий; 20 - верхний протерозой; 21 - базальт; 22 - габбро; 23 - Мейсенский плутон; 24 - Вильсдруфф-Носсенские сланцевые горы. Линиями и штрихами обозначены: на участках под номерами 6, 10, 11, 14, 24 - простираия слоев; 6, 7, 12, 15 - простираия кристаллизационной сланцеватости; 23 - простираия плоскостной параллельной текстуры

плотной основной массе) типична также и для других конгломератовых горизонтов Средней Европы, распространенных на рубеже протерозоя и палеозоя. Упомянутый выше кварцит сверху и снизу сопровождается диабазовыми горизонтами (с туфами).

Комплекс расланцован и смят в складки с амплитудой в первые километры. Второй складчатостью, ориентированной перпендикулярно направлению главной складчатости, антиклинальная структура была дугообразно изогнута и соответственно сжата. Региональный метаморфизм дошел до филлитизации. Структурный анализ процесса тектогенеза затруднен сильным контактным метаморфизмом.

### Развитие в докембрии

Фациальное развитие осадочного докембрия зоны Эльбы не обнаруживает никакой специфики, связанной с линеаментом. Докембрийские образования в зоне Эльбы лишь несущественно отличаются от таковых смежных единиц докембрия (Рудногорская и Лаузицкая антиклинальные зоны). Область осадконакопления была слабо расчленена, во всяком случае не сильнее, чем в смежных районах. Признаки усиления мобильности (скопление грубообломочного материала) имеются лишь в южной части области распространения, фациальная дифференциация в гнейсах невелика. Выпадение некоторых литостратиграфических единиц, развитых в сопоставляемой восточной части Рудных гор, может указывать на местные поднятия исследуемой территории, но равным образом может быть обусловлено интенсивным образованием тектонических чешуй в зоне Эльбы. Фациальная дифференциация в везенштейнских слоях указывает на более молодой возраст этой единицы.

Центральная часть зоны Эльбы в докембрии характеризуется магматической активностью. Датировка докембрийских магматических тел вытекает из их позиции относительно более молодых осадочных образований. В докембрийские образования зоны Эльбы с северо-запада на юго-восток внедрены следующие интрузивные тела. Докинематическими являются внедрения гранита Косвига и диорита (?) северо-восточнее Морицбурга, посткинематическими (относительно огнейсования вмещающих пород) — лаасский, а также донский гранодиориты, внедрившиеся в везенштейнские слои. Эти докембрийские интрузивные тела находятся в области вариссийского Мейсенского массива. Однако представление о едином докембрийском интрузивном теле, предшествовавшем Мейсенскому массиву, кажется маловероятным с точки зрения хронологического размещения отдельных интрузий. Правда, гранит Косвига является предшественником Мейсенского массива, поскольку он разбивается этим плутоном на глыбы и ассимилируется. Возможно, его распространение шире известных выходов и, может быть, отвечает гравитационному минимуму, обусловленному изменением поля силы тяжести в более глубоком этаже (Watznauer u.a., 1973). Вулканические породы в зоне Эльбы устанавливаются по основным туфам лишь в везенштейнских слоях (рис. 6).

## РАЗВИТИЕ В ФАНЕРОЗОЕ

### Палеозой (орогенный этап)

В палеозойскую эру зона Эльбы *sensu strictu* являлась зоной опускания, в которой отложения были смяты в складки и расланцованы вариссийским тектогенезом (Möbus, 1966). Ордовикско-нижнекаменноугольные образования выходят на поверхность в Среднесаксонском синклинии, который вариссийской молассой делится на две части: сланцевые породы долины Эльбы на юге и сланцевые породы Вильсдруфф-Носсена на севере (см. рис. 2). В качестве наиболее глубоких частей стратиграфического разреза выступают кварцевые филлиги с прослоями базитов, риолитов и маломощными гранитами. Их относят к ордовику. Установлены также кератофиры, которые по сопоставлению с Качавскими горами (северный край Западных Судет) должны относиться к кембрию. Кембрий в Среднесаксонском синклинии может присутствовать в филлитовой серии или в части везенштейнских

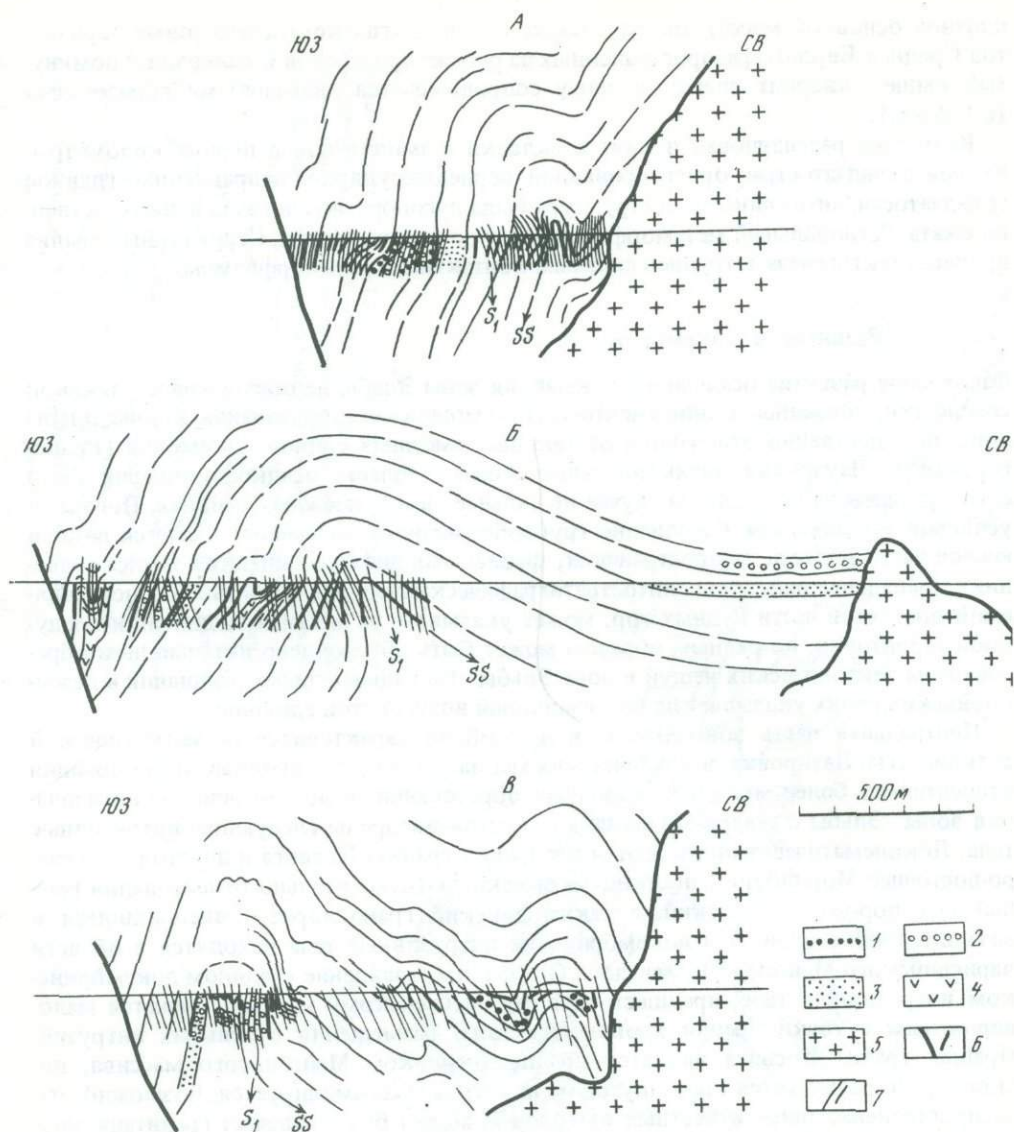


Рис. 6. Складчатая структура везенштейнских слоев (докембрий зоны Эльбы, юго-восточнее Дрездена)

Геологические разрезы: А — долина р. Баре; Б — долина р. Зейдевиц; В — долина р. Мюглиц

1 — конгломераты; 2 — кварциты; 3 — кварцитовые сланцы; 4 — горизонт диабазов — диабазовых туфов; 5 — донский гранодиорит; 6 — слоистость; 7 — сланцеватость ( $S_1$ )

ких слоев. В более высоких горизонтах ордовика свита темных сланцев с кварцитами отчасти схожа с тюрингским разрезом. Силур также обычен (черные сланцы, кремнистые сланцы). Нижний девон до сих пор не доказан, что может, однако, объясняться недостаточной изученностью. Если он отсутствует первично, то этот перерыв с тектонической точки зрения все же не имеет существенного значения: силур и девон залегают согласно, что исключает значительные позднекаледонские движения. Средний и особенно верхний девон (Gotte, 1956) имеют обычный для среднеевропейских варисцид геосинклинальный облик (табл. 1). Граувакки, глинистые сланцы, отчасти так называемые кровельные сланцы, конгломераты и олистостромы слагают нижний карбон. Более подробные сведения приводятся в табл. 1 и 2.

Т а б л и ц а 1

Сводная колонка отложений в зоне Эльбы на юго-востоке ГДР

Мощность, м	Возраст отложений	Породы
	Четвертичные	Галечники, пески, ленточные глины и др.
600–900	Палеоцен	Базальты
	Верхний мел (сеноман – турон)	Песчаники (на юго-востоке), известняки и мергели (на северо-западе)
25–30	Средняя (?) и верхняя юра	Известняки
50	Нижний триас	Сланцеватые глины, песчаники, конгломераты (только у Мейсена)
600–900	Нижняя пермь (отэн)	Сланцеватые глины, риолиты, угли, песчаники, аркозы и конгломераты, средние вулканиты и туфы
400	Верхнее визе	Граувакки, конгломераты, кератофиры, олистостромы
Около 500	Средний – верхний девон	Диабазы, известняки, глинистые сланцы, граувакки
40	Силур	Кремнистые и квасцовые сланцы
500–800?	Ордовик – кембрий ?	Глинистые сланцы, кварциты, туфы, филлиты, известняки, основные и кислые вулканиты

Т а б л и ц а 2

Магматическая активность в зоне Эльбы и прилежащих областях

Время	Восточная часть Рудных гор	Зона Эльбы	Лаузиц
Неоген	Базальты	Базальты	Базальты
Мел, юра, триас	–	–	–
Пермь	Туфы, кислые эффузивы, граниты	Кислые, средние и основные вулканиты, граниты	Кислые, средние и основные вулканиты, граниты
Карбон	Граниты ?	Диабазы, туфы, сиенит-граниты	–
Девон	–	Диабазовая ассоциация	–
Силур	–	Основные вулканиты?	–
Кембро-ордовик	–	Кислые и основные вулканиты, гранит-порфиры, граниты	–
Докембрий	Кислые и основные вулканиты	Основные вулканиты, граниты	Интрузии гранитов, анатексис, метабазиты

Неоднократно вдоль зоны Эльбы внедряются граниты: докембрийские граниты и гранодиориты в гнейсовой свите (гранит Косвига; см. рис. 2), граниты, предположительно залегающие в виде пластовых жил в древнепалеозойских филлитах, а также доварисский турмалиновый гранит, развитый вдоль Среднесаксонского нарушения, с контактовым метаморфизмом во вмещающих нижнепалеозойских породах. Намного большим распространением пользуется имеющий длину около 90 км Мейсенский плутон сиенит-гранита (Pfeiffer, 1961; Behr, 1968). Он сильно дифференцирован и распадается на: 1) роговообманковый сиенит-диорит, слагающий внешнюю оболочку; 2) биотитовый гранодиорит – средняя оболочка;

3) гранит, образующий ядро. Плутон сопровождается развитой жильной серией. Г. Бер обнаружил структуру втекания, отчетливость выражения которой весьма сильно убывает от древнейших к молодым интрузиям. Оси продольного удлинения, шшировых выделений и ориентировки зерен располагаются параллельно зоне Эльбы (см. рис. 5). Мы допускаем, что сиенит частично обладает не флюидальной текстурой, а кристаллизационной сланцеватостью. Не типичной для вариссийского плутонизма является относительно высокая основность Мейсенского плутона, говорящая в пользу глубинных условий магмообразования, поскольку теоретические условия образования диорита при 10 кбар и 850–900°C отвечают глубине залегания коры в 30–35 км. В общем следует принять, что во время образования Мейсенского плутона были активизированы породы нижней части коры.

Вулканизм основного состава в зоне Эльбы усиливается в позднем девоне, однако уже в раннем палеозое (см. табл. 2) присутствуют диабазы и пикриты (Fandrich, 1972). Основной вулканизм закончился кератофирами в раннем карбоне. Центры излияния, по К. Фандриху (Fandrich, 1972), были связаны с вытянутыми на северо-восток поперечными структурами в пределах бассейна, ориентированного на северо-запад.

Следует подчеркнуть адекватное развитие палеозоя на северо-восточном крыле зоны Эльбы в пределах ЧССР (см. рис. 5). Сланцевые породы Ештета в стратиграфическом плане в основном соответствуют сланцевым образованиям у Дрездена. Палеозой мощностью около 900 м несогласно залегает на мезозональном докембрии (сланцевые сланцы, амфиболиты, известняки). Для истории развития зоны Эльбы важно то, что упомянутые вариссийские прогибы проявлялись лишь в пределах самой зоны, т.е. между Судетами и Рудными горами, оставшимися (как древние ядра) поднятыми областями. Эти прогибы по сравнению с прежними областями широкого развития вариссийских толщ девона и карбона представляют собой линейно ориентированные мелкие трогги, отличающиеся лишь более значительными мощностями отложений.

Породы отэна (вариссийская моласса) в зоне Эльбы с точки зрения их распространения и фациальной дифференциации в значительной степени испытали влияние северо-западных разломов. Они известны в трех районах, разделенных поднятиями северо-западного простирания. Это следующие районы: 1) Дёленский бассейн; 2) бассейн долины Эльбы у Дрездена (мульда, протягивающаяся на северо-запад и ограниченная разломами; Decker, 1969); 3) выход в западной части Лаузицкой антиклинальной зоны у Вейсига (см. рис. 2). Влияние северо-западных нарушений во время седиментации особенно хорошо изучено для Дёленского бассейна западнее Дрездена (Reichel, 1970). Мощность отэнской толщи в Дёленском бассейне достигает 800 м, а в бассейне долины Эльбы превышает 600 м.

В послеотэнское (возможно, заальское) время в черте современного Дрездена было активным Западно-Лаузицкое нарушение: по север-северо-восточному ответвлению этого нарушения на отрезке длиной в 12 км отмечается перемещение фундамента в горизонтальном направлении (амплитуда пока не установлена).

### Мезозой и кайнозой (платформенный этап)

В течение триасового и юрского периодов зона Эльбы в районе Дрездена не относилась к основным областям осадконакопления в Средней Европе. Во время подвижек по Лаузицкому нарушению в третичное время, при надвигании северо-восточной поднятой глыбы на юго-западную опущенную глыбу, вдоль нарушения выдвинулся ряд блоков юры (доггер – мальм). Поскольку под меловыми отложениями на юге ГДР и в ЧССР юра ни в одном месте не вскрыта скважинами, можно предположить, что ее первичное распространение в пределах зоны Эльбы имело линейный характер и было связано с фазой расширения этой зоны, возможно, во время дейстерской фазы (мальм).

Отложения верхнего мела перекрывают зону Эльбы и оба ее фланга. Поскольку нижний мел отсутствует, а юра и триас сохранились лишь спорадически, они трансгрессивно залегают в основном на палеозойских и более древних породах. Отложе-

ния верхнего мела по мощности и распространенности являются важнейшими платформенными осадками, характеризующими платформенный этап в области долины Эльбы. Осадконакопление началось отложением аллювия в раннем сеномане, а затем происходило в морских условиях. Седиментация завершилась в коньяке (Tröger u.a., 1969).

В региональном плане выделяются морские осадки в песчаных фациях на юго-востоке ("Эльбские песчаниковые горы") и глинисто-известняковые до глинисто-песчаных — к северо-западу от Пирны (см. рис. 2 и 5). В соответствии с этим обе фациальные области различаются и по мощностям, достигающим в районе развития песчаных осадков почти 1 км. Именно значительная мощность является основным признаком зоны Эльбы, отличающейся тенденцией к опусканию по сравнению с обеими поднятыми глыбами, расположенными на флангах. По К. Трёгеру (Tröger, 1969), в сеномане бассейн разделялся на части, ориентированные в северо-западном и северо-восточном направлениях, что связано с синхронной активизацией нарушений в фундаменте. Эта разрывная тектоника может соответствовать средиземноморской фазе (Tollmann, 1966). Она обусловлена тектоническими процессами в альпийской области. В нижнем туроне, судя по изопихитам и расположению фаций, преобладали северо-западные направления. Однако в среднем туроне в районе Пирны фациальные границы протягивались в северо-восточном направлении. Этим косвенно доказывается то, что примыкавшая с востока Лаузицкая поднятая глыба тогда еще была покрыта морем и инверсия могла произойти лишь в связи с трансгрессией в сантоне. Влияние поднятий в области северо-восточной краевой глыбы испытывала иногда и расположенная перед Лаузицким нарушением меловая краевая впадина (Voigt, 1963). Меловые осадки (см. рис. 2) образуют ныне мульду, от которой уцелело только юго-западное крыло. По Ф. Деккеру (Decker, 1969), она отсечена от своего ядра Лаузицким нарушением.

Базальтовый платформенный вулканизм особенно широко проявился в рассматриваемой области в олигоцене и миоцене. Вулканиды являются частью зоны базальтов, протягивающейся в северо-восточном направлении и пересекающей зону Эльбы между Дрезденом и Литомержице. Зона Эльбы не оказала существенного влияния на их химизм и распространение. Однако представляется, что мелилиты и польцениты все же тяготеют к зоне Эльбы. Интрузии, судя по современному срезу, отчасти использовали структуры растяжения чехла (Rast, 1966).

Мезозойскую и кайнозойскую активность в зоне Эльбы, видимо, следует рассматривать в связи с тектоническими процессами в Альпах или Карпатах. Следующие кульминационные моменты движений в альпийском орогене можно увязать с процессами в зоне Эльбы:

1) дейстерская фаза, позднекиммерийская, в мальме: отложение юрских осадков в грабене северо-западной ориентировки, протяжение которого ныне подчеркивается Лаузицким нарушением;

2) средиземноморская фаза в сеномане (до среднего турона): конседиментационная глыбовая тектоника в позднем мелу;

3) субгерцинские фазы (турон — сантон): регрессия и уход мелового моря из Средней Европы;

4) фазы от субгерцинской до ларамийской: образование Лаузицкого нарушения (амплитуда сброса 200—700 м; Müller, Wächter, 1970) и грабена долины Эльбы (Лаузицкое и параллельные ему нарушения, которые также могут обладать амплитудами в несколько сот метров);

5) штирийская фаза в позднем олигоцене и валахская фаза на рубеже плиоцена и плейстоцена: образование Рудных гор в течение двух этапов.

Окончательный облик грабена долины Эльбы сформировался в плейстоцене (в эльстерскую ледниковую эпоху), причем по разломам еще могли происходить вертикальные смещения с амплитудой до 100 м. Вблизи Лаузицкого разлома установлены нарушения залеганий слоев и в послезельстерское время.

Имеются следующие признаки неотектонической активности зоны Эльбы на ее юго-восточном продолжении (Кореску, 1972): а) зоны поднятий в северо-восточ-

ной Чехии, протягивающиеся на северо-запад; б) опускание между Оломоуцем и Готвальдовом в зоне, вытянутой в том же направлении (см. рис. 5); в) граница между областью с сильным опусканием в центральной Словакии и опусканием в Предкарпатском прогибе юго-восточнее Братиславы идет от Тренчина к юго-востоку; вдоль этой линии на рис. 1 показано продолжение зоны Эльбы. Зона Эльбы одновременно отвечает максимуму распространения неогеновых вулканитов Западных Карпат.

По геодезическим наблюдениям, зона Эльбы активна еще и сегодня (Bankwitz, 1968, 1974a). Установлено заметное горизонтальное перемещение пород параллельно юго-западному краю зоны Эльбы, причем северо-восточное крыло испытывает относительное перемещение на север-северо-запад, а юго-западное — на юг-юго-восток со скоростью от 0,5 до 2,0 см/год и более. Представляется, однако, что горизонтальные перемещения доминировали редко в геологическом прошлом. Современные вертикальные движения в среднем достигают 2,0 мм/год. Они приурочены к Лаузицкому нарушению. Лаузиц медленно поднимается либо его тенденция к опусканию сильно замедлена.

### ПРОДОЛЖЕНИЕ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ К СЕВЕРО-ЗАПАДУ

Систему разломов северо-западнее Мейсенского массива вдоль уступа близ Виттенберга (см. рис. 5) рассматривают как часть среднегерманской главной линии. Уступ относят к системе зоны Эльбы, хотя никаких проходящих насквозь частных нарушений не отмечается (Knoth, Schwab, 1972).

Расположенная в этом северо-западном отрезке зоны Эльбы Флехтинген-Рослауская глыба, которая перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями платформенного чехла, испытала воздымание по саксонским разрывным структурам северо-западного простиранья. С юго-востока на северо-запад ее слагают: 1) части Среднегерманской кристаллической зоны; 2) палеозой Реногерцинской зоны среднеевропейских варисцид; 3) варисцидские молассовые образования (зюплингские слои и флехтингский комплекс вулканитов; Raech, 1976). В отэне на северо-западе глыбы Флехтинген-Рослау по трещинам преимущественно северо-западного направления (наряду с долготными) происходили извержения вулканитов андезитового и риолитового состава (Venek u.a., 1973).

Тем самым глыба Флехтинген-Рослау представляет в северо-западном отрезке зоны Эльбы тектонический антипод опущенному в кайнозойскую эру грабену долины Эльбы у Дрездена. Отражением сохраняющейся до кайнозоя тенденции к опусканию зоны Эльбы является бассейн цехштейна и нижнего пестрого песчаника Мюгельн-Острау, так же как и выполненный нижним пестрым песчаником Мюльбергский бассейн. Первый далеко заходит своим восточным бортом на породы Мейсенского массива, в то время как второй в виде узкого прогиба тянется вдоль северо-восточного края зоны Эльбы между Мейсенским массивом и глыбой Флехтинген-Рослау.

Зона Эльбы на послемезозойском этапе развития представляла собой в пределах ГДР цепочку глыб, которые по обе стороны от "шарнира" в районе Виттенберга ведут себя по-разному: северо-западнее внутренняя часть зоны Эльбы поднимается, а юго-восточнее — опускается.

### ПРОДОЛЖЕНИЕ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ К ЮГО-ВОСТОКУ

Имеются следующие признаки существования зоны Эльбы на территории ЧССР (Chaloupský, 1973).

От Дечина до Градец-Кралове (свыше 120 км) граница между нижней и средней частями верхнего протерозоя проходит в северо-западном направлении, т.е. в направлении зоны Эльбы.

Между Млада-Болеславом и Подебради геологические границы протерозоя с кембрием и кембрия с ордовиком отклоняются от своего основного простиранья

и переходят в юго-восточное направление зоны Эльбы. Ширина области изгиба в направлении зоны Эльбы, видимо, не превышает 10 км. То же самое относится к простиранию осей протерозойских структур (ширина зоны изменения направления составляет 10–20 км). Аналогичные краевые полосы зоны Эльбы (шириной около 10 км), где происходит отклонение простираний слоев и структур к юго-востоку, отмечаются также в Рудных горах, в Лаузице и в сланцевых городах Вильсдруфф-Носсена.

Простирание, параллельное зоне Эльбы, обнаруживают также: а) вулканические метабазиты между Турновом и Млада-Болеславом, а также восточнее Ческа-Тршебовой; б) габбро юг-юго-восточнее Йичина; в) выходы кембрия в мульдах в поле развития протерозоя и Йичина и восточнее Градец-Кралове; г) выход нижнего карбона у Градец-Кралове.

В целом северо-западное направление зоны Эльбы в северной Чехии отражается в распределении осадков и вулканитов, в протяжении фациальных границы в структурном плане. Изопахиты пермо-карбона вопреки простиранию бассейна в северо-восточном направлении ориентированы в направлении зоны Эльбы, т.е. на северо-запад.

С приближением к зоне Эльбы Молданубикум ограничены кулисообразными нарушениями, которые при движении на юго-восток все более выдаются к востоку. Поэтому с приближением к Карпатам зона Эльбы отчетливо сужается. Такое кулисообразное построение напоминает расположение крупных нарушений Восточно-Европейской платформы и является структурной особенностью зоны Эльбы в пределах ЧССР.

Доварисцийский и варисцийский фундамент в северной части ЧССР рассечен разломами северо-западного простирания. Известные до сих пор в поверхностных обнажениях между Оломоуцем и Брно нарушения северо-западного простирания можно проследить под платформенным чехлом далее к северо-западу. Представляется, что их роль еще более возрастает на отрезке между бороздой Босковице и Градец-Кралове. Изображаемая сеть нарушений (Snaloupský, 1973) имеет такую густоту, что можно предположить, что элементы, относимые к линии Эльбы (нарушения или линии границ в протерозое или древнем палеозое), достигают Карпат.

Тематические исследования для выяснения дальнейшего протяжения зоны Эльбы к юго-востоку не проводились. О протерозойском фундаменте Карпат известно пока слишком мало. Под богемской меловой впадиной раздел Мохоровичича (при северо-западной ориентировке изолиний) залегает на глубине 28 км. Этот линейный выступ раздела Мохоровичича прослеживается только до Предкарпатья. В средней и южной частях Паннонского бассейна для раздела Мохоровичича и глубоких горизонтов северо-западное направление также указывается в качестве доминирующего (Bendefy, 1967). С точки зрения связи с эльбским направлением представляет интерес предположение Г. Вейна (Wein, 1962) о том, что первичное простирание протерозоя в фундаменте Паннонского бассейна было северо-западным. В фундаменте южной Венгрии также устанавливаются северо-западные простирания структур.

Это направление доминирует и далее к юго-востоку, в Югославии и Болгарии (Bončev, 1958), в том числе в верхней деформированной части земной коры. Оно не имело, кажется, особого значения лишь в альпийском орогене.

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На рис. 7 изображено гравиметрическое поле вдоль зоны Эльбы в пределах ГДР. Отмечается сгущение изолиний северо-западного протяжения между Рудными горами и Лаузицем. Заметная роль принадлежит северо-западным направлениям также в средней и северо-западной частях ГДР. Картина распределения силы тяжести детально рассмотрена Г. Линднером (Lindner, 1972; Watznauer u.a., 1973). Хотя в центральной части зоны Эльбы у Дрездена (между Рудными горами и Лаузицем) располагается ось отрицательной аномалии, но она не является самостоятельной, так

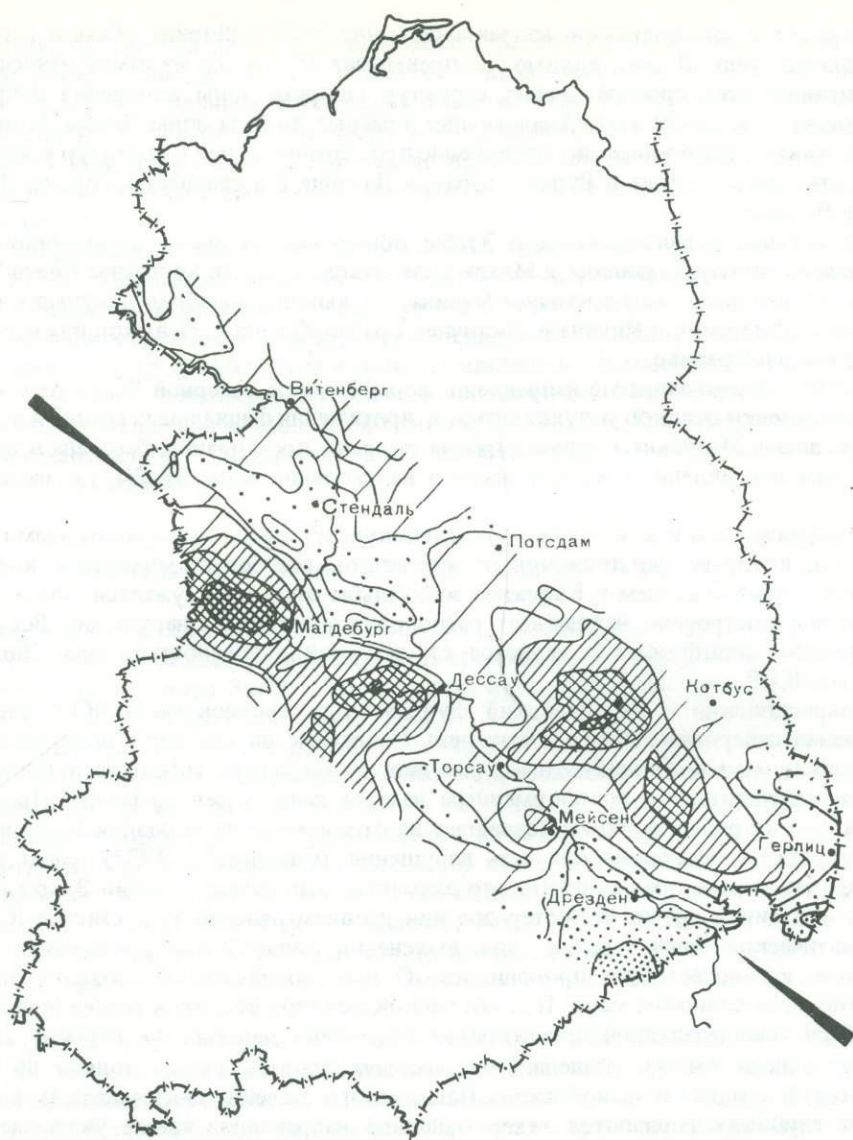


Рис. 7. Схема расположения гравитационных максимумов и минимумов вдоль зоны Эльбы в ГДР

Штриховкой показаны максимумы, точками — минимумы

как находится на склоне более крупной аномалии поля силы тяжести. Поэтому не обязательно сопоставлять эту ось отрицательной аномалии, между Рудными горами и Лаузицем с аналогичными явлениями вдоль глубже проникающих линейментов (Верхний Рейн, Восточная Африка и др.), когда линеймент в поле распределения значений силы тяжести чаще всего имеет линейное отражение.

По обеим сторонам зоны Эльбы на юге ГДР и в северной Чехии существуют заметные различия теплового потока (Hurtig, Schlosser, 1973). В то время как в Лаузице отмечаются значения теплового потока в  $1,6 \cdot 10^6$  кал/см<sup>2</sup> · сек, Рудные горы относятся к области со значениями теплового потока свыше  $2,0 \cdot 10^6$  кал/см<sup>2</sup> · сек. Поскольку Западные Судеты в своей южной части характеризуются меньшими значениями теплового потока, чем область богемского мела, то зона Эльбы, в понимании В. Чермака (Чермак, 1975), выделяющаяся по тепловому потоку, прослеживается более чем на 120 км.

Из этих значений теплового потока можно вывести кое-какие суждения относительно геотермического градиента по обе стороны от зоны Эльбы. Тепловой поток  $q$  связан с геотермическим градиентом  $G$  или геотермической ступенью следующим образом (Schick, Schneider, 1973):

$$q = k \cdot G,$$

где  $k$  — теплопроводность.

В соответствии с формулой градиенты можно получить из соотношения: значение теплового потока — теплопроводность. Если исходить из определенных и зависящих от пород значений проводимости и разрезов коры в Лаузице и Рудных горах, то для трех возможных типов коры получаются следующие геотермические градиенты (в  $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ):

Рудные горы	25	29	33
Лаузиц	20	23	27

Даже осторожное сопоставление наталкивает на мысль о том, что геотермический градиент в Рудных горах заметно больше, чем в Лаузице. В соответствии с этим определенные современные зоны метаморфизма в Рудных горах могут быть достигнуты на меньших глубинах, чем в Лаузице. Это говорит в пользу различного состояния или различных свойств коры по обе стороны зоны Эльбы.

В сейсмическом отношении зона Эльбы в меньшей степени характеризуется собственными землетрясениями (Sponheuer, 1962), а в большей — выявленной способностью реагировать на проявления отдаленных землетрясений более сильными вторичными сотрясениями, чем оба примыкающих крыла.

## ОБРАМЛЕНИЕ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ

Фундамент обоих крыльев зоны Эльбы построен по-разному, свидетельствуя тем самым о различной истории развития. Учитывая широко распространенные гранитизацию и анатексис в северо-восточном крыле (Лаузиц) даже на тектонически высоких уровнях, можно допустить для конца протерозоя существование тепловой аномалии с резкими градиентами. Напротив, в Рудных горах градиенты теплового потока как будто были более плавными. Тепловая аномалия сохранилась там вплоть до позднего палеозоя, имея максимальные значения в раннем палеозое и пермо-карбоне.

Поэтому обе глыбы играли различную роль в палеогеографии фанерозоя, тем более что Рудные горы (благодаря более интенсивному участию в их строении поздневарисийских гранитов) испытали большее изостатическое поднятие, чем Лаузиц с его протерозойской и лишь частично позднепалеозойской гранитизацией. Очевидно, что поднятие в Лаузице было слабее не только в палеозое, но даже во время своего максимума в протерозое могло быть меньшим из-за более высокой основности гранитоидов.

Северо-восточное крыло зоны Эльбы у Дрездена слагает лаузицкий двуслюдяной гранодиорит — анатектит (см. рис. 5 и 12), в котором еще часто обнаруживается текстура исходной породы (слоистость, складчатость). Далее к востоку следуют западнолаузицкий (демицкий) и восточнолаузицкий (зейденбергский) гранодиориты, причем последний является анатектитом гёрлицких слоев (Szałamacha, 1970). Интенсивность анатексиса в Лаузице возрастает с запада на восток, в то время как в фундаменте Западных Судет (изерские гнейсы) она снова убывает к востоку.

Таким образом, между изерским гнейсом и Западным Лаузицем выделяется долготная зона с особенно сильным проявлением анатексиса (табл. 3).

Протерозойские породы являются самыми распространенными в Лаузице и Западных Судетах. Фундамент Западных Судет слагают гнейсы Йизерских гор (изерские гнейсы; Oberг, 1966), которые без перерыва продолжают в Качавские горы

Таблица 3

Кристаллические породы Лаузица – Западных Судет

Палеозой	Гранит Крконоше (гранит гор Великан) Граниты штоков (палеозой Гёрлицких сланцевых гор)
	Румбургский гранит (возможно, древнепалеозойский) Демичский (западнолаузицкий) гранодиорит Лаузицкий двуслюдяной гранодиорит ----- Тектогенез ?
Протерозой	Каменцкие слои (Граувакковая формация, с эвгеосинклинальными признаками в низах) Зейденбергский (восточнолаузицкий) гранодиорит ----- Тектогенез Гёрлицкие слои (Граувакковая формация) Гнейсы Йизерских гор (изерские гнейсы)

(Smulikowski, 1966). Изерские гнейсы в таком количестве содержат роговиковые реликты, что И. Шаламаха (Szalamacha, 1970) рассматривает метаморфизм не как контактовое явление, а как метаморфизм типа Абукума. Такое толкование вполне правомерно можно распространить на всю северную часть Западных Судет (включая Лаузиц). Из каменцких слоев после складчатости и рассланцевания развился анатектит. После анатексиса благодаря мобилизации образовался западнолаузицкий гранодиорит, для которого по калий-аргоновому методу установлен возраст примерно в 500–600 млн. лет (Naake u.a., 1973), т.е. почти тот же, что и для анатектита.

На рис. 8 показано примерное положение метаморфитов зоны Эльбы, Рудных гор и Лаузица на диаграмме давления – температуры, по Г. Винклеру (Winkler, 1974). Метаморфизм явно протекал в рамках нормальных геотермических градиентов – от 30 до максимально 60° С/км.

На заложение и направление зоны Эльбы между Судетами и Рудными горами, безусловно, оказала влияние внутренняя структура ее флангов. Рис. 9, 10 и 12 дают представление о тектонической ситуации. В Лаузице особое значение имеет тектоника каменцких слоев и анатектитов. На северо-западе слоистость имеет северо-восточные до широтных простирания, отклоняясь затем в анатеклитах через юг-юго-западное и долготное простирания до юго-восточного. В связи с этим Западный Лаузиц образует крупную складку, протягивающуюся в длину по меньшей мере на 60 км, с простиранием оси на северо-запад (см. рис. 12). Однако простирание слоев в непосредственной близости к зоне Эльбы северо-западное, очевидно сохранившееся еще с докембрийского времени. В протягивающихся к северо-востоку "вторичных складках" анатектитов установлено, что в непосредственном соседстве с линией Эльбы в принципе существует и северо-восточное направление. Но, как и во время палеозойского развития, оно имеет подчиненное значение по сравнению с северо-западным направлением. Сланцеватость анатектитов отклоняется от складчатых структур слоистых толщ, образуя особую крупную структуру поверхностей рассланцевания (см. рис. 9; Bankwitz u.a., 1975).

Юго-западное крыло зоны Эльбы в южной части ГДР (в Рудных горах) в основном сложено докембрийскими образованиями. И. Хофман (Hofmann, 1974) выделяет верхнюю восточнорудногорскую серию (800–900 м) и нижнюю восточнорудногорскую серию (мощностью в несколько километров). Верхняя серия имеет разнообразный литологический состав и представлена плотными гнейсами, рассланцованными слюдяными гнейсами, конгломератами, метабазитами и, возможно, метариолитами. Нижняя серия местами превращена в анатектит (примечательна аналогия с северо-восточным крылом зоны Эльбы). Величина напряжений при деформации пород восточной части Рудных гор была все же существенно выше, чем в Лаузице.

На рис. 10 показаны некоторые тектонические особенности восточнорудногорского протерозоя. Его породы были многократно смяты в складки и по меньшей мере дважды рассланцованы. Погружение шарниров складок (которые включают

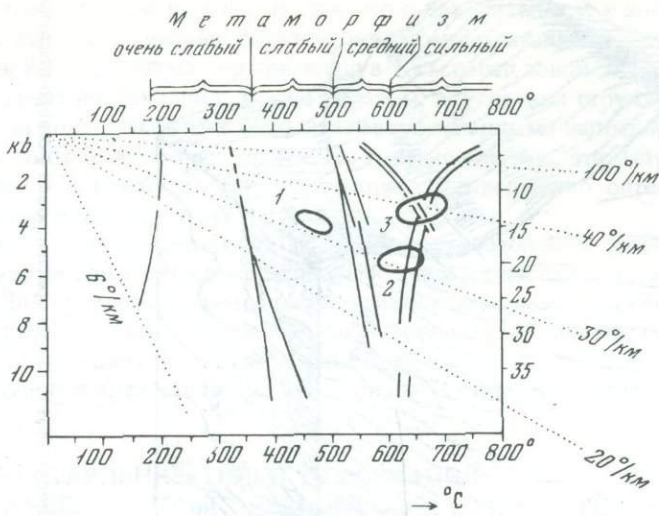


Рис. 8. Положение метаморфитов на диаграмме давления – температуры (Winkler, 1974)  
1 – везенштейнские слои; 2 – гнейсы Рудных гор; 3 – анатектит Лаузица

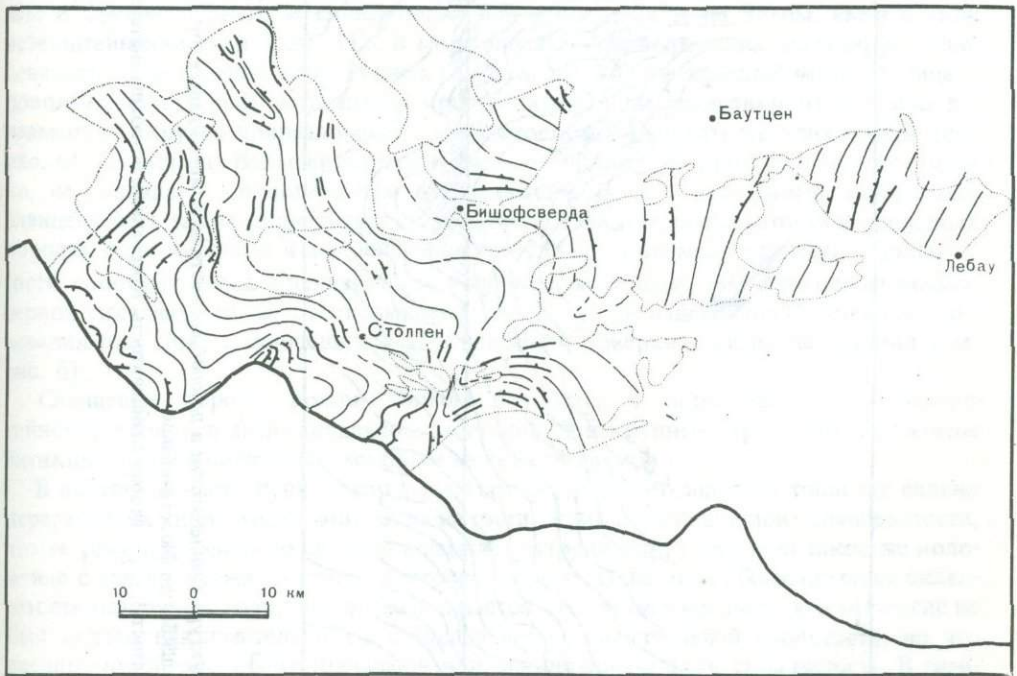


Рис. 9. Простирия сланцеватости в лаузицком двуслюдяном граните (анатектите), северо-восточное крыло зоны Эльбы  
Толстые линии – замеренные простирия, тонкие – предполагаемые простирия

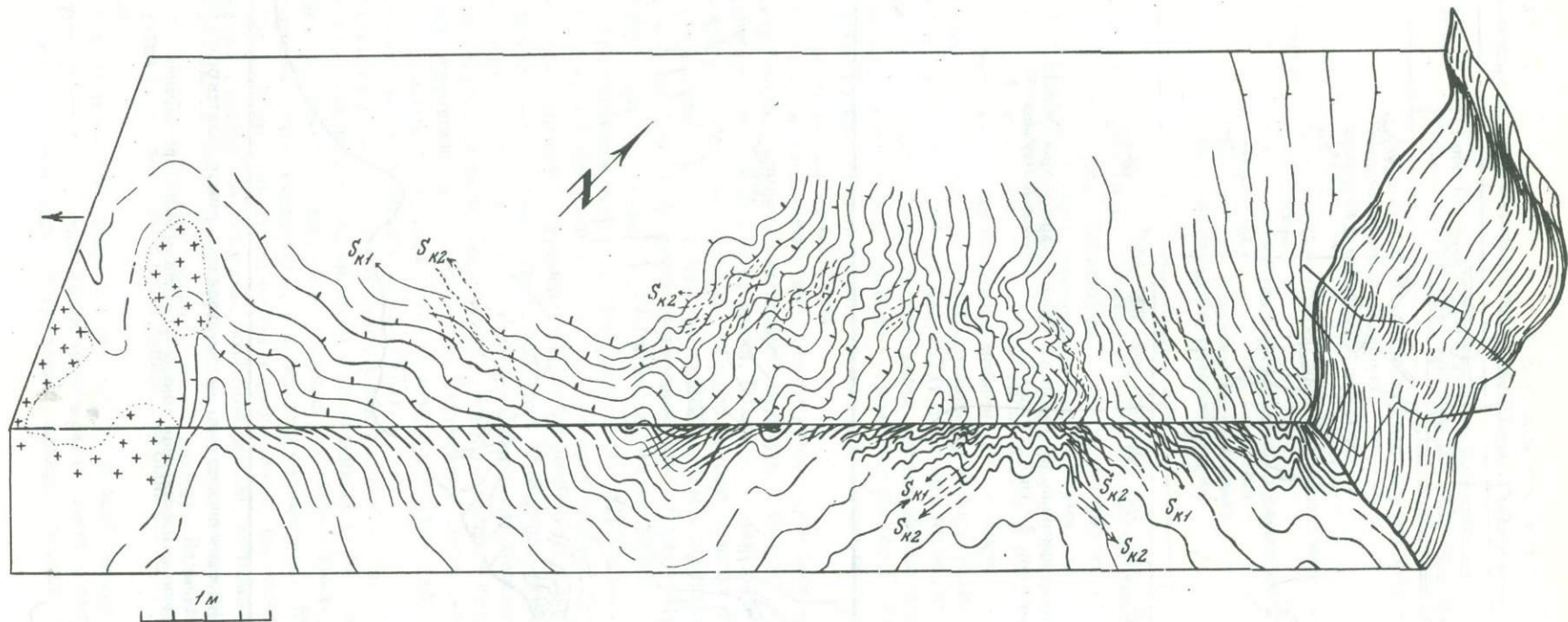


Рис. 10. Складчатая структура сланцеватости в докембрии восточной части Рудных гор (кристаллизационная сланцеватость). Разрез ориентирован с северо-востока на юго-запад от Бад-Готлэйбы до Фюрстенвальде

$s_{K1}$  – первая сланцеватость;  $s_{K2}$  – вторая сланцеватость. Крестиками показаны анатектитовые гнейсы

и палеозой) происходит к юго-западу, так что с приближением к зоне Эльбы должны выходить все более древние образования. Преобладающие широтные простирания в восточной части Рудных гор примерно в 5 км перед зоной Эльбы отклоняются в северо-западном направлении. Таким образом, внутренняя структура кристаллических флангов зоны Эльбы уже обладала северо-западными направлениями, характерными для зоны в настоящее время. По нашему мнению, эти направления были заложены уже в докембрии, что представляется совершенно определенным для Лаузица и весьма вероятным для Рудных гор.

В настоящее время трудно что-либо сказать о палеозойском этапе развития. Кажется, что Рудные горы в послепротерозойское время часто выступали как поднятая область. Для определения возраста внутренних деформаций важно отметить, что нет никаких различий между породами докембрия и локально перекрывающими их образованиями ордовика — силура в смысле кристаллической структуры. Однако граница между ними представляется границей структурного несогласия.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ ТИПОВ ДЕФОРМАЦИЙ В ПРЕДЕЛАХ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ ЮГО-ВОСТОЧНЕЕ ДРЕЗДЕНА И В ЕЕ ОБРАМЛЕНИИ

Деформации сжатия в различных структурных единицах фундамента обнаруживают различия, зависящие от того вертикального этажа, которому они принадлежат. Для деформации во всех трех областях юго-восточнее Дрездена (т.е. в зоне Эльбы, ее юго-западном и северо-восточном крыльях) характерна многократная складчатость. Слоистые толщи были смяты в складки до проявления процессов метаморфизма, причем на крыльях (восточная часть Рудных гор и Лаузица) значительно сильнее, чем в Среднесаксонском синклинии или в пределах зоны Эльбы, имея в виду везенштейнские слои (рис. 11). В морфологическом выражении доминирует сланцеватость: в восточной части Рудных гор (см. рис. 10) и в западной части Лаузица — довольно полого располагающаяся кристаллизационная сланцеватость, а в зоне линеамента — крутая приразломная сланцеватость и сланцеватость плитчатости (см. рис. 6). Слоистость большей частью не очень отчетлива, и ее простирание, как правило, не совпадает с простиранием сланцеватости. В ходе дальнейшей деформации сланцеватость также подверглась складчатости. Развитие сланцеватости в сланцевых породах долины Эльбы и в везенштейнских слоях по времени отделено от складчатости слоистых толщ. Сланцеватость возникла не раньше, чем в позднюю стадию первой складчатости, на что указывает в общем крутое падение плоскостей расланцевания при сильно меняющихся углах падения поверхностей напластования (см. рис. 6).

Сланцевые породы долины Эльбы находятся в синклинальном, а везенштейнские слои — в антиклинальном залегании. Эти крупные структуры осложнены антиклиналями и синклиналями более мелких порядков.

В восточной части Рудных гор структура складчатых осадочных толщ так сильно переработана при повторной складчатости кристаллизационной сланцеватости, что ее реконструкция до сих пор вызывает затруднения. Примерно такое же положение с анатектитам на северо-восточном крыле. Однако на обоих крыльях складчатость осадочных толщ еще устанавливается. Это может означать, что анатексис не был связан исключительно со сланцеватостью, параллельной слоистости, но что предпосылкой для обоих процессов явилась первоначальная складчатость. В гнейсах Рудных гор, как и в анатектите Лаузица, поверхности напластования и сланцеватости часто не совпадают; поперечная кристаллизационная сланцеватость отмечается в складках с размахом в десятки метров (рис. 11, А5, В3). Складчатость отчасти имела место перед кристаллизацией. Она могла быть более сильной в случае запрокинутых и лежащих складок (более высокая пластичность, значительно более высокие напряжения деформации во время складчатости) в противоположность к прямым и не обнаруживающим вергентности складкам каменских слоев в северной части Лаузица; пример такой складчатости показан на рис. 11.

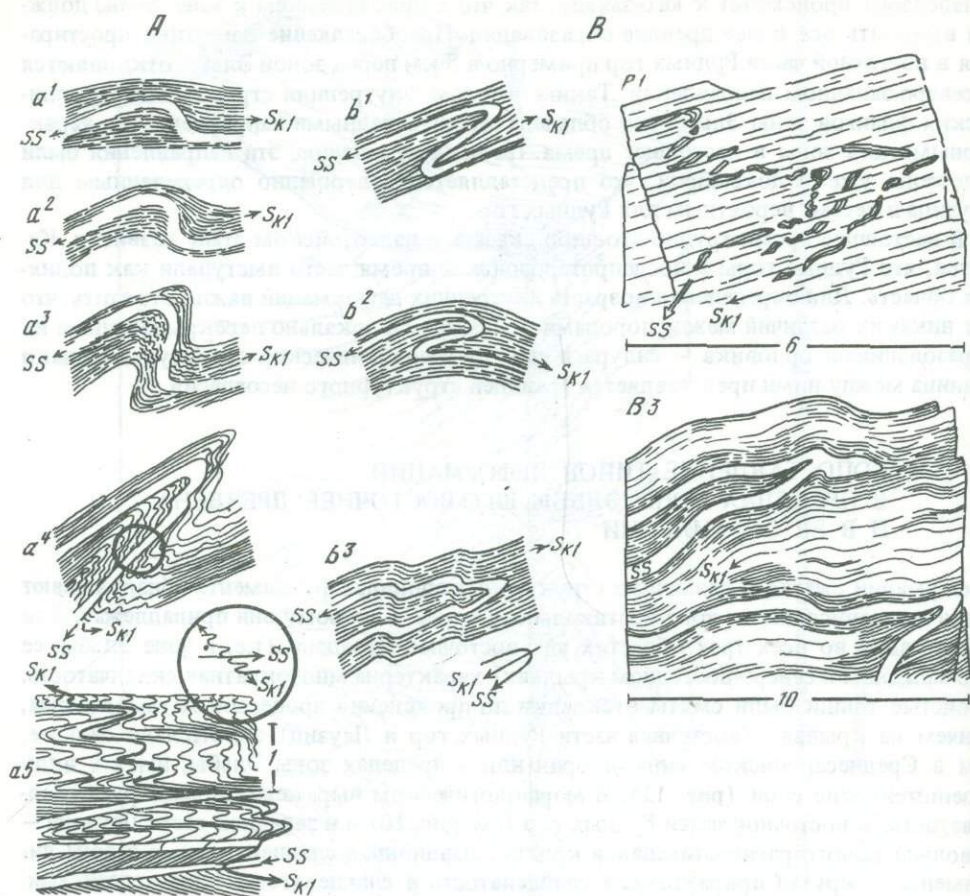


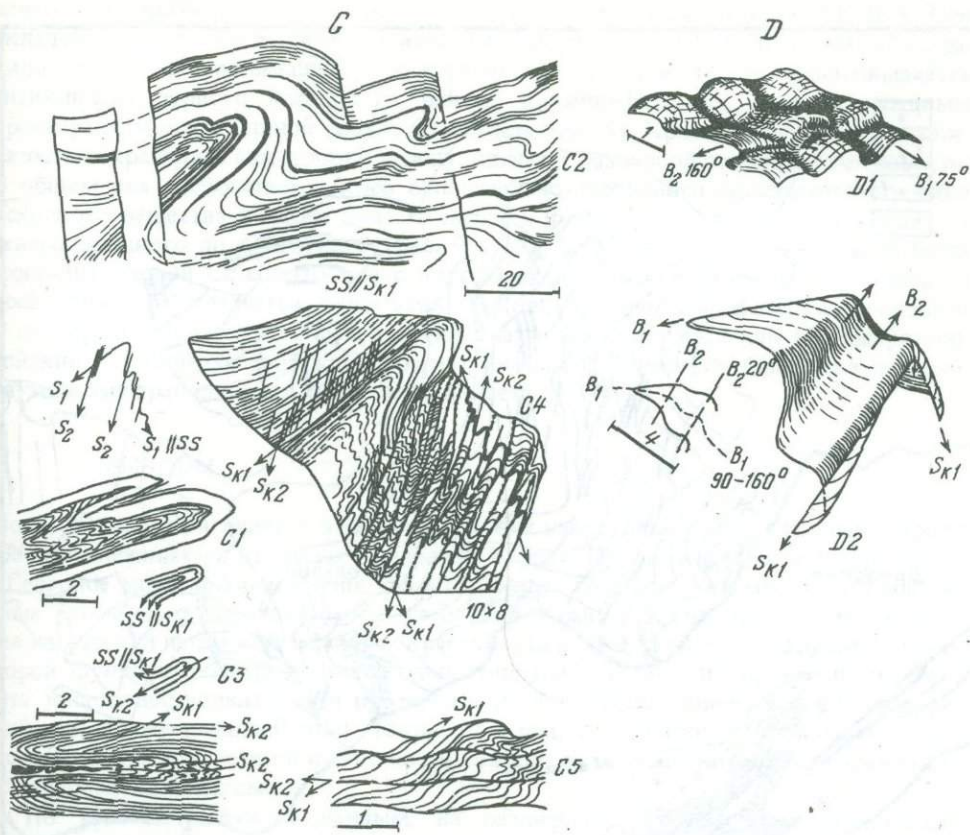
Рис. 11. Проявление деформации на крыльях зоны Эльбы юго-восточнее Дрездена

**A** — складчатость слоистости предкристаллическая до синкристаллическая: схема развития  $a^1 - a^4$ ;  $a^1$  — слабая складчатость слоистости (ss) перед заложением кристаллизационной сланцеватости ( $sk_1$ );  $a^2 - a^4$  — ss и  $sk_1$  при продолжающейся деформации были смяты совместно. Примеры: A5 — гнейс Рудных гор, долина р. Готлэйба, восточнее Брейтенау.

**B** — предкристаллическая складчатость слоистости: схема развития  $b^1 - b^3$ ;  $b^1$  — сильная складчатость слоистости перед заложением сланцеватости;  $b^2 - b^3$  — ss и  $sk_1$  сминаются совместно. Примеры: B1 — лаузицкий двуслюдяной гранодиорит, в 2,5 км северо-западнее Гёды, к

Хотя кристаллизационная сланцеватость ( $sk$ ) стала доминировать лишь после складчатости, ее заложение началось уже во время складчатости (в противоположность упомянутым выше сериям пород по линии Эльбы). В ходе дальнейшего сжатия поверхности напластования и поверхности  $sk$  были синхронно смяты в складки. На рис. 11 показаны три упомянутых этапа деформации: 1) коробление осадочных толщ перед кристаллизацией; поверхности сланцеватости частично идут параллельно складкам, частично отходят от них; 2) заложение кристаллизационной сланцеватости во время складчатости ( $a^1, b^1$ ); 3) синхронная складчатость слоистости и сланцеватости в ходе дальнейшего процесса складчатости, причем сланцеватость в поперечно рассланцованном крыле складки сминается в мелкие складки ( $a^2 - a^4, A5, C4$ ).

Складчатость первого порядка в Рудных горах (и ее позиция, отличающаяся от складчатости сланцеватости) до сих пор систематически не изучена. Складки второго порядка (длина волны от 100 м до 1 км) заложены в самых разных местах. Складки третьего порядка (длина волны от 10 до 100 м) обнаруживают тенденцию к вергентности, до запрокидывания; иногда отчетливо различаются влияния фаз



северо-востоку от Бишофсверды; В3 — рудногорский гнейс, долина р. Готлэйба, в 2 км юго-западнее Бад-Готлэйбы.

С — посткристаллическая складчатость, слоистость (ss) располагается параллельно сланцеватости  $sk_1$ , обе были смяты совместно. Примеры: рудногорские гнейсы долины р. Готлэйба: C1 и C2 — северо-западнее Клеменсмюле; C3 — 2,5 км юго-западнее Бад-Готлэйбы; C4 — 1 км юго-западнее плотины на р. Готлэйба. В C3 и C4 развита вторая кристаллизационная сланцеватость ( $sk_2$ ), в C5 — первая и вторая сланцеватости, обе слабо смяты в складки.

D — вторая складчатость уже смята в складки поверхностей в рудногорских гнейсах (ss залегает параллельно  $sk_1$ ): D1 — плотина на р. Готлэйба; D2 — крупная складка длиной 4 км западнее долины р. Мюглиц между Гласхютте и Шлотвицем

складчатости в докристаллизационное и послекристаллизационное время. Лежащие складки большей частью обладают размерностью в десятки метров, встречаясь в виде докристаллизационных складок с поперечной пологой кристаллизационной сланцеватостью ( $b^1 - b^3$ , В3), но чаще — как складки сланцеватости, с параллельным развитием слоистости и сланцеватости (C1 — C4).

Сланцеватость охвачена тесно сжатой мелкой складчатостью с размерностью от десятков метров до миллиметров. С одной стороны, она проявляется вблизи ядер, с другой — в местах, где сланцеватость сильнее отклоняется от слоистости, однако чаще — на крыльях, погружающихся к зоне Эльбы. Широко развита другая кристаллизационная сланцеватость ( $sk_2$ ). От описанной здесь складчатости слоистости и сланцеватости следует отличать вторую складчатость (рис. 11, D1—D2).

По нашим данным, анатектит Лаузица также был дважды смят в складки. Первая складчатость, как и в Рудных горах, захватила первичную складчатость слоев, заложенную пологую сланцеватость и складчатость сланцеватости. Складчатость слоев до образования анатектитов местами может быть восстановлена. Запрокинутые складки размерами в десятки метров с поперечной кристаллизационной слан-

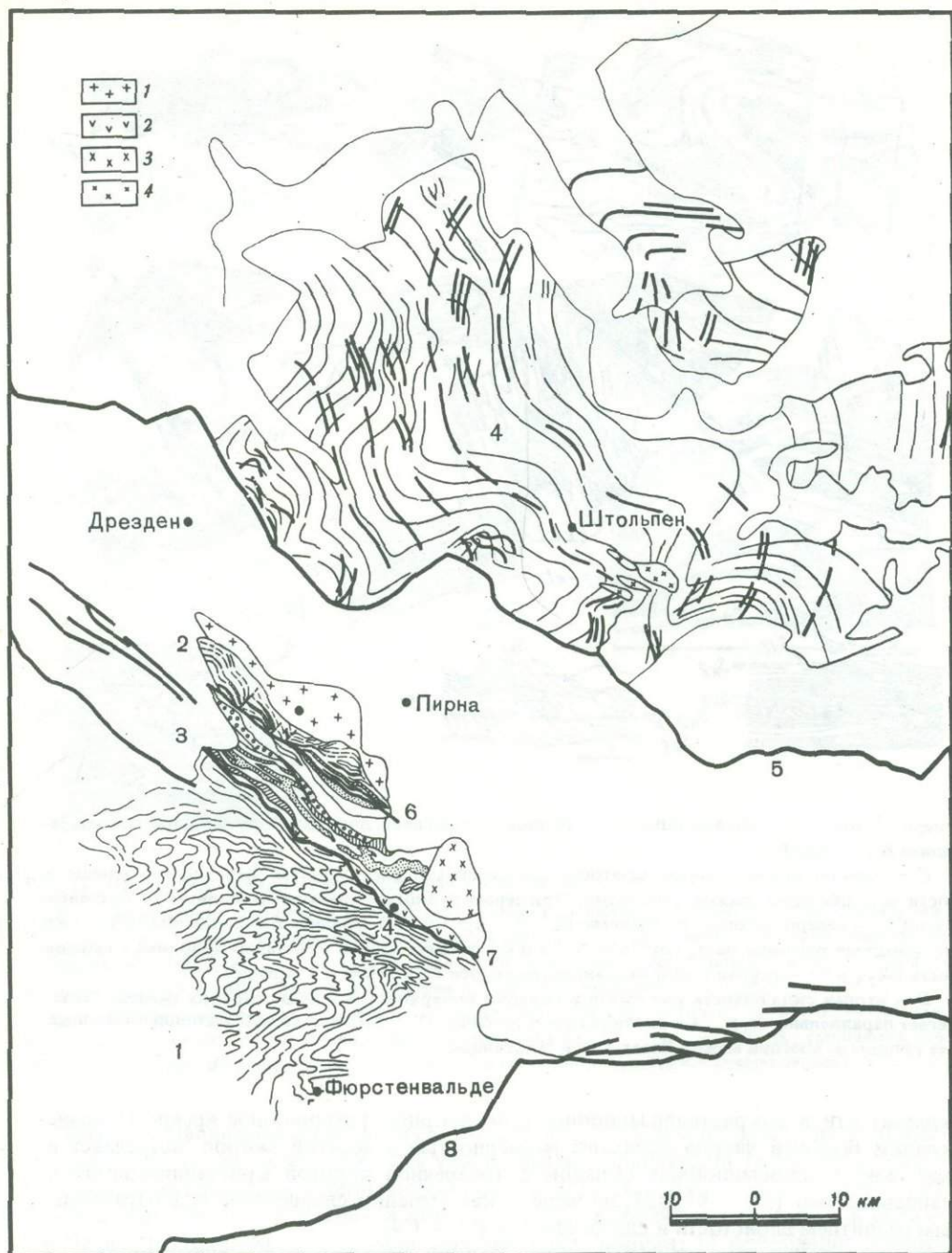


Рис. 12. Сопоставление простирий в районе Дрездена в зоне Эльбы, в Лауэице и в Рудных горах

1 – донский гранодиорит; 2 – турмалиновый гранит; 3 – маркерсбахский гранит; 4 – гранит Штольпена

Цифры на карте: 1 – Рудные горы (линии соответствуют простириям кристаллизационной сланцеватости); 2 – везенштейнские слои; 3 – сланцевые породы долины Эльбы; 4 – анатектит Лауэица (тонкие линии обозначают простириание сланцеватости, толстые – простириание слоистости); 5 – Лауэицкое нарушение; 6 – Западно-Лауэицкое нарушение; 7 – Центрально-Саксонское нарушение; 8 – уступ Рудных гор

цеватостью подтверждают сильное сжатие перед анатексисом (рис. 11, В1). Оси складчатых структур второго порядка (длина волны от 100 м до 1 км), как правило, имеют северо-западное простирание. В слоистой толще вырисовывается антиклиналь первого порядка в районе Каменц—Нейкирх с северо-западным простиранием оси и длиной свыше 60 км (см. рис. 5). Кристаллизационная сланцеватость сохранилась еще почти повсюду, однако с различной степенью отчетливости. В общем она располагается косо относительно первичного складчатого строения исходного вещества и также смята в складки, оси которых имеют простирания от северо-западного до долготного (рис. 9 и 12). Все поверхности деформаций были охвачены второй складчатостью с долготным и северо-восточным простиранием осей складок. Складчатая деформация исходных пород должна была произойти в протерозое, поскольку последующий анатексис датируется как позднпротерозойский — раннепалеозойский. Возраст анатексиса сужается благодаря западно-лаузицкому гранодиориту (600—500 млн. лет).

## ВЫВОДЫ

Зона Эльбы протягивается в северо-западном направлении через Среднюю Европу. Она прослеживается от линии Аллера до Карпат. Продолжение ее к северо-западу (Северное море) не исключено; что в настоящее время не доказано. К юго-востоку зона Эльбы может примыкать к зоне Вардар—Крайштид. Она принадлежит к системе нарушений перед юго-западным краем Восточно-Европейской платформы, по которой фундамент смещен относительно эпиварисийского платформенного чехла. Эта зона существовала уже в протерозое и снова активизировалась в послеварисийский платформенный этап. Таким образом, ее отчетливое проявление в современной картине земной поверхности связано с мезозойскими и кайнозойскими глыбовыми движениями.

По гравиметрическим данным, на различных отрезках зона ограничивает геологические единицы с разным строением коры. Поэтому она представляет собой гетерогенный элемент, состоящий из отдельных частей, что вытекает и из ее геологической истории. В разные эпохи зона Эльбы характеризовалась внедрением интрузивных тел, более сильным опусканием, а иногда могла выступать как край бассейна. Поскольку Рудные горы и их северо-восточное сланцевое обрамление были охвачены варисийским тектогенезом, а Лаузиц, напротив, в значительной степени был консолидирован в позднпротерозойское — раннепалеозойское время, зона Эльбы выступает и как тектоническая граница первого порядка, отделяя в южной части ГДР варисиды от протерозоид.

## ЛИТЕРАТУРА

- Bankwitz P.* Stellungnahme zu rezenten horizontalen Krustenbewegungen und zur Geologie in einem Abschnitt der Elbelinie. — Geod. Geophys. Veröff., R. III, 1968, N 11.
- Bankwitz P.* Geologische Interpretation. — Geod. Geophys. Veröff., R. III, 1974a, N 31.
- Bankwitz P.* The influence of p-t-conditions on the development of batholiths, especially the Erzgebirge pluton. — Metall. Assoc. Acid Magmatism, 1974b, 1.
- Bankwitz P., Bankwitz E.* Einige Aspekte der Bruchmechanik in der Lithosphäre. — Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1973, 14.
- Bankwitz P., Bankwitz E., Frischbutter A.* Präkambrium der Elbezone und ihres Rahmens im Gebiet zwischen Großenhain und Bad Gottleuba. — Exkursionsführer zur 22. Jahrestagung Geol. Ges. DDR, 1975, T. B.
- Behr H.-J.* Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges, II. — Freiburger. Forschungsh. C, 219, 1968.
- Bendefy L.* Die Rolle der Geokinetik bei der Erforschung der Erdkrustenstruktur im Bakony-Gebirge (ungar., dt. Res.). Veszprem, 1967.
- Benek R., Paech H.-J., Schirmer B.* Zur Gliederung der permosilesischen Vulkanite der Flechtinger Scholle. — Z. geol. Wiss., 1973, 1, N 7.
- Bončev E.* Über die tektonische Ausbildung der Kraštiden. — Geologie, 1958, 7, N 3—6.
- Brause H., Gotte W., Douffet H.* Gesetzmäßigkeiten in der saxothuringischen Zone des Variszikums und ihre Beziehungen zu älteren Orogenen. — Intern. Geol. Congr., 23th. Sess., 3, 1968, Praga.
- Bubnoff S., v.* Die herzynischen Brüche im Schwarzwald. Stuttgart, Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 1921.

- Cermak V.* Temperature-depth profiles in Czechoslovakia and some adjacent areas derived from heat-flow measurements, deep seismic sounding and other geophysical data. - *Tectonophysics*, 1975, 26, N 1/2.
- Chaloupský J.* The basement of the cretaceous and the Permo-carboniferous of northern Bohemia. - *Geol. Rundschau*, 1973, 62, N 2.
- Decker F.* Geologie der sächsischen Elbtalkreide nach neuen Tiefbohrungen. Diss. Berg. akademie Freiberg, 1969.
- Fandriol K.* Zur Paläovulkanologie und Petrologie des varistischen Geosynkinalvulkanismus der Elbtalzone. - *Freiberger Forschungsh.*, C, 1972, 277.
- Gollwitz H.* Die tektonische und morphologische Entwicklung des Elbtalgrabens. Festschrift H. STILLE, 1936.
- Gotte W.* Neue stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Wilsdruff-Nossener Schiefergebirge. - *Ber. geol. Ges. DDR*, 1956, 1.
- Haake R., Herrmann G., Pälchen W., Pilot J.* Zur Altersstellung der Granodiorite der westlichen Lausitz und angrenzender Gebiete. - *Z. geol. Wiss.*, 1973, 1, N 12.
- Hofmann J.* Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Osterzgebirges. - *Freiberger Forschungsh.*, C, 1974, 292.
- Holubec J.* Stratigraphy of the upper Proterozoic in the core of the Bohemian Massif. - *Rozpr. Československo Akad., řada math. přírod.*, 1960, věd 76, N 4.
- Hurtig E., Schlosser P.* Analyse der Wärmeflussdaten Mitteleuropas. - *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 1973, 14, N 3.
- Knöth W., Schwab M.* Abgrenzung und geologischer Bau der Halle-Wittenberger Scholle. - *Geologie*, 1972, 21, N 10.
- Kopecký A.* Neotektonika mapa CSSR, 1 : 1 000 000. Ústřední ústav geologický, Praha, 1972.
- Kossmat F.* Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abhandl. Sächsisch. Geol. Landesamtes*, 1927, 1.
- Lindner H.* Ergebnisse der Gravimetremessungen im Bereich des Lausitzer Massivs und seiner Randgebiete. - *Geologie* 1972, 21, N 8.
- Möbus G.* Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge - Elbtalzone - Lausitzer Grundgebirge - Westsudeten. - *Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin. Klasse Chemie, Geol., Biol.*, 1964 (1964), 5.
- Möbus G.* Die variszische Tektogenese in der Elbtal. - *Geologie*, 1966, 15, N 1.
- Müller B., Wächter K.* Beiträge zur Tektonik der Elbtalzone unter besonderer Berücksichtigung der Lausitzer Störung. - *Veröff. Geod., R. III*, 1970, N 18.
- Oberc J.* Ewolucja sudetów w świetle teorii geosynklin. - *Inst. Geologiczny*, 1966, 47.
- Paech H.-J.* Zur Falten tektonik der Grauwacken-Pelitwechsellagerung der Flechtinger Scholle (Bexirk Magdeburg). - *Z. geol. Wiss.*, 1976, 4.
- Pfeiffer L.* Beiträge zur Petrologie des Meißner Massivs. - *Freiberger Forschungsh.*, C, 1961, 179.
- Pietzsch K.* Geologie von Sachsen. Berlin, VEB Dtsch. Verl. Wissenschaften, 1962.
- Rast H.* Beziehungen zwischen Tektonik und Basalten im Elbsandsteingebirge. - *Geologie*, 1966, 15, N 1.
- Reichel W.* Abriss des Rotliegenden im Döhlener Becken. - *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A*, 1970, 15, N 1.
- Rother K.* Nachweis postgenetischer Bewegungen mit Hilfe der paläomagnetischen Methode im Raum der Elbelinie (DDR und CSSR). - *Gerlands Beitr. Geophys.*, 1974, 83, N 4.
- Schik R., Schneider G.* Physik des Erdkörpers. Stuttgart, Enke Verl., 1973.
- Schönenberg R.* Einführung in die Geologie Europas. Freiburg, Verl. Rombach, 1971.
- Schwab G.* Klufftektonische Untersuchungen der Nordlausitzer Grauwackenformation unter Berücksichtigung der Gesteinsklüftung des Lausitzer Zweiglimmergranits. - *Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol., Biol.*, 1962 (1962), 2.
- Smulikowski W.* Eastern part of Iżera gneiss boundary against the Kaczawa Mts. schist series (West Sudetes). - *Bull. Acad. polon. sci. Cl. III*, 1966, 14, N 4.
- Sokolowski J.* Role of Permo-Mesozoic and Cainozoic vertical movements in the development of the present-day geological structure of Poland. - *Materiały i Prace*, 1975, 82.
- Sponheuer W.* Zentraluntersuchung zur Seismizität von Deutschland. - *Veröff. inst. Bodendynamik und Erdbebenforsch. Jena*, 1962, 72.
- Stille H.* Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. - *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1949, 99.
- Stille H.* Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteruropäischen. - *Beih. Geol. Jahrb.*, 1951, 2.
- Szabamacha J.* Die Petrogenese der kristallinen Gesteine in der weiteren Umgebung von Zgorzelec und ihre Beziehung zu den Görlitzer Schichten. - *Ber. Dtsch. geol. Wiss. A*, 1970, 15, N 3.
- Tollmann A.* Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. - *Geotekton. Forsch.*, 1966, 21.
- Tröger K.-A.* Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turin), T. II. - *Abhandl. staatl. Museum Mineral., Geol.*, 1969, 13.
- Tröger K.-A., Behr H.-J., Reichel W.* Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbe-Lineaments im Bereich der Elbtalzone. - *Freiberger Forschungsh.*, C, 1969, 241.
- Voigt E.* Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzender Gebiete. - *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1963, 114, N 2.
- Watznauer A., Lindner H., Behr H.-J., Tröger K.-A.* Versuch einer Stockwerkskorrelation im Südschnitt des Elbe-Lineaments (Raum Meißen - Bad Schandau). - *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 1973, 14, N 3.
- Wein G. A.* "mészadéli" feketekőszenterület (Meczek-hegy ség) földtani felépítése. - *Bány. Lapok*, 1962, 95.
- Winkler H.G.F.* Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 3. Auflage. Berlin, Springer Verl., 1974.

## МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ В СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЕ

### ВВЕДЕНИЕ

Ниже рассматриваются некоторые магматические и метаморфические процессы, проявившиеся в течение кембрия, ордовика и силура в области распространения средне- и западноевропейских варисцид, а также в Альпах (рис. 1). На рассматриваемый интервал времени приходится каледонский тектогенез, который, по Г. Штилле (Stille, 1948), не затронул вариссийскую Европу и мезо-Европу. Однако имеются многочисленные геологические и радиометрические определения возраста, которые указывают на проявления каледонских глубинных процессов (вулканизм, плутонизм, метаморфизм). К сожалению, нет подходящего метода, чтобы обнаруживать в поверхностных толщах синхронные проявления структурообразующих процессов в основании.

Необходимо подчеркнуть, что автор не отстаивает ту точку зрения, что в средне- и западноевропейских варисцидах проявился каледонский тектогенез в смысле тектонической деформации. Не преследуется и цель представить раннепалеозойское развитие в целом.

Задача этого обзора — показать, что в интервале, на котором в рассматриваемой области не было геосинклинальной складчатости, кора обладала подвижностью, которая по типу и интенсивности соответствует подвижности при геосинклинальных процессах.

Поскольку вариссийское развитие началось в различное время (от ордовика до девона), силурийский вулканизм отчасти можно отнести к вариссийскому циклу. Силур рассматривается здесь постольку, поскольку в это время произошли глубинные процессы, вновь проявившиеся в близком виде лишь в карбоне. По интенсивности они далеко опережают силурийский диабазовый вулканизм (при этом необходимой предпосылкой является достоверность определений возраста).

Территория Средней и Западной Европы еще нуждается в дальнейшем усиленном изучении. Полезны были бы и сопоставления с другими палеозоидами. При этом среди других напрашивается сравнение с Тянь-Шанем. В каледонидах Северного и Среднего Тянь-Шаня главный тектогенез, кислый вулканизм и плутонизм являются арденнскими (рубеж силура и девона; Vuš, 1970). Таконская фаза была слабее.

Инициальные вулканы относятся к кембро-ордовика; тогда как в Южном Тянь-Шане, где главная складчатость была вариссийской, они прослеживаются до девона.

С точки зрения использования понятий "кембрий", "ордовик" и "силур" следует иметь в виду, что кембрий датируется палеонтологически лишь в редких местах, а в большинстве случаев (как и ордовик) выделяется лишь по литостратиграфическим признакам. Силур же почти во всех упомянутых местах доказан палеонтологически.

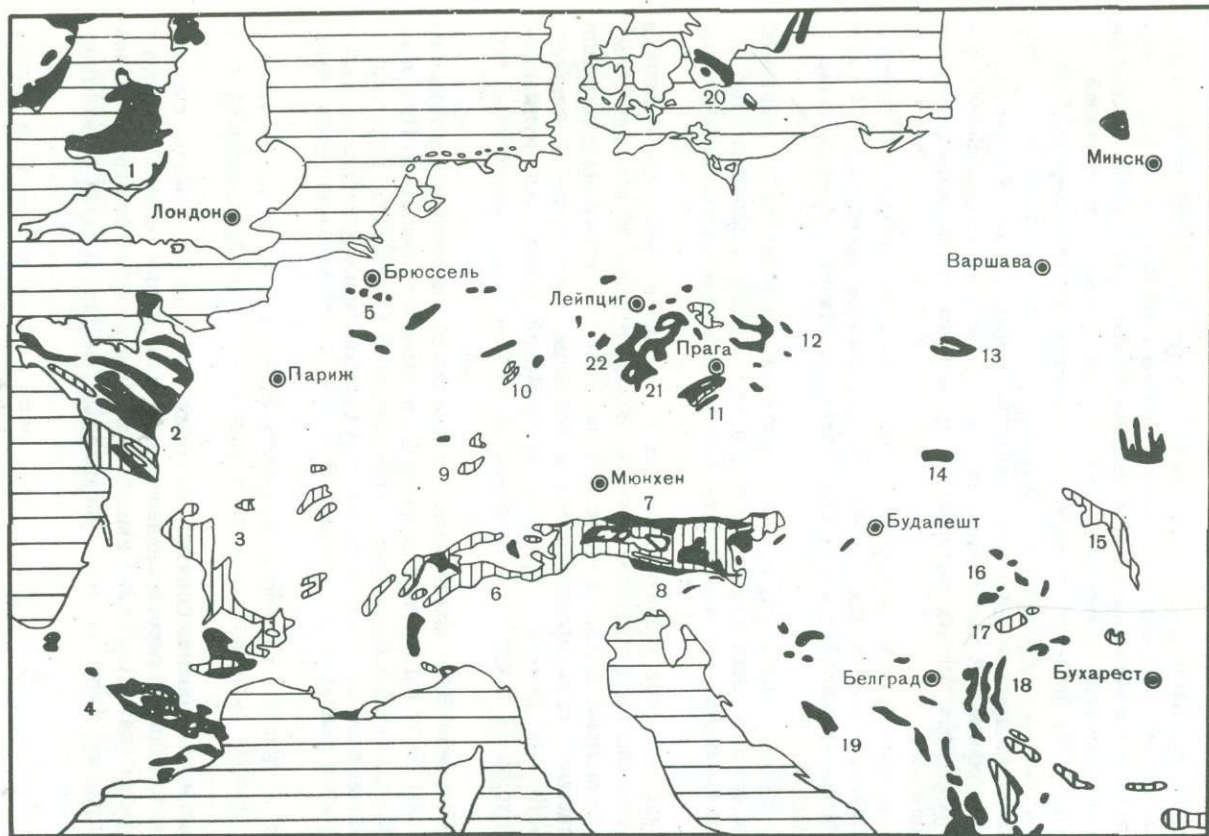


Рис. 1. Распространение нижнепалеозойских образований в Средней и Западной Европе

*а* – верхний протерозой – нижний палеозой; *б* – нижний палеозой (кембрий, ордовик, силур).

Цифры на карте: 1 – Уэльс; 2 – Армориканский массив; 3 – Центральный Французский массив; 4 – Пиренеи; 5 – Арденны; 6 – Западные Альпы; 7 – Восточные Альпы; 8 – Южные Альпы; 9 – Шварцвальд; 10 – Оденвальд; 11 – Молданубикум; 12 – Судеты; 13 – Свентокшиские горы; 14 – Гемериды; 15 – Восточные Карпаты; 16 – Апусени; 17 – Пояна-Рускэ; 18 – Южные Карпаты; 19 – Динариды; 20 – Шонен; 21 – Фихтельберг; 22 – Франконский Лес

## Северо-западное обрамление Чешского массива (юг ГДР)

Во всех выходах палеозоя на юге ГДР известны магматические породы, в особенности вулканогенные.

Среди кристаллических пород Рулы (Норре, Seidel, 1974) в кембрии присутствуют различные основные вулканиды; кислые породы встречены лишь в одном пункте. В ордовике в двух местах известны кислые магматические породы. Основную часть разреза слагают кембрийские породы.

Главный варисцийский гранит Тюрингии (рис. 2) между кристаллическими породами Рулы и Шварцбургским антиклинорием содержит у Целла-Мелиса многочисленные метабазитовые ксенолиты, которые можно считать реликтами доварисцийского магматизма (рис. 3).

Далее к юго-востоку расположен Шварцбургский антиклинорий, по обоим крыльям которого развиты нижнепалеозойские магматические породы. На северо-западном крыле в районе Фессера залегает кембро-ордовикская вулканогенная толща, относящаяся по мощности и химизму к самым крупным проявлениям магматизма в раннем палеозое Средней Европы. Речь идет о диабазах, кератофирах (Bankwitz, Kaemmel, 1958; Meinel, 1969), туфах и вулканогенных конгломератах. Она начинается кератофирами, залегающими на кварцевой толще, которые постепенно переходят в базиты. Мощность, включая осадочные породы, может достигать 1000 м, из которых на долю вулканогенных пород приходится несколько сот метров. Характер их залегания показан на рис. 4.

На юго-восточном крыле Шварцбургского антиклинория в кембрии местами встречаются кислые вулканиды (рис. 5; E. Bankwitz, P. Bankwitz, 1975), достигающие мощности 50 м (лавы, туфы, вулканогенные конгломераты и т.д.). В нижней части ордовика (фрауэнбахские слои, тремадок) встречаются туфы кератофиров и риолиты, а также вулканогенные конгломераты.

Далее к востоку в пределах поля тюрингских сланцев маломощные основные туфы появляются в тремадоке в районе Лобенштейнского горста. На западном крыле Рудногорской антиклинальной зоны и в Фогтланде основные вулканиды встречаются в ордовике и на уровне границы кембрия и ордовика. Но в разрезе они занимают подчиненное положение. В лландовери местами также появляются туфы и туффиты.

Западный край Рудных гор в раннем палеозое наряду с прочими особенностями характеризуется тем, что фиковые слои (нижний ордовик) обнаруживают некоторую дислоцированность. Уже во время их отложения возникла пологая складчатая структура (Douffet, 1977). На обширных площадях Фогтланда, в северной краевой зоне Рудных гор и в западной Саксонии фиковые слои залегают трансгрессивно (Wiefel u.a., 1977). Однако подобные признаки каледонской активности коры в Средней Европе редки.

В Рудных горах в нижнем кембрии присутствуют маломощные метабазиты (Lengen, Noth, 1964). В более высоких горизонтах кембрия (йоахимстальские слои) они встречаются чаще. К верхам кембрия или к нижнему ордовику (фрауэнбахские слои) южнее Карл-Маркс-Штадта относятся зеленые сланцы, которые достигают мощности 200 м. На рис. 6 (см. вкладку) показан фрагмент тектонического строения этих сланцев у Херольда.

В Среднесаксонском синклинии (между Гранулитовыми и Рудными горами) вулканогенные образования кембрия и ордовика представлены роговообманковыми сланцами. В подчиненных количествах известны туфы в лландовери. В синклинариях по северо-восточному краю Рудных и Гранулитовых гор в кембрии развиты базиты, в то время как в ордовике (предположительно во фрауэнбахских слоях) встречаются порфиroidы, например серицитовые гнейсы Дёбеляна.

В синклинальных зонах Делича и Доберлуга основные вулканиды и туфы залегают в нижнем кембрии или в самых низах среднего кембрия (Brause, 1968).

В Гёрлицком синклинии нижний кембрий местами представлен толщей песчанников, диабазов и туфов мощностью до 50 м. В ордовике нет вулканогенных пород.

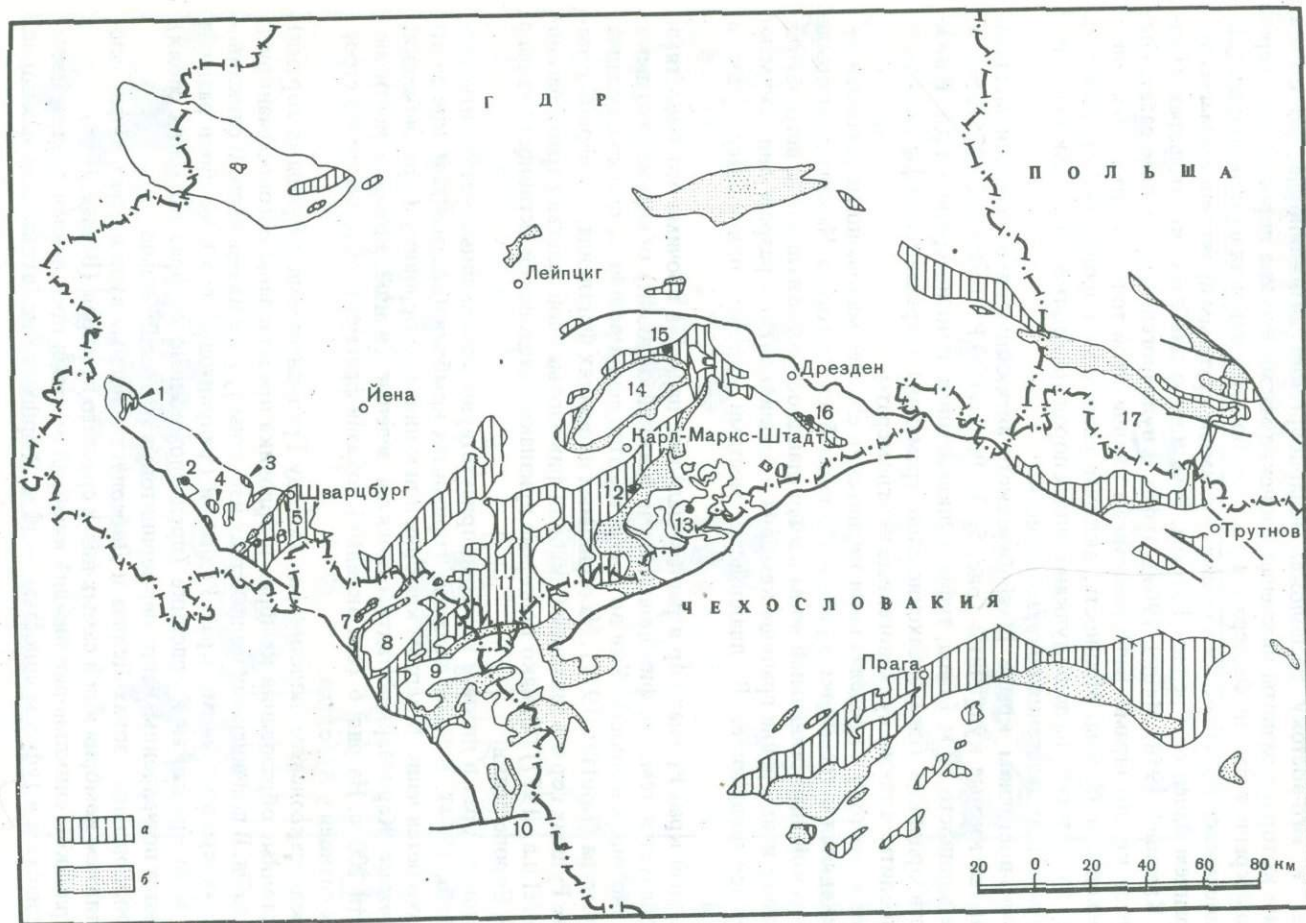


Рис. 2. Выходы кембрия, ордовика и силура на юге ГДР и в прилегающих областях ЧССР и ПНР

а — ордовик и силур, б — кембрий, в отдельных случаях с эокембрием

Цифры на карте: 1 — кристаллические породы Рулы; 2 — ксенолиты метабазитов в границе севернее Целла-Мелис; 3 — кератофир-диабазовая толща у Эренберга близ Ильменау; 4 — кератофир-диабазовая толща в сланцах у Шмидефельда и Фессера; 5 — вулканогенные породы в кембрии (гольдистальские слои) на северо-западном крыле Шварцбургского антиклинория; 6 — вулканогенные породы в ордовике на северо-восточном крыле Шварцбургского антиклинория; 7 — Франконский Лес; 8 — Мюнхбергский гнейсовый массив; 9 — Фихтельберг; 10 — Верхний Пфальц; 11 — Фогтланд; 12 — диабазовая толща севернее Херольда; 13 — рудногорский красный гнейс, долина Поккау; 14 — Гранулитовые горы; 15 — серицитовый гнейс у Дебельна; 16 — гранитоиды синклинория долины Эльбы; 17 — Йизерские горы. Залитые кружки — участки, показанные на детальных рисунках (рис. 3—7)

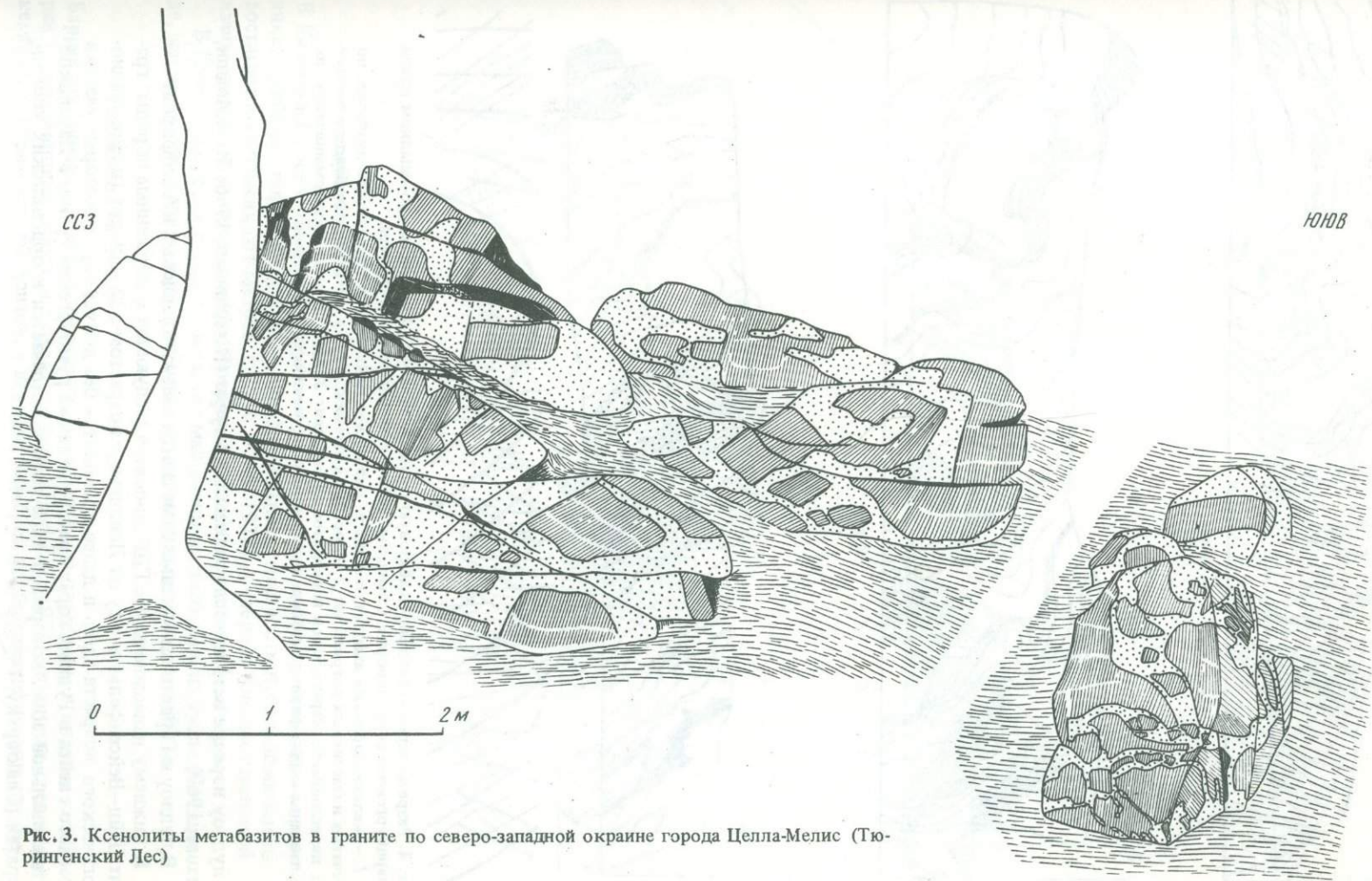


Рис. 3. Ксенолиты метабазитов в граните по северо-западной окраине города Целла-Мелис (Тюрингенский Лес)

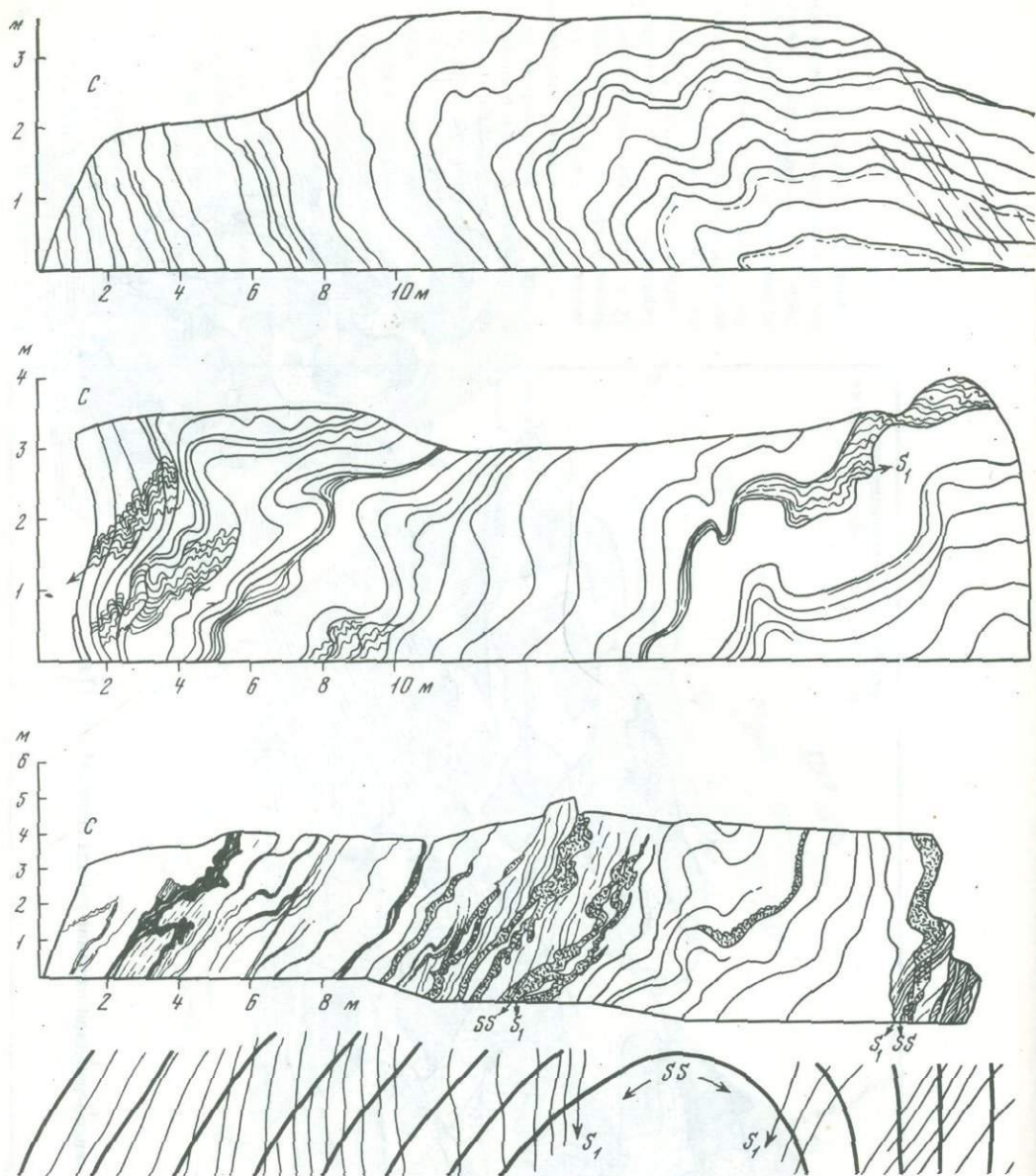


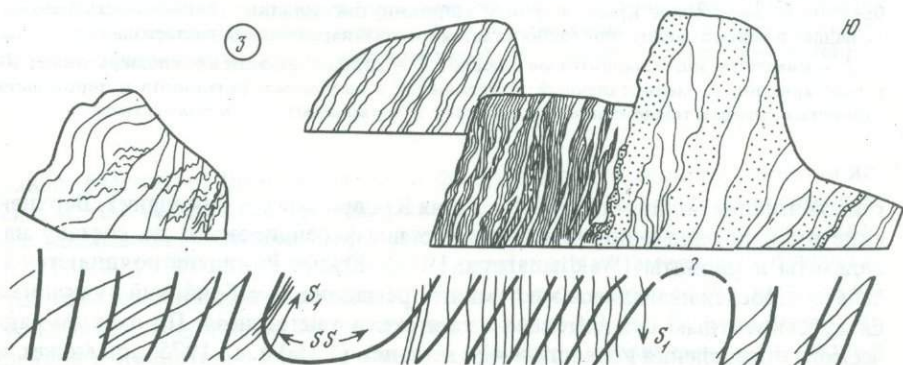
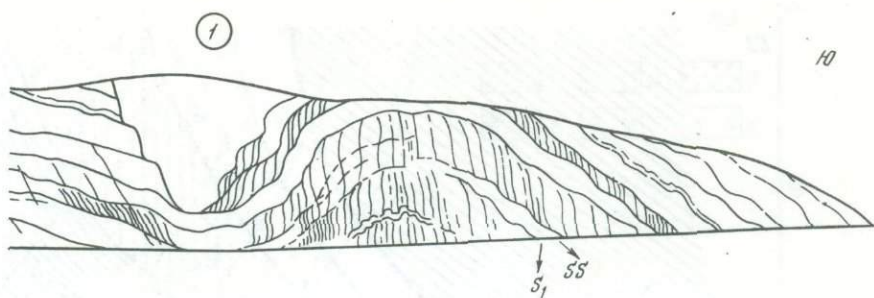
Рис. 4. Разрезы через кератофир-диабазовую толщу кембро-ордовика на северо-западном крыле Шварцбургского антиклинория. Сланцевые толщи у Шмидефельда и Фессера

1 — железнодорожная выемка, долина р. Наз южнее Нейверка; переслаивание диабазов, полосчатых и массивных роговиков; 2 — дорожная выемка, долина р. Наз, южнее Беллерманштейна; переслаивание кератофиров и хлоритовых сланцев; 3 — скалы ниже Беллерманштейна; переслаивание кератофиров, диабазов, туфов диабазов, полосчатых роговиков

В лудлоу изредка встречаются диабазы и их туфы (Hirschmann, 1966; Hirschmann, Brause, 1969).

В лудлоу в Гарце лишь местами отмечаются залежи кварцевых кератофиров.

К нижнему палеозою на юге ГДР относятся следующие изверженные породы: гранит Цейц-Вейсенфельс к югу от Лейпцига, с возрастом 520 млн. лет (цифры радиологического возраста здесь и далее приводятся без допусков), некоторые участки красного гнейса в Рудных горах (рис. 7), а также румбургский гранит в Лаузицкой антиклинальной зоне, который в виде гальки встречается в ордовикских конгломератах (Chaloupský, 1958).



### Западные Судеты

В Качавских горах обнажаются вулканогенные породы среднего кембрия — ордовика: диабазы, туфы, кератофиры, порфириды. Их мощность предположительно достигает нескольких сот метров (Oberc, 1966, 1972). Севернее Клодзко палеозой начинается, видимо, среднекембрийскими метадиабазами и амфиболитами.

В Йизерских горах в лудлоу залегают маломощные диабазы и их туфы. На Ештеде, напротив, метабазиты и кератофиры силура достигают мощности 300 м.

### Баррандов палеозой

Баррандов нижний палеозой насыщен вулканогенными породами: в нижнем кембрии — маломощные прослои туфов порфира (Havlíček, 1971), в верхах среднего кембрия — горизонты фельзитов, а верхний кембрий вообще представлен вулкано-

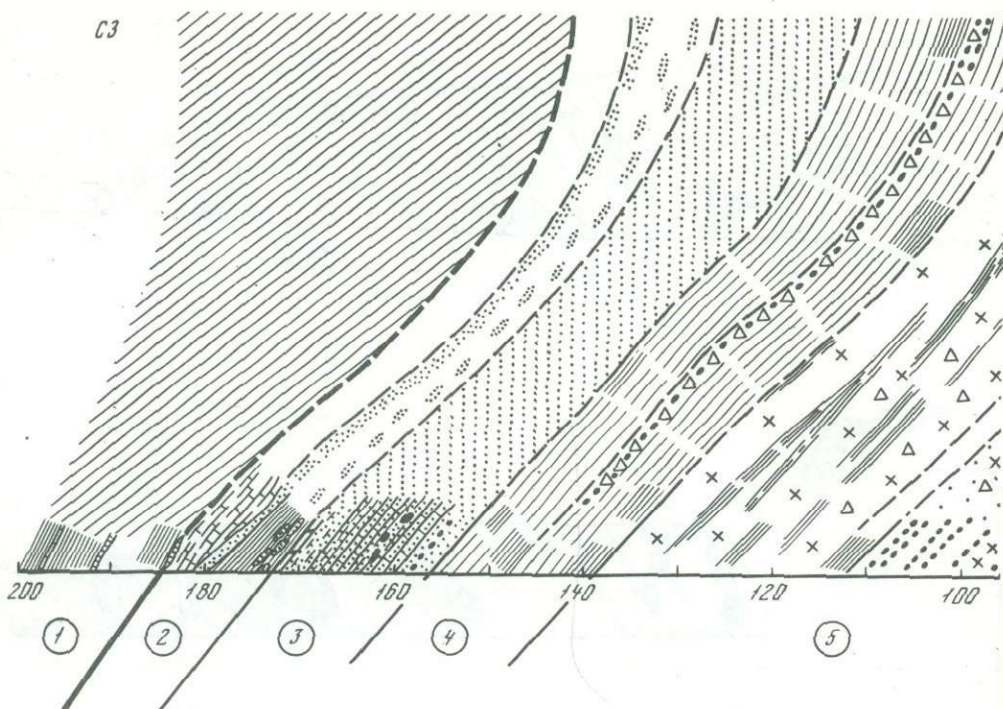


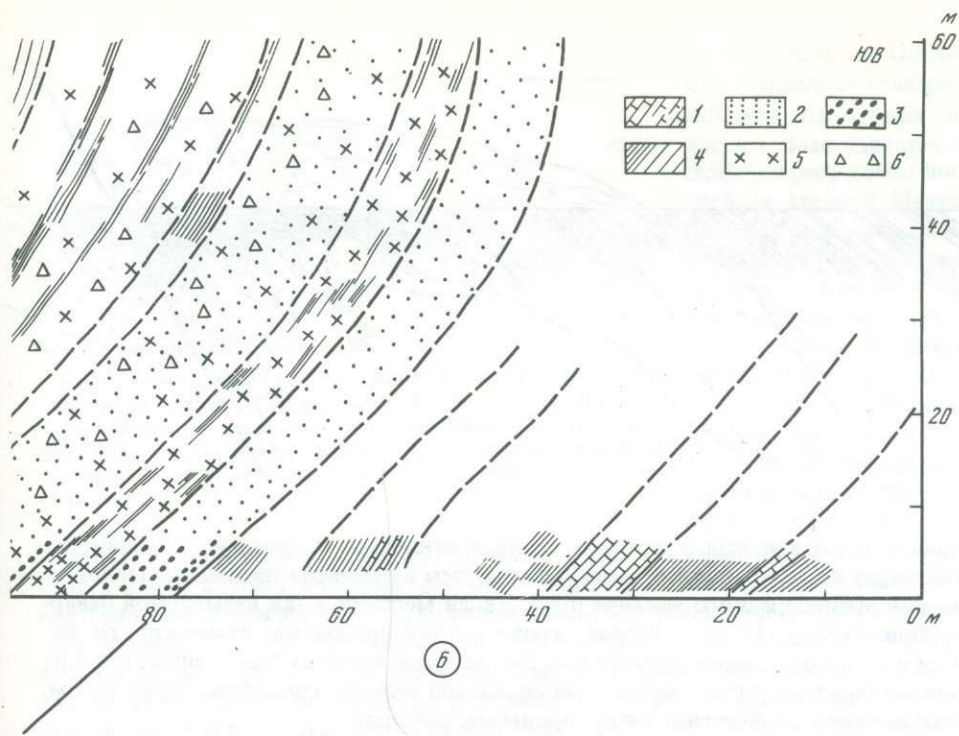
Рис. 5. Разрез кембрийской вулканогенной толщи на северо-западном крыле Шварцбургского антиклинария, долина Брамбаха и Рабенхюгель, северо-западнее Зитцендорфа. На разрезе изображено юго-восточное крыло крупной запрокинутой складки; сланцеватость положе слоистости, падает к северо-западу или располагается отчасти параллельно напластованию

1 — кварциты или кварцитовые сланцы; 2 — аркозы, отчасти конгломератовые; 3 — серицитовый аркозовый мелкогалечный конгломерат с прослоями роговиков и пирокластиков; 4 — глинистые сланцы, темно-синие или светлые; 5 — риолиты; 6 — пирокластиты.

генной толщей мощностью 500 м (зона Кршивоклат — Рокицани). Верхнекембрийские вулканогенные породы отчетливо дифференцированы по составу на дациты, андезиты и риолиты (Waldhausova, 1971). Южнее Рокицани появляются также базальты, прослеживающиеся местами до тремадока. Кембрийский вулканизм является субсеквентным относительно ассинтского тектогенеза. По данным радиометрического определения возраста — 474 млн. лет (Vidal u. a., 1975), он может оказаться и ордовикским. Ордовик характеризуется основным вулканизмом, который был наиболее интенсивным от тремадока до лланвиерна и в карадоке стал убывать. Мощность вулканогенных образований достигает местами 1000 м. В отличие от строения силура в других районах Средней Европы в Баррандовом палеозое (особенно в уинлоке) диабазово-спилитовая, ультрабазитовая и туфовая ассоциации могут превышать мощность 200 м. Залежи силурийских туфов диабазы известны также в Железных горах.

### Молданубикум

Издавна известно, что Молданубикум в основном сложен протерозойскими образованиями. Однако они испытали вариссийский региональный метаморфизм и были пронизаны вариссийскими гранитными батолитами, т.е. ни в коей степени не испытали ассинтской кратонизации (Dudek, Suk, 1965; Vejnar, 1962). Но вариссийский возраст метаморфизма не был подтвержден радиометрическими определениями. Для отдельных районов на юго-западе Молданубикума Б. Грауэрт и его соавторы (Grauert u. a., 1973, 1974) недавно доказали каледонский региональный метаморфизм (471—436 млн. лет), приведший к разным явлениям, вплоть до образования

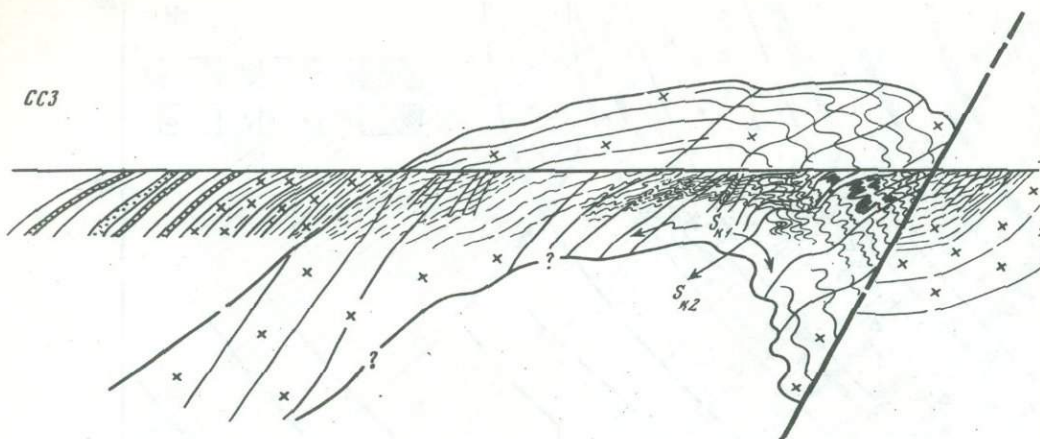


Цифры в кружках: 1 — протерозой, кацхютская серия (преимущественно темные глинистые сланцы); 2 — переходная толща (кварциты или аркозы, темные глинистые сланцы); 3 — базальная толща кембрия: 3 — аналоги базального кварцита (аркозы, отчасти туффитовые, кварцитовые сланцы), 4 — пятнисто-блестящие светлые серицито-кварцитовые сланцы (туфы?, риолиты?) с прослоем пирокластитов, 5 — вулканогенная толща (флюидальные риолиты, перлиты, пирокластиты, туфы, конгломераты); 6 — сланцы, отчасти кварцитовые, кварциты

анатектитовых расплавов. Выводы из этого факта, подтвержденного многими исследователями, еще не сделаны. Молданубикум в палеозое не мог быть срединным массивом в понимании Г. Штилле. Самую южную, австрийскую, часть Молданубикума О. Тиле (Thiele, 1970) из-за ее сильного вариссийского метаморфизма причисляет к централидам южной ветви варисцид. Кратчайшее расстояние между древним палеозоем Альп и Молданубикума составляет всего около 60 км! Возможно, в ордовике тенденция к поднятию в ходе глубинных процессов прервалась, и они лишь в вариссийском цикле привели к консолидации.

### Франконский Лес

В среднем кембрии встречаются вулканогенные породы от кислых до основных (Ludwig, 1969). Считается (Sdzuy, 1972), что в кембрии заложилась антиклинальная структура, к которой и приурочен этот вулканизм (позднесалаирская фаза между средним и верхним кембрием). Сардинские движения между средним кембрием и средним ордовиком (Brause, 1970) явились причиной складчатости кембрия в Дюберлуге. Движения во время накопления фикодовых слоев по западному краю Рудных гор также могут считаться сардинскими. В общем имеются некоторые данные, пусть разрозненные, говорящие в пользу раннепалеозойских тектонических движений. В силуре Франконского Леса отмечаются туфы и туффиты диабазов. Восточнее Мюнхбергского гнейсового массива к ордовик по геологическим соображениям отнесена празинит-филлитовая толща мощностью в несколько сот метров (тремадок). Правильность ее датировки подтверждается определением возраста мрамора (486 млн. лет). Однако многие исследователи отстаивают более высокий возраст.



Залегающая в кровле толща краевых сланцев относится к аренигу — лланвируну. Содержащиеся в ней вулканиты менее мощны, чем вулканиты тремадока. Ордовик обрамления Мюнхбергского массива представлен местами в так называемой баварской фации (Sdzyu, 1972), которая, кроме других признаков, отличается от тюрингской фации появлением вулканитов. Упомянутые выше вулканогенные породы в ордовике западной части тюрингской сланцевой области свидетельствуют о том, что такое различие свойственно лишь отдельным районам.

### Горы Фихтельберг

Стратиграфическое положение слоев в этом районе до конца еще не выяснено. Кембрий представлен арцбергской серией (Gaertner, 1942). Ее нижняя часть, представленная диабазовой толщей мощностью до 500 м, может еще принадлежать протерозою. Очковые гнейсы на севере обрамляются осадочными породами, относящимися к кембрию. Внедрение гнейсов могло произойти в ордовике. Среди нижнего ордовика в горах Фихтельберг обнажаются аплитовые граниты, внедрившиеся в ордовике (Richter, 1963). В позднем ордовике появляются диабазы. Силур лишен вулканогенных пород. Юго-восточнее гор Фихтельберг в фрауэнбахских слоях залегают туффитовые прослои. В общем в горах Фихтельберг экстенсивный диабазовый вулканизм проявился в самом начале палеозоя (или в самом конце протерозоя), а широко распространенный интрузивный плутонизм — в ордовике.

### Верхний Пфальц

В этом районе проходит граница между Саксотюрингикумом и Молданубикумом. Саксотюрингикум начинается пестроцветной толщей, содержащей основные и кислые вулканогенные породы и, возможно, относящейся к кембрию. Дайки гранитов в перекрывающем ордовике могут быть сопоставлены с аплитовыми гранитами в горах Фихтельберг и потому иметь ордовикский возраст (Gaertner, Schmitz, 1968). Однако геологическая ситуация для этого времени еще не совсем ясна. Хотя расположенный далее к юго-востоку Молданубикум многими исследователями относится к докембрию, следует иметь в виду (Grauert u.a., 1974), что для некоторых молданубских пород не исключен кембро-ордовикский возраст.

### Таунус — Шварцвальд — Оденвальд — Вогезы

По южному краю Рейнских сланцевых гор в Таунусе обнажаются филлиты, нижняя возрастная граница которых предположительно спускается вниз по крайней мере до кембро-ордовика. Тогда отмечаемые в них прослои серицитовых гнейсов могли бы представлять проявления вулканизма в ордовике.

0 1 км

ЮНОВ



Рис. 7. Красный гнейс Рудных гор

Разрез через долину Поккау, южнее Цёблица. Стиль деформации интрузивной позднепротерозойской или раннепалеозойской породы с тремя системами сланцеватости (показаны лишь две). Антиклиналь наклонена к юго-востоку; интенсивная мелкая складчатость в зоне гребня. Минимальная мощность 250 м

(Kreuzer u.a., 1973), т.е. отвечает раннему девону. Поскольку гранит в скважине Саар I имеет возраст 381 млн. лет, можно предположить одновременность внедрения гранитов в обеих областях. Примечательно, что эккерский гнейс в Гарце, имеющий возраст 379 млн. лет (Schoell u.a., 1973), также указывает на раннедевонский возраст метаморфизма. При этом речь идет о ранневарисцидских процессах, которые не являются объектом настоящей работы. Они упоминаются лишь потому, что иногда выявляется различие возраста метаморфизма: на юге (Шварцвальд) — 440 млн. лет, на севере — около 380 млн. лет.

Возможно, основные метаморфиты в бергштресском Оденвальде являются вулканогенными породами верхнего силура (Okrusch u.a., 1975), однако не исключен и их протерозойский возраст. В бёллштейнском Оденвальде региональный метаморфизм (огнейсование, анатексис) может иметь каледонский возраст. Равным образом каледонские процессы могли проявиться в кристаллических породах Рулы.

По северному краю Вогезов ордовик совместно с бриовером лишь в варисцидскую эпоху испытал эпиметаморфические преобразования (357 млн. лет; Clauer, Bonhomme, 1970). Напротив, катазональный метаморфизм в гранулитах датируется возрастом 509 млн. лет, т.е. является тремадокским (Bonhomme, Fluck, 1974), в то время как в фундаменте Вогезов на рубеже силура и девона имел место лишь мезозональный метаморфизм (407 млн. лет).

### Арденны

В кембрии вулканогенных пород нет. Они появляются лишь в карадоке Брабантского массива; лландовери содержит риолиты. Лландовери антиклинальной зоны Кондроз включает в себя основные и кератофировые туфы. Однако в целом вулканизм в Арденнах сравнительно незначителен. Возраст немногих изверженных пород не определен, но предположительно он варисцидский.

### Армориканский массив

Субсеквентным относительно кадомского тектогенеза является кислый кембрийский вулканизм, который иногда продолжался до тремадока (Debelmas, 1974). Он установлен в синклинали южнее Ренна, в синклинали Кевру (восточная часть массива), а также по южному краю антиклинория Мож (юго-восточная часть). Прослою основного и кератофирового состава (до 50 м) известны в карадоке и в нижнем силуре, к югу от Бреста и севернее Нанта. Гранодиориты южной части массива имеют возраст внедрения между 455 и 420 млн. лет (таконский), но в целом преобладают варисцидские граниты. Раннепалеозойские вулканы не играют такой роли, как в Средней Европе южнее кристаллической зоны или в Альпах.

## Центральный Французский массив

Шенева (Debelmas, 1974) делит Центральный Французский массив на Северную, Центральную — Рутено-Лимузенскую единицы и Южную — Севенольскую зону. Литостратиграфическое расчленение массива сейчас еще не вполне удовлетворительно. Поэтому по древнему палеозою достаточно данных имеется лишь для районов с более низким метаморфизмом. В Северной единице предполагаются или известны раннепалеозойские граниты (506 млн. лет), однако преобладают граниты вариссийского возраста. В Центральной единице отмечаются риолиты в нижнем кембрии (?) и толща вулканитов — от кислых до основных, которая может иметь кембро-ордовикский возраст (Grolier, 1971). Применительно к метаморфизму радиометрические определения возраста колеблются от 500 до 390 млн. лет (большинство определений дает цифру примерно 440 млн. лет, т.е. границу ордовика и силура). Гранит Маржерид (возраст 420–400 млн. лет, силур), относящийся к крупнейшим плутонам Центрального Французского массива и протягивающийся на 1500 км, совершенно определенно имеет каледонский возраст. В Южной-Севенольской зоне кембрий начинается в Севеннах и Альбизуа вулканогенно-обломочной толщей (кислый вулканизм). В ордовике появляются основные вулканиты в тремадоке и кислые вулканиты в арениге (?). Крупные гранитные массивы в Севеннах имеют каледонский возраст (420–400 млн. лет).

В горах Монтань-Нуар нижний кембрий содержит лишь незначительное количество амфиболитов и риолитовых туфов. В ордовике главная фаза вулканизма приходится на ранний карадок — андезиты и туфы на юго-востоке гор Монтань-Нуар. Других вулканогенных пород не известно, хотя кембро-ордовик достигает мощности около 4200 м. В пользу каледонской глубинной мобилизации говорит омоложение кадомского гранита Мендик (восточный край Монтань-Нуар, 453 млн. лет, конец ордовика).

## Иберийский полуостров

В Пиренеях в кембро-ордовике известны лишь порфиры. Они распространены до карадока и могут отчасти рассматриваться как признак проявления таконских движений. Как и в горах Монтань-Нуар, этот вулканизм незначителен по сравнению с мощностью осадочной толщи в 4000 м.

Галисийско-Кастильская зона Испании в интервале от позднего кембрия до ордовика обнаруживает мощный геосинклинальный вулканизм. В зоне Осса-Морена верхний кембрий в горах Сьерра-Морена включает в себе толщу зеленых сланцев мощностью до 500 м, как и в Восточнолузитанско-Алькудской зоне. Силур лишь местами содержит основные вулканиты в лландовери (Walter, 1972). Поскольку области со значительным кембро-ордовикским вулканизмом были смяты в складки лишь в вариссийскую эпоху, этот вулканизм можно приписать незавершенному каледонскому циклу. Относительно возраста метаморфизма никаких данных нет.

## Альпы

Надежно установленный древний палеозой известен лишь с карадока (Flügel, Schönlaub, 1972), однако вулканогенная толща в основании, несомненно, также принадлежит ордовику. В общем нет никаких данных против того, что в метаморфических образованиях (особенно в Восточных Альпах) может присутствовать также кембрий. Надежно подтверждаемый ордовик начинается в Восточных и Южных Альпах, как правило, вулканогенно-пелитово-песчаной мелководной фацией. Вулканизм обычно приурочен к карадоку и ашгиллию, продолжаясь в нагорье Граца до раннего девона. Для Восточных и Южных Альп характерна концентрация вулканических образований на рубеже ордовика и силура. Хотя они имеют большей частью основной состав, относительно широкое участие (в отличие от Саксотюрингума) в разрезе принимают и кислые вулканиты (порфиroidы). Вулканогенные породы могут достигать мощности в несколько сот метров.

Восточнее Альп вулканогенные породы нижнего палеозоя известны в Венгрии и в Карпатах, например в группе Гельница в Гемеридах (кембро-ордовик; Mahel, 1973), в Вепоридах и в диабазово-порфиroidной серии севернее оз. Балатон (Flügel, 1975). В Восточных Карпатах нижнепалеозойские вулканогенные породы установлены во многих местах. Частично их связывают с каледонской активностью коры (Н. Kräutner, F. Kräutner, 1974; Mureşan u. a., 1974): возраст по калий-аргону — 420 и 415 млн. лет, т.е. силурийский.

По альпийской области в целом за последние 10 лет датированный радиологический каледонский возраст метаморфизма установлен в ряде мест. Это 440—420 млн. лет в зоне Ивреа (Graeser, Hunziker, 1968, и др.), 500—400 млн. лет в северной части кристаллических пород Монблана (Raumer, 1971), 428 млн. лет для кристаллических пород Сильвретты (Grauert, 1966), 500—400 млн. лет для кристаллических пород Ёцтала (Schmidt u. a., 1967), 497—414 млн. лет для Высокого Тауэрна (Borsi u. a., 1973). На проявление в Альпах каледонского регионального метаморфизма с возрастным интервалом 500—400 млн. лет первыми обратили внимание Егер и Грауэрт. Поскольку Альпы, как и Молданубикум, в силуре были покрыты морем, наличие каледонского регионального метаморфизма (достигшего как будто своего максимума на рубеже ордовика и силура) дало бы, как и в Молданубикуме, толчок пересмотру представлений о синхронных процессах на разных уровнях земной коры.

Некоторые исследователи, исходя из различных соображений, снова рассматривают поставленный более 80 лет тому назад и нерешенный донныне вопрос о связи между среднеевропейскими варисцидами и палеозоем Альп (Brause, 1970; Clar, 1971; Schöenberg, 1970, 1973). Если исходить из каледонского метаморфизма, который представляется вероятным благодаря радиометрическим датировкам в Молданубикуме, Шварцвальде и Центральном Французском массиве, и если учитывать изменения залегания, испытанные палеозоем Альп в альпийскую эпоху, то Альпы непосредственно относятся к области среднеевропейских палеозоид. Связь через Мораво-Силезикум по восточному краю Молданубикума установилась лишь в вариссийское время. Иногда эта дугообразная форма верхнего структурного комплекса проявляется лишь с девона, после того как уже возникла частичная раннепалеозойская консолидация. Это не исключает синхронного развития альпийского и внеальпийского нижнего палеозоя.

## ВЫВОДЫ

На рис. 8 схематически показана активность проявлений вулканизма, плутонизма и метаморфизма по геологическим и радиометрическим данным. На схеме видно, что рассматриваемый в целом вулканизм достиг своего максимума в кембрии и ордовике (550—480 млн. лет) и, таким образом, развертывался по времени перед наступлением максимума каледонского метаморфизма в Средней и Западной Европе, а также в Альпах. Возраст метаморфизма — около 440 млн. лет (граница ордовика и силура). Максимум внедрения гранитоидов приходится на интервал от силура до раннего девона, довольно тесно примыкающий к максимуму метаморфизма. Это сопоставление проведено без учета регионально-тектонической и седиментационной истории и без разделения на частные области. Последовательность проявлений (вулканизм, метаморфизм, плутонизм) соответствует схеме развития геосинклинали в понимании Г. Штилле. В какой степени этот раннепалеозойский метаморфизм совпадает также с динамометаморфизмом, в настоящее время решить еще нельзя. Температуры в верхней части коры должны были достигать 500°С, и местами (Вогезы, Молданубикум) значительно больше. Все еще неясно, означает ли региональный метаморфизм только тектоническое опускание, или только (либо и также) подъем теплового фронта, какую роль играли латеральные напряжения и прерывало ли (или как быстро могло прерывать) региональный метаморфизм изостатическое поднятие.

Описанные в тексте и показанные на рис. 8 эпизоды активности на рубеже кембрия и ордовика, а также ордовика и силура явно соответствуют двум из трех эпох ак-

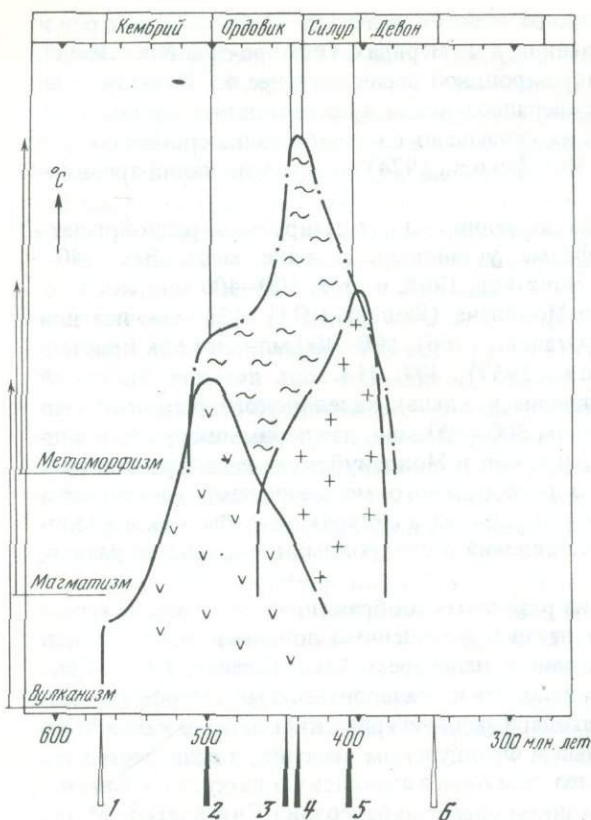


Рис. 8. Схематическое изображение циклов активности в раннем палеозое по радиогеохронологическим и геологическим определениям возраста

Максимум вулканизма приходится на 500 млн. лет (граница кембрия и ордовика, сардинская фаза), максимум метаморфизма — на границу ордовика и силура (таконская фаза), максимум гранитных интрузий — вблизи границы между силуром и девоном.

1-6 — тектонические фазы: 1 — кадомская; 2 — сардинская; 3 — арденнская I; 4 — таконская; 5 — арденнская II; 6 — бретонская

тивности в британских каледонидах (Rast, Crimes, 1969): лейклендской (460–440 млн. лет), т.е. среднеордовикской, и цимрийской (420–405 млн. лет), приуроченной к рубежу силура и девона. Третья, граблианская, фаза (550–510 млн. лет), по-видимому, достигла своего максимума немного раньше максимума вулканизма в названных областях, хотя их хронологический интервал в

общем сопоставим. Эту хронологическую близость можно рассматривать как случайное совпадение, но необходимо иметь в виду и возможность их связи.

Если при последующем изучении будут установлены новые раннепалеозойские глубинные процессы, то это могло бы означать, что в областях вариссийских кристаллических образований имел место уже раннепалеозойский метаморфизм.

В области, где впоследствии сформировались европейские варискиды, часто отмечается раннепалеозойский вулканизм, который не относится к вариссийскому циклу в качестве его эвгеосинклинального этапа. Во многих местах стал известен каледонский метаморфизм, который не связан, однако, с каледонским тектогенезом нижнепалеозойских отложений. От Молданубикума до Центрального Французского массива прослежены интрузии гранитов с каледонским возрастом внедрения.

Развитие Альп, и особенно Восточных Альп, в раннем палеозое можно отчасти сопоставлять с развитием внеальпийской Европы. Возможно, возраста консолидации в районе Винделицийского поднятия до настоящего времени слишком завышались.

Схематично описанные эпизоды активности (магматизм, метаморфизм) примечательным образом соответствуют во времени аналогичным моментам в истории британских каледонид.

Выделяется то обстоятельство, что соотношения между глубинными процессами и одновременным развитием областей осадконакопления явно изучены слишком слабо, чтобы иметь возможность сопоставлять развитие в ходе осадконакопления в течение раннего палеозоя. По объективным причинам до сих пор при сравнительном сопоставлении форланда и орогена исследовались предпочтительно те конечные стадии, при которых основную роль играла морфотектоника. Принимая во внимание частоту описанных процессов в рамках узких отрезков времени (рис. 8), можно поставить вопрос, каким влиянием обладали описанные здесь процессы, независимо от того, что они явно не привели к таким морфотектоническим проявлениям, которые были характерны в карбоне и перми для вариссийского цикла.

- Bankwitz E., Bankwitz P.* Zur Sedimentation proterozoischer und kambrischer Gesteine im Schwarzburger Antiklinorium. – Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 10.
- Bankwitz P., Kaemmel T.* Beitrag zur Geologie des Grundgebirges zwischen Ruhlaer und Schwarzburger Sattel (Thüringen). – Geologie, 1958, 7, N 3–6.
- Bonhomme M., Fluck P.* Compléments de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines. – Bull. Sci. géol., 1974, 27, N 4.
- Borsi S. u.a.* Metamorphic evolution of the Austriidic rocks to the south of the Tauern window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. – Mem. Soc. Geol. Ital., 1973, 12.
- Brause H.* Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. – Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau etc., 1968, 1.
- Brause H.* Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. – Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970, 15, N 3.
- Buš V.A.* Zu den Kaledoniden und Varisziden des Tjan-San. – Geologie, 1970, 19, N 1.
- Chaloupský J.* Geologicko-petrografické pomery v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolni Rokytnici. – Sborn. Ústřed. ustravu geol. odd. geol., 1958, 24, N 1.
- Clar E.* Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. – Z. Dtsch. geol. Ges., 1971, 122.
- Clauer N., Bonhomme M.* Datation rubidium-strontium dans les schistes de Steige et la série de Ville, Vosges. – Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 1970, 23, N 3–4.
- Debelmas J.* (Ed.). Geologie de la France, v. 1, 2. Paris, Doin 1974.
- Douffet H.* Stratigraphie und Lagerung des Ordovizium im Bereich der Südvogtländisch-Westerzgebirgischen Querzone. – Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpaläozoikum". Berlin, Dtsch. Ges. Geol. Wiss., 1970.
- Dudek A., Suk M.* Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. – Ber. geol. Ges. DDR, 1965, 10, N 2.
- Ewald H., Garbe S., Ney P.* Die Isotopenzusammensetzung von Strontium aus Meerwasser und aus rubidium-armen Gesteinen. – Z. Naturforsch., 1965, 11a.
- Flügel H.W.* Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Bündschau, 1975, 64, N 1.
- Flügel H.W., Schönlaub H.P.* Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1972, 2.
- Franke D.* Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. – Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1967, 12, N 1/2.
- Gaertner H.R. von.* Die Schechtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. – Jahrb. Reichsanst. Bodenforsch., 1941 (1942), 62.
- Gaertner H.R. von, Schmitz H.H.* Geologisch-petrographische Beobachtungen in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringikum in der nördlichen Oberpfalz. – Geol. Jahrb., 1968, 85.
- Graeser S., Hunziker J.C.* Rb-Sr- und Pb-Isotopen-Bestimmungen an Gesteinen und Mineralien der Ivrea-Zone. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 1968, 48.
- Grauert B.* Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). – Earth and Planet. Sci. Letters, 1966, 1.
- Grauert B., Hännly R., Soptrajanova G.* Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. – Contribs Mineral. Petrol., 1973, 40, N 2.
- Grauert B., Hännly R., Soptrajanova G.* Geochronology of a polymetamorphic and anatectic gneiss region: the Moldanubikum of the area Lam – Deggendorf, eastern Bavaria. – Contribs. Mineral. Petrol., 1974, 45, N 1.
- Grolier J.* La série de la Sioule (Puy-de-Dôme, Allier). – Mém. B.R.G.M., 1971, 64.
- Havíček V.* Stratigraphy of the Cambrian of central Bohemia. – Sborn. geol. věd., G, 20, 1971.
- Hirschmann G.* Assynthische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. – Freiburg. Forschungsh., 1966, C, 212.
- Hirschmann G., Brause H.* (Hrsg.) Exkursionsführer "Alt- und Vorpaläozoikum des Görlitzer Schiefergebirges und der westlichen Sudeten". Berlin, Dtsch. Ges. Geol. Wiss., 1969.
- Hirschmann G., Hoth K., Lorenz W.* Die sedimentologische-tektonische Entwicklung der Saxothuringische-Lugischen Zone im Proterozoikum und dem tiefen Paläozoikum. – XXIII Internat. Geol. Congr., 4, 1968.
- Hoppe W., Seidel G.* (Hrsg.) Geologie von Thüringen. Gotha und Leipzig. VEB Hermann Haack 1974.
- Hoth K., Lorenz W.* Die skarnhöfigen Horizonte den westlichen Erzgebirges. – Geologie, 1966, 15, N 7.
- Jäger E.* Gesteinsbildende und orogene Phasen in der Entwicklungsgeschichte der Alpen. – Beih. Geol. Jahrb., 1969, 80.
- Kräutner H.G., Krautner F.* Lithostratigraphie de la Série de Tulghes, de la nappe de Putna, dans la région de Botus-Breaza (Carpates orientales). – Rumän. Compt. rend. Inst. geol. Bucaresti, 1974, 60, N 1.
- Krebs W., Wachendorf H.* Prterozoic-Paleozoic geosynclinal and Orogenic evolution of Central Europe. – Bull. Geol. Soc. America, 1973, 84.
- Kreuzer H., Lenz H., Harre W. u.a.* Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart. Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen. – Geol. Jahrb., A, 1973, 9.
- Kurze M.* Ergebnisse einer Spezialkartierung im Altpfläoikum südlich Frankenberg/Sachsen. – Freiburg Forschungsh. C, 1968, 241.
- Leutwein F., Sonet J.* Geochronologische Untersuchungen im Südschwarzwald. – Neues Jahrb. Mineral. Adh., 1974, 121.
- Lorenz W., Hoth K.* Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone. – Beih. Geologie, 44, 1964.

- Lotze F.* Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. – *Geologie*, 1958, 7, N 3–6.
- Ludwig V.* Lithologische Untersuchung des Kambriums im Fankenwald (Bayern). – *Geol. Jahrb.*, 1969, 87.
- Mahel M.* Tectonical structures of the West Carpathians Mts. – 10 Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc., Guide to Excurs. A, 1973.
- Meinel G.* Zur Kenntnis des prätremaozoischen initialen Magmatismus im Bereich des Thüringer Schiefergebirges. – *Geologie*, 1969, 18, N 2.
- Mureşan M., Ionică M., Tănăsescu A.* Sur la présence des métamorphites calédoniennes dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales (Série de Dâmuc), Rumän. *Compt. rend. Inst. géol. Bucureşti*, 1974, 60, N 5.
- Oberc J.* Ewolucja sudetów w świetle geosynklin. – *Inst. Geol. Prace*, 1966, 47.
- Oberc J.* Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen Lugikum und Silesikum im Lichte neuer Forschungen. – *Geologie*, 1972, 21, N 1.
- Okrusch M., Raumer J. v., Matthes S., Schubert W.* Mineralfazies und Stellung der Metamorphite im kristallinen Odenwald. – *Aufschluß, Sonderband*, 1975, 27.
- Rast N., Grimes T.P.* Caledonian Orogenic episodes in the British Isles and Northwestern France and their tectonic and chronological interpretation. – *Tectonophysics*, 1967, 7, N 4.
- Raumer J.F., v.* Das Mont-Blanc-Massiv-Alt-kristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 1971, 51, N 1.
- Richter D.* Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der Prävariscischen Magmatite. – *Geotekt. Forsch.*, 1963, 16.
- Schmidt K., Jäger E., Grünenfelder M. u.a.* Rb-Sr- und R-Pb Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – *Eclog. geol. helvet.*, 1967, 60, N 2.
- Schoell M., Lenz H., Harre W.* Das Alter der Hauptmetamorphose des Eckergneises im Harz auf Grund von Rb/Sr-Datierungen. – *Geol. Jahrb.*, A, 1973, 9.
- Schönenberg R.* Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpe-kristallin). – *Geol. Rundschau*, 1967, 56.
- Schönenberg R.* Das variscische Orogen im Raume der Südost. Alpen. – *Geotekt. Forsch.*, 1970, 35.
- Schönenberg R.* Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem variszikum. – *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 1973, 14, N 2.
- Szuy K.* The Ordovician in Bavaria. – *Mém. B.R.G.M.*, 1971, 73.
- Szuy K.* Die Pressecker Sattelzone und die ältere Baugeschichte des Frankenwaldes. – *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, 123.
- Škvor V.* Metamorphic processes in the Bohemian Massif. – *Bull. Geol. Soc. America*, 1970, 81.
- Stettner G.* Metamorphes Saxothuringikum Nordostbayerns. Erläut. Geol. Karte von Bayern 1:500 000, 1964.
- Stettner G.* Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Bömischen Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstills im orogenen Bewegungssystem. – *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1972, 123.
- Stille H.* Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamt-europäischen. – *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1948, 100.
- Thiele O.* Der österreichische Anteil an der Bömischen Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – *Geologie*, 1970, 19, N 1.
- Vejnar Z.* Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusive des Westböhmisches Kristallins. – *Krystalinikum*, 1962, 1.
- Vidal Ph. u.a.* Radiometric age of volcanics of the Cambrian "Křivoklát-Rokycany" complex (Bohemian Massif). – *Geol. Rundschau*, 1975, 64, N 2.
- Waldhausrova J.* The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area. – *Krystalinikum*, 1971, 8.
- Walter R.* Paläogeographie des Siluriums in Nord-, Mittel- und Westeuropa. – *Geotekt. Forsch.*, 1972, 41.
- Waterlot G., Beugnies A., Boute A. u.a.* Ardenne Luxembourg. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson 1973.
- Wiefel H., Douffet H., Steinbach W.* Korrelation des Ordoviziums im Südtteil der DDR. – *Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpä-läozoikum etc."*. Berlin, Dtsch. Ges. Geol. Wiss., 1970.
- Wiefel H. u.a.* Ordovizium des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. – *Exkursionsführer "Altpaläozoikum und Vorpä-läozoikum etc."*. Berlin, Dtsch. Ges. Geol. Wiss., 1970.

## ИНИЦИАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Типичными продуктами инициального магматизма в среднеевропейских варисцидах являются спилиты, диабазы и кератофиры в основном средне- и позднедевонского возраста. Эти образования обнажаются в Саксотюрингикуме, Реногерциникуме и других зонах тектогена, как внутренних, так и внешних (рис. 1). Поэтому в поперечном сечении среднеевропейских варисцид нельзя выделить внешнюю миогеосинклинальную и внутреннюю эвгеосинклинальную зоны, как в уралидах или аппалачидах.

По-разному, оценивают тот факт, что инициальный магматизм в Реногерциникуме, т.е. во внешней зоне, достиг большей интенсивности, чем в Саксотюрингикуме. Однако количественный анализ пока не проводился.

В восточной части внешней зоны Южного Урала в некоторых местах также встречаются инициальные магматические образования. В настоящее время еще нет окончательной ясности, касается ли в этом случае дело аллохтонных комплексов, происходящих из внутренней зоны, или автохтонных образований в пределах внешней зоны (см. статьи Сенченко, Шрёдера в этом же сборнике). Во втором случае внешняя зона Урала также приобрела бы эвгеосинклинальные признаки, подобно Реногерциникуму, но в меньшем масштабе.

Инициальный магматизм указывает на появление в коре во время геосинклинальной стадии полей напряжений. В соответствии с представлениями плитной тектоники инициальные магматические образования с их специфическим химизмом свидетельствуют о существовавшей прежде полосе океанической коры в пределах геосинклинали и тем самым о симатическом происхождении эвгеосинклинальных зон.

Эта океаническая кора в дальнейшем в значительной степени была поглощена в процессе субдукции. Вследствие восходящих движений ее останцы ныне могут залегать над прежними сиалическими зонами, отмечая рубцы столкновения между континентальными глыбами или представляя участки наращивания континентов. Таким образом, условия образования и внедрения инициальных магматических образований становятся решающими критериями для оценки геосинклинального режима, развития коры и размаха ее движений.

### Этапы инициального магматизма в Средней Европе

Среднедевонскому — раннекаменноугольному инициальному магматизму варисцидской геосинклинали в различных местах предшествовал позднепротерозойский и кембро-силурийский инициальный магматизм, а в Реногерциникуме, кроме того, — раннедевонская предварительная фаза с кислыми вулканитами. Как показывает появление инициальных образований, ранний палеозой всей этой территории с точки зрения магматизма ни в коем случае не может рассматриваться как этап развития, подобный платформенному. В том же плане в центральных частях среднеевропей-

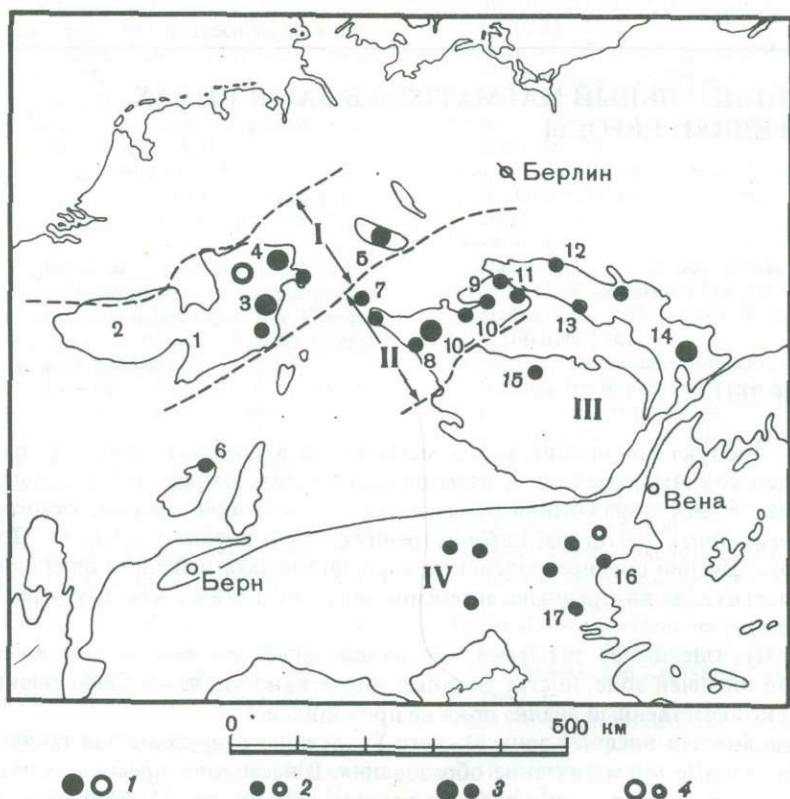


Рис. 1. Схема основных выходов геосинклинальных магматических образований палеозоя в Средней Европе

1 – области главных излияний; 2 – некоторые более мелкие области излияний; 3 – основные (и средние до кислых) магматические образования; 4 – кислые (и средние) магматические образования.

Цифры на схеме: I – Реногерциникум; II – Саксотюрингикум; III – Чешский массив; IV – Восточные Альпы.

1 – Арденнско-Рейнские сланцевые горы; 2 – Арденны; 3 – район Лан-Диль; 4 – Зауэрланд; 5 – Гарц; 6 – Вогезы; 7 – Тюрингенский Лес; 8 – Тюрингско-Фогтландско-Северобаварские сланцевые горы; 9 – Гранулитовые горы; 10 – Фихтельберг-Рудногорская антиклинальная зона; 11 – зона Эльбы; 12 – Гёрлицкие сланцевые горы; 13 – Западные Судеты; 14 – Восточные Судеты; 15 – Пражский синклиниорий; 16 – нагорье Гарца; 17 – Караванке

ских варисцид нет структурных либо фациальных признаков каледонид в смысле полноценного развития тектогена и орогена. Правда, альпинотипный каледонский тектогенез с соответствующими угловыми несогласиями известен в Арденнах, где с ним, по-видимому, связано отсутствие послесилурийских инициальных образований.

Пышное развитие среднедевонского – раннекаменноугольного инициального магматизма в Реногерциникуме по правобережью Рейна тем самым могло бы указывать на затухание каледонского тектогенеза в этой области.

По меньшей мере часть вариссийской геосинклинали уже в раннем палеозое и даже в позднем протерозое обладала более или менее отчетливым геосинклинальным характером.

Каледонский и ассинтский орогенезы охватили лишь определенные районы этой области, тогда как в других ее частях никаких тектонических перерывов нет. Говорить ли о непрерывном позднепротерозойско-палеозойском геосинклинальном развитии или о геосинклиналях ассинтской, каледонской и вариссийской эпох, в значительной степени вытекает из того, как оценивать масштабы событий.

## ОБЛАСТИ С ТИПИЧНЫМИ ИНИЦИАЛЬНЫМИ МАГМАТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Областями, в которых обнажаются девонско-нижнекаменноугольные инициальные образования, являются восточная часть Арденнско-Рейнских сланцевых гор, Гарц, Тюрингско-Фогтландско-Северобаварские сланцевые горы, зона Эльбы, Гёрлицкие сланцевые горы, Восточные Судеты, Вогезы, Восточные Альпы (нагорье Гарца, Караванке). Нижнепалеозойские инициальные образования встречаются в Тюрингенском Лесу (кристаллические породы Рулы в районе Фессера), в линейноподобной Верхнефранконско-Центральносаксонской зоне, в краевых областях Фихтельберг-Рудногорской зоны, в Западных Судетах, в Пражском синклинории и в Восточных Альпах (см. статью П. Банквитца в этом же сборнике). Магматическая деятельность, возобновившаяся после длительного периода покоя, по-видимому, особенно типична для локальных трогов опускания или линейноподобных зон.

Из-за малого распространения додевонских отложений в Реногерциникуме восточнее Арденн нет ясности и относительно распространения и интенсивности в этой области раннепалеозойского инициального магматизма. Многочисленные залежи основных пород в нижнем девоне и силуре Бергского антиклинория в Саксотюрингикуме представляют собой пластообразные интрузии, относящиеся к позднедевонскому магматизму (рис. 2). При сильнее нарушенных соотношениях залегания или в метаморфических областях подобные связи и возраст могут быть установлены не во всех случаях.

Как показывает настоящая краткая сводка, инициальные образования появляются во всех крупных синклиналиных единицах. Однако распределены они не равномерно, а ограничиваются определенными частями этих единиц. В восточной части Арденнско-Рейнских сланцевых гор область Лан-Диль и восточная часть Зауэрланда представляют собой главные области извержения. Они не совпадают с главными зонами извержения кислого раннедевонского вулканизма. В их юго-восточной части, особенно в области Верхнефранконско-Центральносаксонского линейноамента, располагаются центры извержений срединной зоны Саксотюрингского мегасинклинория. Реногерциникум в продольном направлении расчленяется на отрезки от мио- до плиомагматических. В плиомагматических частях и в северных районах зоны дело доходило до сильных извержений. С приближением к современной Гессенской впадине в Рейнских сланцевых горах установлено усиление активности инициального магматизма и позднегеосинклиального опускания, что намечается также и в варисцидах северо-западнее Чешского массива.

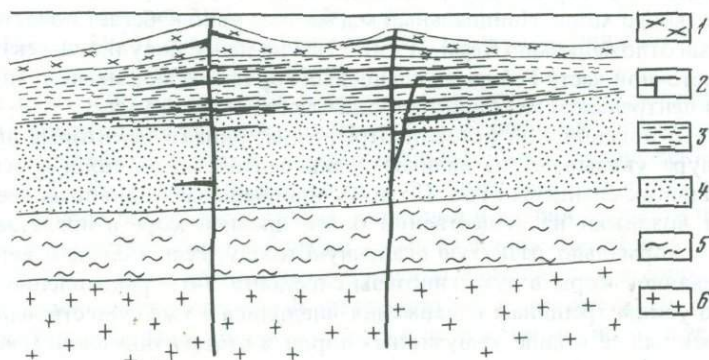


Рис. 2. Схема позднедевонского инициального магматизма в Тюрингско-Фогтландских сланцевых горах

1 — верхнедевонские лавы и вулканокластические породы; 2 — интрузивные (субвулканические) верхнедевонские образования; 3 — силур — средний девон; 4 — кембрий и ордовик; 5 — поздний протерозой (возможно, присутствующий); 6 — кристаллический фундамент (предполагаемый)

## ФОРМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ И СОСТАВ ИНИЦИАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Типичными формами проявления инициального магматизма являются подводные лавовые излияния, часто с хорошо выраженной подушечной отдельностью, далее туфы, иные вулканогенно-обломочные породы и субвулканические тела, в особенности жильные комплексы. Последние представляют собой серии пластовых жил, которые почти горизонтально внедрились в более древние осадочные толщи и дифференцировались отчасти *in situ* (см. рис. 2). Типичные "расслоенные комплексы" с многочисленными частыми и крутыми дайками не наблюдались. Включения ультрабазитов (пикритов) и габброподобных пород в девонско-нижнекаменноугольном комплексе либо являются дифференциатами, либо отражают особые случаи застывания пластовых даек или других субвулканических тел, образованных породами основных магм. Однако они не являются интрузивными членами типичных офиолитовых ассоциаций, к которым можно было бы отнести серпентиниты, связанные с глыбами габбро, появляющиеся по краям кристаллических единиц, особенно по южному краю Гранулитовых гор Саксонии. Однако их связь с девонскими инициальными вулканидами в смысле офиолитовой ассоциации при современном уровне знаний ни в коем случае не может считаться вероятной или тем более доказанной. К тому же новейшие данные (см. статью В. Неймана в этом же сборнике) свидетельствуют о том, что возраст серпентинитов древнее позднего протерозоя.

С базальтовыми лавами и туфами часто бывают связаны кератофировые вулканогенные породы. В качестве "добазальтового" может рассматриваться кислый кератофировый вулканизм раннего девона в центральной части Рейнских сланцевых гор по правобережью Рейна. "Послебазальтовыми" образованиями являются нижнекаменноугольные туфы кварцевых кератофиров Тюрингско-Фогтландских сланцевых гор, мощность которых намного меньше, чем мощность нижнедевонских вулканитов Рейнских сланцевых гор. Заслуживает внимания тот факт, что самые молодые извержения произошли непосредственно перед стадией главного флишеобразования.

## ОТНОШЕНИЕ ИНИЦИАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ К ФУНДАМЕНТУ

В Рейнских сланцевых горах под главными членами геосинклинального магматического ряда залегает терригенный нижний девон в неритовой "рейнской" фации. Породы, сопутствующие вулканитам (прежде всего в районе Лан-Диль), напротив, относятся к батинальному "герцинскому" фациальному типу, что указывает на углубление геосинклинального моря. Инициальный магматизм явно избегает областей с мощными рейнскими отложениями (Kegel, 1950). Тем не менее довулканические девонские осадки в восточной части Рейнских сланцевых гор достигают значительных мощностей, как и в центральном мегасинклинии Саксотюрингикума.

Сведения о додевонской истории отрывочны, однако некоторые выходы ордовика и силура указывают на наличие древнепалеозойских толщ в основании Арденнско-Рейнских сланцевых гор. Поэтому инициальные вулканиты девона и раннего карбона возникли на существенно более древней коре и представляют собой внедрения в нормально развитую осадочную толщу. Речь идет не о верхних частях новообразованной коры в духе гипотезы *сипрединга*, а о переплавленном материале, который по узким трещинам извержения внедрился в уже существовавшую кору и отчасти перекрыл ее в виде эффузивных пород, а отчасти более или менее интенсивно пронизал в виде субвулканических образований.

В Тюрингских сланцевых горах такая ситуация еще яснее благодаря более широкому распространению нижнего палеозоя и верхнего протерозоя (см. рис. 2). Варисийскому геосинклинальному магматизму предшествуют позднепротерозойский геосинклинальный этап, раннепалеозойский промежуточный этап и силурийско-раннедевонский лептогеосинклинальный этап. В существовании кристаллического фундамента едва ли приходится сомневаться. Нельзя сказать с уверенностью,

правомерно ли перенесение этого вывода на все известные выходы. Сложный рисунок Фогтландской вулканогенной области на карте как будто указывает на различные отклонения, однако и здесь появление нижеордовикских глыб говорит за более высокий возраст коры. В отличие от приведенных случаев представляется не столь ясным положение многих магматических образований в области олистостромов Гарца. Нельзя исключить (хотя это и представляется маловероятным), что в некоторых районах, например под юго-восточным краем Реногерциникума или под Верхнефранконско-Центральносаксонским линейным элементом, скрываются рубцовые зоны, связанные с фронтом столкновения континентальных плит либо микроплит вследствие смыкания океанических геосинклинальных зон.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ИНИЦИАЛЬНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

По крайней мере часть геосинклинальных вулканитов в соответствии с гипотезой плитной тектоники отвечает второму сейсмическому слою, который возникает на гребнях срединно-океанических хребтов и преобразуется в фундамент океанической коры. Драгирование и керн океанических скважин показали, что базальты океанических хребтов или океанического дна отличаются от базальтов материков, так и островных дуг и океанических островов или гайотов по разным критериям. На этом основываются попытки идентифицировать, особенно с помощью геохимических критериев, отдельные члены геосинклинального магматизма как реликты океанической коры и тем самым получить данные о древних движениях плит. Однако вследствие оказавшегося неожиданно широким диапазона изменений пород земной коры по скважине на Срединно-Атлантическом хребте (Melson, Aumento, 1974) возникают определенные сомнения относительно значимости петрохимических и геохимических данных при выяснении геотектонической среды образования базальтовых пород океанического дна.

Как было показано (Herrmann, Wedepohl, 1970), содержание  $K_2O$  и  $P_2O_5$  в различных спилитовых породах варисцидской геосинклинали Средней Европы заметно выше, чем в базальтах океанических хребтов. На основании относительного распределения лантанидов (см. также Herrmann, Potts, Knake, 1974) исследованные инициальные образования могут быть сопоставлены с материковыми толеитовыми базальтами (по Herrmann, Wedepohl, 1970, стр. 255 — с толеитовыми базальтами континентов и океанических островов). Указывается, однако, и на то (Burrett, Griffiths, 1974), что соотношения титана и циркония в некоторых инициальных образованиях Реногерциникума совпадают с аналогичными значениями для базальтов океанических хребтов. В поле корреляционной диаграммы титана и циркония базальтов океанических хребтов (Pearce, Cann, 1973) не попадают приводимые Д. Мукке (Mucke, 1973) средние содержания титана и циркония в диабазах и спилитах Эльбингеродского комплекса в Гарце.

Изучение палеозойских спилитов в южной части Восточных Альп привело к выводу, что эти спилиты могут сопоставляться лишь со щелочно-оливиновыми базальтами или их дифференциатами континентальных или океанических областей (Loeschke, 1975). Разделение базальтов океанических островов и континентальных базальтов на основе содержания титана, циркония и иттрия провести нельзя, и потому вопрос о характере коры района во время излияния спилитов остается открытым. И. Лёшке для этого привлекает результаты изучения лав и сопровождающих их осадков. Поскольку последние свидетельствуют о значительных глубинах, то излияние в континентальной обстановке хотя и не исключено, но маловероятно.

## ВОПРОСЫ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Дискуссия относительно геотектонической среды образования инициальных магматических пород с точки зрения воззрений плитной тектоники может рассматриваться в двух главных аспектах.

1. Возникали ли инициальные образования по границам плит или в пределах плиты?

2. Являются ли инициальные образования останцами исчезнувшей вследствие субдукции области океанической коры?

Если не будет установлена аналогия между инициальными породами и базальтами океанических хребтов, то исключается благодаря спредингу образование океанического дна по дивергентной границе плит. Это подходит к упомянутым выше полевым наблюдениям во многих частных областях средневропейских варисцид. Ответ на второй вопрос, таким образом, еще не найден, поскольку известные в пределах плит базальты типа базальтов океанических островов и гайотов также говорили бы в пользу существовавшей ранее и исчезнувшей океанической коры. При этом, естественно, нет необходимости представлять себе океан размерами с Атлантический или даже с Тихий. Бесспорно, океаническая кора может быть значительно древнее, чем последние инициальные вулканы. Однако этот вариант отпадает при наличии древнего кристаллического фундамента.

Как для исчезновения океанической коры, так и для ее образования наряду со схемой плитной тектоники могут обсуждаться также и иные модели, например трансформация коры в фиксистском понимании. Вероятно, могли действовать различные механизмы, причем их доля от случая к случаю существенно менялась. Поэтому вопрос о типе коры палеозойского геосинклинального пояса остается открытым. По крайней мере, местами может идти речь о мобилизированной, подвергшейся значительным вертикальным движениям области квазиконтинентальной коры. Вещественные признаки магматических пород такой области определяются, по-видимому, преимущественно тектоническим режимом и лишь во вторую очередь — типом коры.

В связи с этими проблемами следует, наконец, проверить, может ли стоять вопрос о связи магматических ассоциаций инициального типа с конвергентными границами плит, т.е. с островными дугами (на ранних этапах их развития) или с окраинными морями.

## ВЫВОДЫ

Девонско-раннекаменноугольные инициальные магматические образования выступают как во внутренних зонах, так и во внешних зонах средневропейских варисцид. Большая часть их выходов определено расположена выше нижнепалеозойских — верхнепротерозойских осадочных толщ и не может рассматриваться в качестве фрагментов новообразованной (благодаря спредингу океанического дна) коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Burrett C.F., Griffiths J.* The case for a Mid-European ocean. — In: Colloque international "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Programme des Séances et Résumés des Publications, Rennes, 1974.
- Herrmann A.G., Potts M.J., Knake D.* Geochemistry of the rare earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, 44, N 1.
- Herrmann A.C., Wedepohl K.H.* Untersuchungen an spilitschen Gesteinen der variskischen Geosynklinalen in Nordwestdeutschland. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, 29, N 3.
- Kegel W.* Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinalen. — *Z. Dtsch. geol. Ges.*, 1950, 100.
- Loeschke J.* Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. — *Geol. Rundschau*, 1975, 64, N 1.
- Melson W.G., Aumento F.* Deep-sea drilling project. Leg 37 — the volcanic layer. — *Geotimes*, Falls Church, 1974, 19, N 12.
- Mucke D.* Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes. — *Freiberger Forschugsh. C.*, 1973, 279.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, 1973, 19, N 2.

## ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Важным критерием при сопоставлении тектогенов является возраст деформаций. По Г. Штилле (Stille, 1924) и С. Бубнову (Bubnoff, 1959), различаются тектонические движения, изменяющие структуру (т.е. необратимые) и не затрагивающие ее. Последние обратимы и действуют на протяжении длительного времени. Такое разделение сохранилось в сопряженных понятиях "тектогенический — эпейрогенический". В настоящей работе рассматриваются только тектогенические движения, выражающиеся, с одной стороны, в германотипных структурах, часто обнаруживающих тесную связь с разломами, а с другой — в альпинотипных формах. Альпинотипные напряжения являются причиной складкообразования, а также внутренних деформаций пород, которые сопровождаются образованием новых текстур (например, сланцеватости) и метаморфическими изменениями. Тектонические структуры очень разнообразны. Их удается разделить на основные категории, объединяя области с близкой степенью напряженности деформаций (см. таблицу). При этом мы сознательно пренебрегаем многими частными деталями.

Благодаря повышению давления и температуры можно ожидать усиления тектонических напряжений с увеличением глубины, если последующие перемещения тектонических покровов не нарушили эту общую тенденцию. Поэтому приведенное в таблице расчленение областей по степени напряженности деформаций, базирующееся на разделении тектоники сланцеватых пород, филлитов и фундамента в соответствии с представлениями Э. Шрёдера (Schroeder, 1966), отвечает вертикальному расчленению на структурные этажи (Jubitz, 1960). С другой стороны, области с разной степенью напряженности деформаций могут образовывать латеральный ряд, поскольку в латеральном направлении складчатость затухает.

Хотя выделенные области деформаций могут формироваться одновременно, обычно они отражают собой процесс развития деформаций во времени. Так, породы, представляющие собой ныне филлиты, могли пройти несколько стадий, в течение которых они сперва были слабо смяты в складки, затем с возрастанием давления и температуры были сильно смяты в складки, рассланцованы (первая сланцеватость —  $s_1$ ) и, наконец, еще раз смяты в складки и рассланцованы (вторая сланцеватость —  $s_2$ ). При этом может оказаться, что формирование первой сланцеватости продолжалось и позднее, когда в более высоко метаморфизованных областях уже возникли оси  $B_2$ , поверхности  $s_2$  и т.д.

Наряду с такой складчатой тектоникой следует принимать во внимание также тектогенические движения, которые проявляются в образовании тектонических покровов или в деформациях, обусловленных линеаменентами, глубоко проникающими в земную кору или даже в мантию. Структуры, созданные этими деформациями, могут быть идентичны структурам при обычной складчатой тектонике вследствие сходства условий давлений и температуры при их образовании.

Если целью тектонических исследований следует считать датировку всех последовательных явлений при тектогенетических процессах (одно над другим, рядом с другим или вслед за другим), то настоящая работа ограничивается тем, чтобы

Сводная схема областей с одинаковой степенью напряженности

Области с одинаковой степенью напряженности	Характерные признаки	Индекс на рис. 1 и 2
Не испытывавшие тектогенического напряжения	Общее пологое залегание слоев	n
Испытавшие разрывно-тектонические напряжения	Разломы, связанные с запрокидыванием глыб; складки отсутствуют	st
Германотипная складчатая тектоника	Складки с малой степенью сжатия, часто связанные с разломами	f
Обычная складчатая тектоника	Альпинотипные складки; сланцеватость отсутствует	F
Тектоника сланцевых толщ	Альпинотипные складки с первой сланцеватостью	s <sub>1</sub>
Тектоника филлитов	Альпинотипные складки с первой и второй сланцеватостью	ph
Гнейсовая тектоника	Сильная перекристаллизация пород (особенно затрагиваются полевые шпаты); многочисленные складки и сланцеватости	gn

на основании несогласий определить возраст складчатости среднеевропейских варисцид или хотя бы сузить его диапазон с целью получения общего представления о развитии складчатости. Кроме того, анализ опирается на результаты изучения гальки, позволяющие сделать однозначные выводы об имевших место тектогенезах. Автор сознает, что этим не исчерпываются все возможные способы датировки возраста тектонических явлений.

В завершение этих вводных замечаний автор хотел бы выразить благодарность своим коллегам из Центрального института физики Земли, особенно Э. Шрёдеру и П. Банквиту, за научные дискуссии и критические замечания.

## НЕСОГЛАСИЯ

Разнообразие тектонических структур и их форм отражается также в различном проявлении несогласий, которые будут рассмотрены именно с этой точки зрения, не принимая во внимание генетические вопросы. Для установления возраста подходит такое несогласие, когда тектонически напряженные образования перекрываются супракрустальными формациями. Это означает, что тектогенетическая структура с помощью несогласия может датироваться (или ее возраст может быть определен в возможно более узком интервале) большей частью лишь в том случае, если в ходе геологического развития она выступала на дневную поверхность и размывалась, а затем перекрывалась более молодыми отложениями, будь то осадочные породы или вулканы.

Решающим фактором для появления несогласия является различие характера деформаций в толщах пород в его висячем и лежащем боках. В соответствии с этим несогласия могут быть подразделены следующим образом (по мере возрастания различий характера деформаций):

1. Весьма слабое несогласие без отличий в характере деформаций. Углы падения слоев в висячем и лежащем боках столь близки, что их различие не поддается установлению замерами и выявляется большей частью лишь по карте. Его называют также эрозийным несогласием. Оно связано с перерывами в осадконакоплении, вызванными чисто эпйрогенетическими движениями. Особый случай слабых несогласий наблюдается тогда, когда разбитая разломами толща перекрывается другой толщей, падающей под теми же углами, но не нарушенной разломами.

2. Угловое несогласие с неуловимым различием характера деформаций в лежащем и висячем боках. Деформационные различия, если они вообще имеют место, сводятся к различиям в степени сдавливания.

3. Угловое несогласие с отчетливым различием характера деформаций в лежащем и висячем боках. Можно называть его также деформационным несогласием. Самое резкое структурное различие отмечается при несогласном залегании на гнейсах рыхлых пород, не испытывавших сжатия.

4. Переработанное несогласие: несогласие, которое позднее еще раз подверглось тектоническим напряжениям. Если повторное напряжение было сильнее первоначального, то характер деформаций в висячем боку может сравняться с таковым лежащего бока. Из сказанного ясно, что в области развития гнейсов устанавливать несогласия весьма трудно.

Подобное выделение различных типов несогласий представляется необходимым, поскольку главной целью настоящей работы является установление возраста главной складчатости. Однако главные складчатости почти всегда сводятся к альпийно-типным напряжениям, отражающимся в деформационных несогласиях. Напротив, тектогенетические движения перед или после главной складчатости выражаются перерывами, которым отвечают несогласия от слабых до угловых, без заметных различий в характере деформаций.

Несогласия главных складчатостей определяются также из карты по различию простираний основных тектонических элементов (например, осей складок, сланцеватости). При этом говорят о структурных несогласиях. По существу речь идет о переработанных несогласиях, которые из-за отсутствия подходящих обнажений должны устанавливаться другими методами.

## ТЕКТОГЕНЕЗЫ

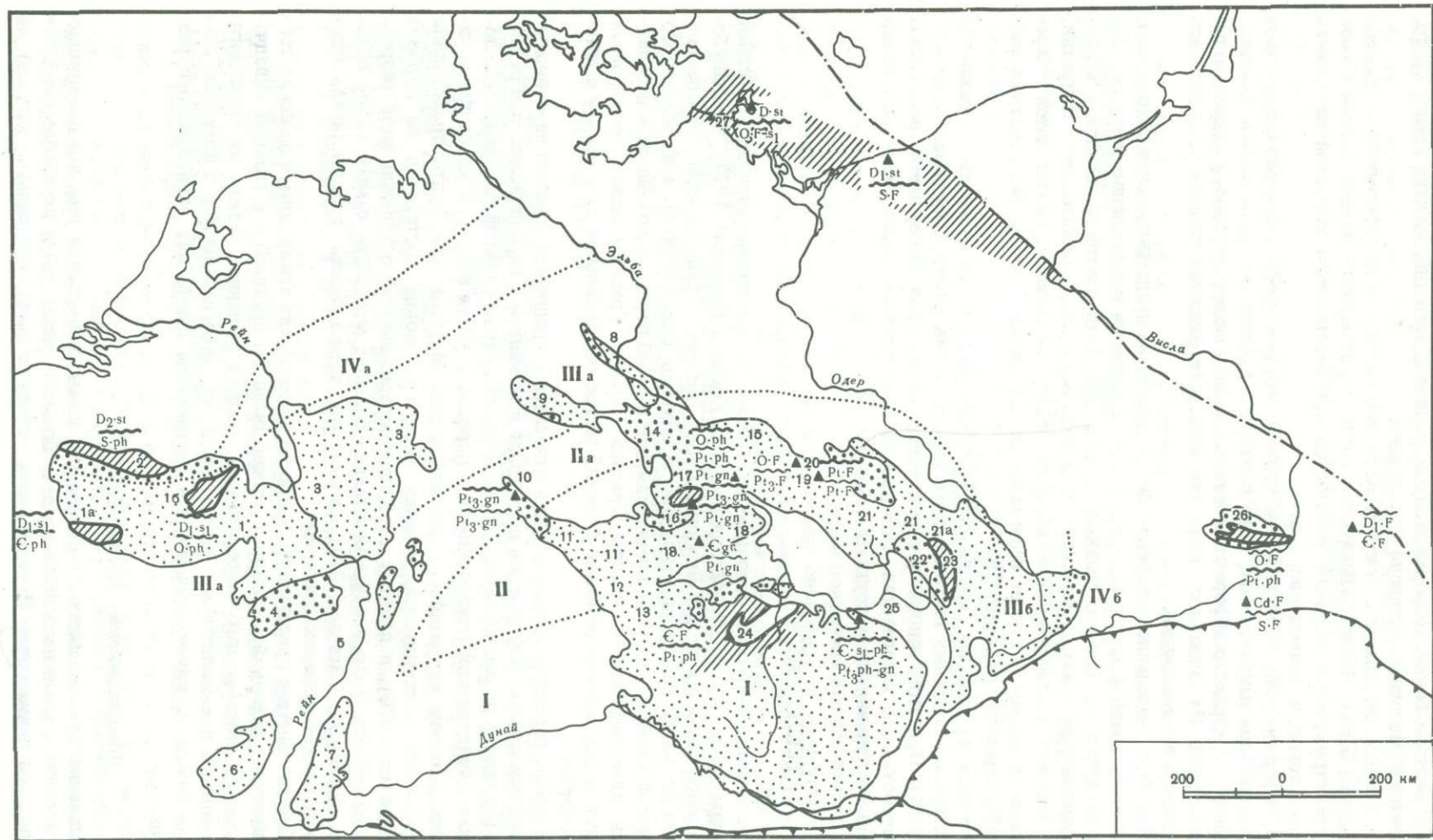
Исследованная область в основном охватывает внеальпийские варисциды Средней Европы (рис. 1), т.е., по подразделению Ф. Космата (Kossmat, 1927), Молданубскую зону, Саксотюрингско-Лужицкую зону (включая Среднегерманскую кристаллическую зону), Реногерцинскую зону и, наконец, складчатую часть выполненного молассой краевого прогиба, представляющего собой переходную область к нескладчатой каменноугольной впадине Средней Европы. Границы между отдельными зонами редко бывают резкими, большей частью они расплывчаты и потому в деталях спорны.

В целом рассматриваемая область относится к средневропейским варисцидам, поскольку главная деформация произошла в основном в вариссийский этап развития (от девона до ранней перми). Однако эта область не сложена исключительно породами вариссийской геосинклинали. Спорным остается вопрос, в какое время началось развитие вариссийской геосинклинали. Местами как будто происходила непрерывная седиментация, начиная от самого конца протерозоя до карбона (Bankwitz, 1970), и поэтому отделение довариссийской осадочной части разреза проблематично. Учитывая исключительно большие мощности самых низов ордовика, Г. Браузе (Brause, 1970) считает, что вариссийская геосинклиналь заложилась в послетремадокское время.

Особый интерес представляет вопрос о проявлениях таких довариссийских тектонических движений, которые можно было бы сравнивать с главной складчатостью. Поскольку этот вопрос спорен, следует выяснить, можно ли установить проявления довариссийских тектогенезов по несогласиям или с помощью изучения гальки и какое значение эти тектогенезы имели для вариссийского развития.

### Довариссийские тектогенезы

Выявление довариссийских тектогенезов сильно тормозится тем, что появившиеся в связи с ними несогласия позднее большей частью были переработаны более молодыми движениями. Переработка в условиях достаточно сильных напряжений



ведет к затушевыванию прежних соотношений и к уравниванию интенсивности деформаций в лежащем и висячем боках довариссийского несогласия. Вследствие этого выявление довариссийских структур весьма затруднено. Возможна как их недооценка, так и переоценка.

Сначала обратимся к докембрийским тектогенезам, прежде всего к ассинтскому или байкальскому (см. рис. 1). Явное докембрийское несогласие в пределах варисцид, позволяющее сделать вывод о проявившемся альпийского типа напряжении, наблюдается в основании Баррандова палеозоя. Здесь рассланцованные или даже филлитизированные протерозойские образования перекрыты палеозойскими отложениями (от среднего кембрия до живета), смятыми в простые складки (Svoboda, 1966). Тем самым определенно доказывается сильный ассинтский (байкальский) тектогенез.

Неясным остается лишь вопрос о проявлениях позднедокембрийского метаморфизма, которые подвергаются сомнению (Dudek, Suk, 1965). Б. Грауэрт и его соавторы (Grauert u.a., 1973) связывают возраст обломочных цирконов с довариссийским метаморфизмом (2000–2300 млн. лет).

Совершенно определенно ассинтское несогласие устанавливается в Свентокшиских горах, где смятый в простые складки ордовик покрывает протерозойские образования, превращенные в филлиты.

В. Нейман (Neumann, 1972, 1974) упоминает горизонт выветривания в позднем протерозое Гранулитовых гор, который, возможно, связан с крупным несогласием, а в настоящее время представлен кордиеритовым гнейсом, возникшим под воздействием более поздних движений и метаморфизма. Эти поздние движения столь сильно повлияли на поверхность несогласия, что интенсивность деформации ее висячего и лежащего боков стала весьма близкой.

Детальной съемкой (Hirschmann, 1970) установлено несогласие в Лаузицкой граувакковой зоне (самые верхи протерозоя), разделяющее гёрлицкие и каменцкие слои. Поверхность несогласия, сама слегка складчатая, сечет толщи пород с одинаковым характером деформации. Внутренняя деформация слаба, сланцеватость еле проявляется или вообще отсутствует. Следовательно, докембрийский тектогенез привел здесь лишь к слабой складчатости.

Существуют различные представления о времени иных (возможно, довариссийских) напряжений в области восточнее Эльбы (Лаузиц и Западные Судеты). Этот район, несомненно, был затронут доордовикским тектогенезом (Logenz, 1962; Frischbutter, 1975). Однако, судя по более поздним деформациям, его интенсивность, видимо, была низка и отвечала обычной складчатой тектонике. П. Банквитц и его соавторы (см. статью в данном сборнике) указывают на довольно значительную складчатость с образованием сланцеватости, произошедшую до анатексиса лаузицких гранодиоритов (ассинтских, по Нааке u.a., 1974). С другой стороны, в формировании данной области значительную роль могли сыграть вариссийские движения. За это прежде всего говорят соотношения в Гёрлицких сланцевых горах, где динант вовлечен в складчатость, а также высокие напряжения, которые

Рис. 1. Распространение надежно установленных довариссийских деформаций в средневропейских варисцидах

Основные тектонические зоны: I – Моданубская зона; II – Саксотюрингско-Лужицкая зона; IIIa – Среднегерманское кристаллическое поднятие; IIIb – Реногерцинская зона; IIIб – Мораво-Силезская зона; IVa – складчатая часть молассового передового прогиба на севере ФРГ и ГДР; IVб – складчатая часть молассового передового прогиба Верхнесилезского бассейна.

Цифры на карте: 1 – Арденны; 1а – массив Рокруа; 1б – массив Ставло; 2 – Бранантский массив; 3 – Рейнские сланцевые горы; 4 – впадина Саар-Наз, ее западная часть; 5 – Хардт; 6 – Вогезы; 7 – Шварцвальд; 8 – глыба Флехтинген-Рослау, ее западная часть – Флехтингенская глыба; 9 – Гарц; 10 – фундамент Рулы; 11 – Тюрингские сланцевые горы; 12 – Фогтландские сланцевые горы; 13 – Фихтельберг; 14 – динант Делицша у Лейпцига; 15 – динант Доберлуг-Кирххайна; 16 – Рудногорский бассейн; 17 – Гранулитовые горы; 18 – Рудные горы; 19 – Лаузицкая граувакковая единица; 20 – Лаузицкие сланцевые горы; 21 – Качавские горы; 21а – впадина Свободнице; 22 – Внутрисудетская мульда; 23 – горы Сове; 24 – Баррандий; 25 – скважина у Градец-Кралове; 26 – Свентокшиские горы; 27 – скважины на о. Рюген. Условные обозначения см. на рис. 2

испытал перекрывающий ордовик. Кроме того, представление о преимущественной роли варисцийской переработки в Западных Судетах получает новое доказательство в обнаруженном постепенном переходе от смятых в складки бретонскими движениями Качавских гор в изерские гнейсы (Smulikowski, 1966).

В Рудных горах еще неясны соотношения, касающиеся докембрийских и вообще доварисцийских тектогенезов. Описано несогласие между докембрийскими гнейсами и отнесенными к кембрию слюдяными сланцами (Walther, 1972). Однако бросается в глаза (если не принимать во внимание отсутствие палеонтологических подтверждений возраста), что выше и ниже несогласия развита одна и та же дистенальмандиновая минералогическая субфация, обусловленная метаморфизмом. Таким образом, если на рубеже докембрия и кембрия тектогенез вообще имел здесь место, то он был весьма незначительным.

Известна другая попытка установить несогласие между докембрием и кембрием на северном склоне гор Фихтельберг (Holubec, 1962), однако она не кажется нам убедительной.

Спорными представляются проявления в раннем палеозое доварисцийских складчатостей в Рудных горах. Прежде всего кажется, что перекрытие рудногорских гнейсов филлитами, отнесенными к силуру, говорит в пользу досилурийского огнейсования. По данным Г. Бера (Behr, 1964), как совокупность осей, так и зернистая структура и минералогическая фация (эпидот-амфиболитовая) выше и ниже спорного несогласия одни и те же. Если здесь действительно скрывается несогласие, то позднее оно было переработано так сильно, что роль образовавшего его тектогенеза не может быть выявлена во всем объеме.

Исходя из несогласий, представляется, что доварисцийские тектогенезы лишь изредка приводили к необратимым консолидациям (в Баррандовом палеозое, Брабантском массиве, на северо-востоке ГДР и северо-западе Польши, см. рис. 1). Намного чаще доварисцийские образования столь интенсивно перерабатывались варисцийскими деформациями, что их первичный характер нельзя восстановить с достаточной уверенностью. Создается впечатление, что доварисцийская консолидация в средне-европейской области не имела существенного значения.

Эту точку зрения можно дополнительно проверить с помощью некоторых опубликованных результатов исследования гальки. При сильных докембрийских тектогенезах в самые молодые докембрийские или кембрийские обломочные толщи в виде гальки должны были попасть тектонически переработанные породы — гнейсы, слюдяные сланцы и филлиты. Однако мнение о наличии обломков пород, подвергшихся докембрийским напряжениям, расходится. Некоторые исследователи (Brause, 1969; Bernardova, Chab, 1968) поддерживают представление о том, что в самом позднем докембрии уже существовали области размыва, сложенные метаморфическими породами. Но в качестве примера Г. Браузе (Brause, 1969) приводит породы, по меньшей мере слабо измененные метаморфизмом.

Б. Грауэрт и его соавторы (Grauert u.a., 1973) указывают, что возраст кластических цирконов из Молданубикума и Саксотюрингикума в основном определяется в 2000—2300 млн. лет. В Молданубикуме, кроме того, изредка отмечается возраст цирконов в 550—600 млн. лет, в то время как сильный метаморфизм мог закончиться в интервале 700—1500 млн. лет.

Детальные исследования гальки из докембрийских обломочных пород в ГДР обнаруживают ее удивительно однородный состав (Kl. Schmidt, 1960; Falk, 1974; Frischbutter, 1975). Большой частью ее слагают осадочные породы, граниты, вулканиды и кварц. Наличие гнейсов и слюдяных сланцев достоверно не доказано. Даже слабо метаморфизованные породы типа филлитов с достаточной уверенностью здесь не установлены.

Опубликованы данные о составе гальки в кембрийских конгломератах Баррандия (Svoboda, 1966, стр. 289). Наряду с кварцем в ней представлены также протерозойские породы. Кроме того, упоминаются ортогнейс, слюдяной сланец, филлит и другие метаосадочные породы.

Гнейсовая галька отсутствует в жединских конгломератах в Хунсрюке по южному краю Рейнских сланцевых гор. В гальке в основном преобладает кварц.

Таким образом, выясняется, что для собственно Саксотюрингикума нет доказательств существования областей размыва, сложенных докембрийскими деформированными и метаморфизованными породами. Накопление гальки метаморфических пород началось здесь очень поздно. Из верхнего девона Фогтландских сланцевых гор Г. Вейзе (Weise, 1972) указывает на гальку гнейсов размером до 12 см, грауваккоподобная исходная порода которых распознается вполне отчетливо. Шире распространена галька метаморфических пород лишь в нижнем карбоне, где она не обнаруживает, однако, большого разнообразия (Tröger, 1959). Породы в гальке в ордовике кристаллического массива Крконоше также весьма слабо изменены метаморфизмом (Chaloupský, 1963).

Преобладание гальки гнейсового состава известно лишь в динанте Средней Европы в юго-восточной части Рейнских сланцевых гор (Jochmus-Stoöcke, 1929).

В общем анализ гальки подтверждает вытекающие из изучения несогласий представления о том, что докембрийские тектогенезы (включая ассинтский) проявились слабо и, за исключением Молданубской зоны, не привели к интенсивному метаморфизму пород.

Обратимся теперь к вопросу о каледонском тектогенезе, значение которого в тектоническом формировании палеозойд Средней Европы оценивается по-разному.

Если первоначально Ф. Космат (Kossmat, 1927) протягивал вариссийскую дугу вплоть до Западных Судет, то позднее укоренилось представление о Западных Судетах как о каледонской складчатой области. Лишь начиная с 60-х годов в ряде работ (Jaeger, 1964; Franke, 1965; Hirschmann, 1965, 1966) значение каледонской складчатости для Западных Судет и примыкающей с запада Лаузицкой области стало сильно ограничиваться. Для решения этого вопроса особенно важным было обнаружение в Качавских горах верхнего девона (Urbanek, 1974). Таким образом, главная складчатость могла произойти здесь лишь в последевонское, предположительно бретонское, время, а по новейшим находкам динантской фауны (Chogowska, Sawicki, 1975) — лишь в динанте.

Важным районом для доказательства каледонских движений всегда являлись Свентокшиские горы. Однако главная складчатость в их пределах явно должна относиться к ассинтской эре: филлитизированный благодаря тектоническим напряжениям верхний протерозой перекрывается слабо складчатым палеозоем (см. рис. 1). Правда, главная ассинтская складчатость не исключает возможности проявления слабых каледонских складчатых движений, что и доказывается в действительности угловыми несогласиями (между девоном и кембрием), которые, однако, не сопровождаются различиями в характере деформаций. Фанерозойские движения в Свентокшиских горах привели лишь к образованию простых германотипных складчатых форм, причем каледонские и вариссийские структуры разделить трудно. По степени деформации они равноценны. И. Зноско (Czerminski, Znosko, 1967) явно переоценил значение каледонских движений. Сходные тектонические соотношения встречаются в северной части Средней Европы. Каледонские движения проявлялись, но лишь местами достигали значительной активности. Большею же частью они приводили лишь к слабой складчатости. Этим объясняется то обстоятельство, почему Д. Франке (Franke, 1965) и Г. Егер (Jaeger, 1967) возражали против альпийнотипных каледонских напряжений. Ныне, после бурения новых скважин на о. Рюген и в северо-западной Польше, имеется достаточно ядерного материала, чтобы реально судить о роли каледонских движений в северной части Средней Европы (Глушко и др., 1975; Дикенштейн и др., 1975), лишь локально приобретающих альпийнотипный характер.

В отличие от более ранних представлений можно утверждать, что по правобережью Рейна в Реногерцинской и Саксотюрингской зонах (Рейнские сланцевые горы, Гарц, Тюрингские сланцевые горы, Фогтландские сланцевые горы) во время каледонской эпохи никаких тектонических структур не возникло.

Относительно расположенной по левобережью Рейна каледонской части средне-европейских варисцид существует довольно единодушное мнение. Каледонский возраст Бранбургского массива общепризнан. Здесь наблюдается явное деформаци-

онное несогласие: полого залегающий средний девон местами перекрывает ордовик и силур, тектоническими процессами преобразованные в филлиты. Неясными остаются соотношения в каледонских массивах Арденн. В различной степени здесь переработаны как каледонские образования, так и каледонское угловое несогласие. Например, в массиве Рокруа филлиты кембрия в лежащем боку несогласия Фепен перекрыты жединскими образованиями, смятыми варисцийской складчатостью и рассланцованными, причем сама поверхность несогласия также смята в складки (Rutten, 1969, стр. 93). В массиве Стаvlo переработка каледонских образований еще сильнее (Breddin, 1973).

\* \* \*

Итак, значение докембрийских тектогенезов (включая ассинтский) для Средней Европы спорно. Более или менее значительные альпинотипные деформации этого интервала времени достоверно устанавливаются лишь в Молданубской зоне (что сопровождалось здесь ее консолидацией), а также благодаря наличию несогласий в Свентокшчских и Гранулитовых горах. Хотя практическое отсутствие гальки метаморфических пород в самых верхах докембрия говорит о том, что докембрийские напряжения по своей интенсивности не достигали силы варисцийских деформаций, следует иметь в виду, что часть докембрийских несогласий позднее была переработана более молодыми движениями до неузнаваемости. Каледонский тектогенез особенно важен для Брабантского и Арденнского массивов и четко подтверждается там деформационными несогласиями, иногда переработанными. Кроме того, каледонские движения известны еще на юго-западном фланге Восточно-Европейской платформы, а также на северо-востоке ГДР и в Польше. Однако они редко достигают здесь альпинистского характера. В остальной варисцийской Средней Европе (Реногерцинская и Саксотюрингская зоны и Молданубикум) каледонская складчатость не устанавливается.

### Варисцийский тектогенез

Формирование средневропейского фундамента в основном произошло в течение варисцийской эры, причем доварисцийские структуры были переработаны весьма сильно.

Варисцийский тектогенез можно разделить на несколько этапов:

- 1) предваряющие варисцийский тектогенез движения, которые произошли в геосинклинальную стадию;
- 2) главная варисцийская складчатость, завершившая варисцийское геосинклинальное развитие (за исключением молассового краевого прогиба);
- 3) завершающие варисцийский тектогенез движения, которые происходили во время молассовой стадии.

Большинство геологов уже отказались от признания за тектоническими фазами кратковременности и синхронности, придерживаясь ныне того мнения, что длительно действующий тектонический процесс временами достигает кульминаций, когда тектоническая активность особенно высока. Об этом же косвенно свидетельствует и поступление обломочного материала во время флишевой стадии. Автор полагает, что нецелесообразно выделять многие фазы. Однако есть смысл пользоваться для обозначения кульминационных моментов главной складчатости обычными названиями фаз, не принимая эти фазы за кратковременные явления. Такими фазами являются:

- 1) астурийская фаза — вестфал, особенно на границе со стефаном;
- 2) судетская фаза — самый конец динанта и намюр, особенно на рубеже динанта и силезия;
- 3) бретонская фаза — самый конец позднего девона и самое начало динанта;
- 4) позднедевонская фаза — самый конец среднего — самое начало позднего девона.

Предваряющие вариссийский тектогенез движения устанавливаются как в Саксотюрингикуме, так и в Реногерциникуме. При этом не следует принимать во внимание тектонические движения, устанавливаемые исключительно по перерывам в седиментации: при использовании более точных биостратиграфических методов они часто исчезают. Многие перерывы в разрезе могут быть обусловлены палеорельефом (Krebs, 1968). Без внимания оставлены также прослои более грубого материала, которые совсем не обязательно должны были появиться в бассейне благодаря тектоническим движениям. Рассматриваются же исключительно несогласия, большей частью проявляющиеся в виде слабых несогласий. Часто дело касается мелких угловых несогласий с незначительными различиями углов падения или иных слабо выраженных несогласий (например, перекрытые осадками разломы). Лишь в районе Белекке по северному краю Рейнских сланцевых гор обнаружено резкое угловое несогласие (но без различий в характере деформаций), при котором углы падения слоев верхнего девона и динанта различаются почти на  $90^\circ$ . В Саксотюрингикуме также отмечаются подобные предваряющие тектонические движения. В Фогтланде, например, обломочный динант с небольшим угловым несогласием перекрывает вулканогенный верхний девон (у бывшей железнодорожной сторожки Магвиц).

Эти слабые несогласия подтверждают тектонически беспокойную обстановку, характерную для обширных областей вариссийской геосинклинали, но не связанную с настоящей складчатостью, хотя слабые тектонические формы (Nempe, 1974) уже могли появиться. Перемещение тектогенеза при этих предваряющих движениях не установлено и к тому же маловероятно.

### *Главная вариссийская складчатость*

Главная вариссийская складчатость в противоположность предваряющим ее движениям отражает интенсивные альпинотипные напряжения в породах, с которыми связано образование сланцеватости, и метаморфизм в различных условиях давлений и температур, вплоть до образования гнейсов. Поэтому несогласия главной вариссийской складчатости являются преимущественно деформационными несогласиями, если только позднее на них не накладываются последующие переработки.

Однако определение возраста достаточно четких самих по себе несогласий затрудняется тем, что после главной складчатости наступает длительный перерыв в осадконакоплении. Лишь много позднее (изредка перед вестфалем, а большей частью в перми) вариссийскую структуру начинают перекрывать осадки, в результате чего и возникает само несогласие. При этом временной интервал между самой молодой складчатой породой и самой древней, уже не смятой в складки, бывает весьма большим, вследствие чего нельзя определить достаточно точно положение этого тектогенеза во времени.

Благоприятные возможности для датировки главной вариссийской складчатости существуют в таких областях, где накопление ранней молассы во внутренних впадинах началось одновременно с отложением флиша в остаточной геосинклинали. Ранняя моласса несогласно налегает на нижележащие породы, отличаясь от них характером деформаций и давая благоприятную возможность для точного определения возраста несогласия (рис. 2).

Во Внутрисудетской мульде накопление молассы после главной вариссийской складчатости началось в динанте или даже в самом начале динанта (А.К. Teisseyre, 1975). Соответствующие отложения смяты в складки уже на альпинотипно, а германотипно. Хотя несогласие с лежащим боком здесь не вскрыто, в качестве аналогов этого лежащего бока можно принять альпинотипно деформированные породы, слагающие обрамление Внутрисудетской мульды. Самые молодые образования Качавских гор представлены на севере верхним девоном (Urbanek, 1974), а по новейшим данным — даже самыми низами динанта (Chorowska, Sawicki, 1975), об интенсивности деформации которых свидетельствует развитие филлитов. Таким образом, для области Внутрисудетской мульды и ее обрамления в качестве



главной складчатости можно принять бретонскую (см. также Oberc, 1972). Лишь отдельные внутренние массивы (например, массив гор Сове) могли испытать доварисцийскую консолидацию, о чем можно предполагать по верхнедевонским галеничковым накоплениям во впадине Свободзице (Н. Teisseyre, 1968). Напряжения, проявившиеся во Внутрисудетской мульде в карбоне, должны рассматриваться как завершающие движения варисцийского тектогенеза. Полностью отсутствуют указания на тектонические движения между динантом и силезием. По данным Г. Тейсейра (Н. Teisseyre, 1961), между обоими отделами наблюдается согласие, т.е. даже перерыва в осадконакоплении не было. Таким образом, судетская фаза складчатости, доминирующая на обширных пространствах Средней Европы, совершенно не проявилась во Внутрисудетской мульде в тектонотипе. Г. Штилле (Stille, 1924), позаимствовавший наименование "судетский" от Ф. Фреха (Frech, 1897–1902), уже сознавал, что именно в Судетах судетские движения были особенно слабыми.

Главная для средневропейских варисцид бретонская складчатость не представляет собой, однако, первый тектогенический пик варисцийских напряжений. Из опубликованных данных по скважине Саар I на южном борту Саарской впадины (Falke, Kneuper, 1973) явствует несогласное залегание верхнего живета (средний девон) на доварисцийском граните. Поэтому возникает мысль о позднедевонской фазе. При этом следует, однако, учитывать, что непосредственно севернее Саарской впадины, на Хунсрюке, верхний девон, а иногда еще и динант охвачены главной варисцийской складчатостью. В соответствии с этим для этого района приходится считаться с бретонской главной складчатостью. Позднедевонская складчатость не исключена для Баррандия. Варисцийская седиментация здесь завершается отложением среднедевонского флиша, так что позднедевонская складчатость представляется наиболее вероятной (см. рис. 2).

В восточной части Саксотюрингкума главная варисцийская складчатость во время судетской фазы доказывается деформационным несогласием в подошве хайнихенских слоев у восточного замыкания бассейна Рудных гор. Над несогласием располагаются лишь слабо и германотипно дислоцированные отложения ранней молассы хайнихенских слоев (динант III  $\beta - \gamma$ , по флоре). Среди них иногда присутствуют превратившиеся вследствие деформации в филлиты граувакковые серии, которые по седиментологическим критериям (фауна отсутствует) относятся к динанту. Верхнедевонский возраст складчатости хотя и маловероятен, но полностью не исключен.

В других местах ранняя моласса дает возможность сузить временной интервал главной складчатости: у Доберлуг-Кирххайна (Cd III st; см. Nöldeke, 1969), у Лейпцига (Cd III f), в горах Хардт по западному борту грабена долины Рейна (Cd III f; см. Zamminer, 1957; Pfeiffer, 1971) и в Шварцвальде или Вогезах (Cd F-f; см. Sittig, 1972). Эквивалентом ранней молассы можно считать динант в скважинах у Градец-Кралове (Cd If; см. Holub, 1974). Судя по степени сохранным

Рис. 2. Возраст варисцийских деформаций в средневропейских варисцидах

1 — область выхода фундамента; 2 — область выхода варисцийской молассы; 3 — юго-западный край Восточно-Европейской платформы; 4 — внешний край альпийского тектогена; 5 — граница между областями с близким возрастом деформаций; 6 — полярность варисцийского тектогенеза; 7 — несогласие с различиями в характере деформации ниже- и вышележащих толщ (деформационное несогласие) — главная складчатость; 8 — несогласие без деформационных различий, возникшее в варисцийскую эпоху благодаря предваряющим и завершающим движениям; 9 — точки наблюдения; 10 — несогласия; пример: нижняя пермь (P<sub>1</sub>), подвергшаяся разрывно-тектоническим напряжениям (st), перекрывает верхний динант (Cd III), испытывавший напряжения на уровне филлитовой тектоники (некоторые индексы: Cs — силезий, Cd — динант, +++ гранит); 11 — границы основных тектонических зон; 12 — области с четким проявлением доварисцидских альпийских напряжений. Обозначения классов интенсивности деформаций (см. также табл.): p — не испытывавший тектонических напряжений; st — испытывавший разрывно-тектонические напряжения; f — германотипная складчатая тектоника; Г — обычная складчатая тектоника; s<sub>1</sub> — тектоника сланцеватости; ph — филлитовая тектоника; gn — гнейсовая тектоника. Буквами на схеме обозначены области с одинаковым возрастом складчатости: а — астурийская, s — судетская, b — бретонская, D<sub>3</sub> — позднедевонская

ности окаменелостей (не деформированных по рисунку; Holub, 1974), деформация динамитских пород была лишь германотипной.

В общем для Саксотюрингской и Молданубской зон характерен переменный возраст главной складчатости и отчетливой тенденции развития (полярности) не намечается. Это соответствует и слабой или отсутствующей полярности рассматриваемой области в течение флишевого этапа. Если в пределах Саксотюрингума тектогеническая полярность вообще развита, то скорее всего в его восточной части, между Молданубикумом и Среднегерманской кристаллической зоной. Во внутренних частях главная складчатость началось уже позднедевонской фазой, в то время как близ Среднегерманского кристаллического поднятия она проявилась лишь в судетское время.

В отношении полярности в Реногерцинской зоне обнаруживаются более ясные соотношения (поэтому на рис. 2 стрелки, обозначающие полярность, показаны лишь там). Но определение возраста главной складчатости все же недостаточно точно, поскольку отсутствует ранняя моласса и стратиграфический разрыв между образованиями фундамента и осадочного чехла зачастую весьма велик. Большой частью накопление молассы во внутренних впадинах начинается лишь в позднем силезии или в перми. Иногда молассовые образования полностью отсутствуют, и относимый к платформенному чехлу цехштейн непосредственно налегает на складчатый фундамент. Вследствие этого возраст складчатости можно сузить лишь исходя из возраста самых молодых деформированных слоев. Однако строение Реногерцинской зоны в целом довольно однородно, и возраст обнажающихся в ней отложений омолаживается в направлении к форланду. В связи с образованием ранней молассы на Среднегерманском кристаллическом поднятии в динанте III на внешнем крыле этого поднятия можно предполагать проявление бретонской складчатости. Далее следует зона, характеризующаяся судетской складчатостью. К Реногерциникуму, смятому судетской складчатостью, целесообразно отнести также нампор Флехтингенской глыбы, поскольку здесь доказаны лишь самые низы нампора А, а более высокие горизонты нампора отсутствуют. Зато более широко, чем это было известно ранее, представлены самые верхи динанта (Weyer, 1975).

Если проследить возраст самых молодых складчатых слоев далее к северу, то мы обнаружим во внутренних частях варисийского краевого прогиба вестфал, представленный молассой и смятый в складки. По общему мнению, складчатость имела здесь место в конце вестфала, т.е. была астурийской. П. Хойер и А. Пильгер (Hoyer, Pilger, 1971) отмечают тектонические напряжения в вестфале С. Упоминания о несогласном залегании вестфала D на вестфале С в скважине Хойель Ц в новейших рабстах больше не повторяются.

Складчатость вестфала в краевом прогибе на территории ФРГ часто считают складчатостью мелкого заложения (Hoyer, Pilger, 1971). Хотя по керну скважины Мюнстерланд I в динанте и девоне в отличие от нампора обнаруживается пологое залегание слоев, альпинотипные напряжения в них несомненны, судя по проявлениям сланцеватости. Следовательно, астурийская складчатость не ограничивается лишь складчатостью мелкого заложения, а сопровождается на глубине и процессами расланцевания.

В соответствии с изложенной интерпретацией возраст главной складчатости омолаживается в направлении к форланду. Хотя это и не подтверждается деформационными несогласиями, все же такая тектогеническая полярность (Aubouin, 1965) весьма вероятна, судя по перемещению прогиба с флишевой седиментацией. Об этом же свидетельствует и омоложение возраста слоев, вовлеченных в складчатость.

Те же соотношения обнаруживаются в Мораво-Силезской зоне, которая, по новейшим данным бурения на севере ГДР (Глушко и др., 1974), может сопоставляться с Реногерцинской зоной. То же относится и к молассовому краевому прогибу, однако его складчатая часть на севере ГДР в деталях еще не изучена.

В заключение скажем несколько слов о воздействии главной варисийской складчатости на доварисийские консолидированные области, находящиеся на удалении, например на Восточно-Европейскую платформу и расположенные

перед ней каледониды (см. рис. 1). Завершающие варисцийскую главную складчатость движения распознаются и в северном форланде. Слабое несогласие, указывающее на тектогенические движения, протекавшие синхронно с главной варисцийской складчатостью, отмечается на о. Рюген между полого залегающими и едва нарушенными слоями, относимыми к верхней перми, и полого падающими отложениями углистого известняка динанта, рассеченными многочисленными нарушениями.

По сути дела здесь же надо упомянуть о варисцийских движениях в Свентокшиских горах, хотя необходимо учитывать, что на формирование и в особенности на простираение складок сильное влияние оказал линеамент по юго-западному краю Восточно-Европейской платформы.

#### *Завершающие движения варисцийского тектогенеза*

Период тектонической мобильности не завершился после затухания главной складчатости. Он продолжался вплоть до начала платформенной стадии. Тектоническая активность завершающего этапа, к которому приурочено и возникновение тектогенических структур, отчетливо убывала по интенсивности в ходе развития. В ее начале еще была возможна слабая германотипная складчатость (например, хайнихенские слои и динант Внутрисудетсуой мульды), причем локально слои могут приобретать крутое залегание вплоть до запрокинутого. Значительные импульсы этой складчатости были связаны с весьма активными тектоническими нарушениями, которые сопровождалась интенсивным брекчированием (зеленосланцевый комплекс близ Хайнихана в Рудногорском бассейне и по краю Внутрисудетской мульды).

Позднее с разрывной деятельностью были связаны лишь относительно слабые запрокидывания глыб, не сопровождающиеся складчатостью сжатия. Завершающие движения варисцийского тектогенеза играли важную роль при седиментации и вулканизме в молассовую стадию и отразились в толщах пород в виде несогласий, большей частью нерезких, слабых. Движения, протекающие сравнительно кратковременно, вызывают угловые несогласия, напоминающие несогласия при главной складчатости, но не обуславливают никаких заметных различий в характере деформации (например, угловое несогласие между слоями Флёа и Хайнихен, вестфаль/динант III) в Рудногорском бассейне (Raech, 1975). Другие несогласия возникают вследствие уменьшения активности разрывообразования в эпоху накопления вулканогенной молассы. Эта активность полностью затухает перед началом отложения осадочной молассы, которой более не сопутствуют конседиментационные нарушения (для Флехтингенской глыбы; Vepck, Raech, 1974). Для завершающих "фаз" варисцийских движений предлагались многочисленные наименования. Нами они сознательно не перечисляются, так как завершающие движения варисцийского тектогенеза не ограничивались короткими отрезками времени. Поэтому придавать им значение тектонических фаз целесообразно. Несогласия во время молассовой стадии являются выражением тектонических напряжений, разрешение которых в значительной степени зависит от локальных условий. Для впадины Саар-Наз это доказываются Г. Конрадом и К. Швабом (Konrad, Schwab, 1970), связывающими тектоническую мобильность как длительный процесс с магматическими проявлениями.

При этом деформации во время молассовой стадии в отдельных случаях могли достигать довольно значительных масштабов. В Саарской впадине благодаря надвиганию дело дошло до образования синклинали с пологой осевой поверхностью (Falke, Kneuper, 1973).

Для развития во время молассовой стадии характерна, однако, убывающая тектогеническая активность. В связи с этим следует упомянуть специфическое положение складчатости молассы передового прогиба. Ее еще причисляют к главной складчатости, хотя она уже представляет собой переход к завершающему варисцийскому тектогенезу в форланде.

С точки зрения своего развития вариссийский тектогенез подразделяется следующим образом:

- 1) предваряющие движения, которые во время геосинклинальной стадии проявляются в виде слабых тектогенезов;
- 2) главная складчатость, отвечающая завершению геосинклинального развития (не считая складчатой части молассового краевого прогиба) и отличающаяся особенно сильными альпинотипными деформациями; о главной складчатости свидетельствуют несогласия с различиями в характере деформаций (деформационные несогласия);
- 3) завершающие движения, которые происходят во время молассовой стадии в виде германотипного тектогенеза; их интенсивность в ходе развития убывает, пока не достигается платформенный режим.

Воздействия вариссийского тектогенеза на удаленные районы, в особенности влияние главной складчатости на консолидированные довариссийскими движениями области рассматриваются как его второстепенные проявления.

Главная складчатость в среднеевропейских варисцидах начинается позднедевонской фазой, достигает кульминации в бретонскую и судетскую фазы и заканчивается астурийской фазой. Для Реногерцинской и сопоставляемой с ней Мораво-Силезской зоны весьма вероятно тектогеническая полярность, как и во время флишевого развития. С позднего девона складчатость мигрирует от Среднегерманской кристаллической зоны кнаружи и затухает с астурийской фазой в молассовом краеовом прогибе. В областях южнее Среднегерманской кристаллической зоны никакой ясно выраженной полярности нет.

## ВЫВОДЫ

Из рассмотренных здесь данных можно сделать некоторые общие заключительные выводы.

Довариссийские консолидации, выразившиеся в существовании в вариссийскую эпоху жестких срединных массивов (Муратов, 1974), в среднеевропейских варисцидах не играли решающей роли. Лишь на небольших участках (например, для основания Баррандова палеозоя) деформационные несогласия и изучение состава гальки доказывают наличие южнее Среднегерманского кристаллического поднятия довариссийских частных блоков, которым Г. Браузе (Brause, 1970) приписывал доминирующую роль во время всего вариссийского развития. В большинстве же областей (например, Рудные горы, Лаузиц, Западные Судеты, Гранулитовые горы, кристаллические породы Рулы) довариссийские структуры, если они вообще присутствуют, переработаны столь сильно, что первичный характер несогласий не может быть точно установлен.

Различие мнений относительно ограничения тектогенов (например, о внешнем крае среднеевропейских варисцид) возникает потому, что не уделяется достаточно внимания оценке интенсивности деформаций. То же самое относится и к определению несогласий. Ввиду этого предлагается классификация деформаций по интенсивности, представляющая собой сильно упрощенную схему, которая, несомненно, еще должна быть проверена и изменена в деталях. Однако при рассмотрении несогласий она подтвердилась приведенными выше результатами исследований.

По этой схеме выделяются две группы несогласий: 1) деформационные несогласия, связанные с главными складчатостями и позволяющие сделать вывод об альпинотипных напряжениях; 2) несогласия без различия характера деформаций выше и ниже их поверхностей, связанные с германотипными дислокациями предваряющих, завершающих или телетектогенических движений.

Понятие о тектонических фазах, общепризнанное по крайней мере в Западной и Средней Европе, в том виде, как его представлял Г. Штилле, основывается преимущественно на слабых несогласиях или угловых несогласиях без деформацион-

ных различий, связанных с завершающими движениями. Выясняется, если рассматривать схему Г. Штилле, что как предваряющие (главную варисцидскую складчатость), так и завершающие движения, по-видимому, проявляются не в виде отдельных фаз. Тогда становится понятным большее число предложенных наименований фаз (заальская, рудногорская, франкская, франконская, рейсская, нассауская, зельская, эстерельская, пфальцкая и т.д.), обычно имеющих лишь локальное значение. Поэтому нецелесообразно использовать названия фаз, выделенных по слабым несогласиям. Больше отвечало бы цели указание геологического времени. Напротив, понятным и вероятным представляется фазовый характер варисцидской главной складчатости, которая, как складчатая волна, достигала кульминаций в отдельные отрезки времени. Названия этих периодов кульминаций можно увязывать с укоренившимися названиями фаз (бретонская, судетская, астурийская). При этом автор сознает, что тектонитипы соответствующих тектогенических фаз могут не являться наиболее характерными примерами, особенно имея в виду судетскую фазу.

Однако перечисленные названия тектогенических фаз применимы лишь для ограниченных областей и явно не имеют всемирного распространения. Для Урала, например (см. работу Г. Пейха в этом же сборнике), главная варисцидская складчатость намного моложе, чем в Средней Европе, и завершается лишь в триасе (Яншин, 1936).

Для отдельных районов средневропейских варисцид начиная от Среднегерманского поднятия варисцидская главная складчатость скорее всего развивается в соответствии с полярностью в понимании Ж. Обуэна (Aubouin, 1965). Г. Вундерлих (Wunderlich, 1965) говорил о миграции фронта складчатости. Однако такая полярность характерна не только для главной складчатости, но и для миграции зоны с флишевой седиментацией. Оба процесса явно тесно связаны. Прогиб, отличающийся флишевой седиментацией и высокими значениями опускания, располагается перед тектонически высокоактивной областью поднятия. Опускание флишевого прогиба и поднятие области размыва могут пониматься как явления взаимной компенсации. Вследствие проявления полярности ось флишевого прогиба мигрирует (с близкой скоростью) перед складчатой волной в направлении к форланду.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Шмидт К., Гольдбехер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. — Сов. геология, 1974, № 5.
- Дикенштейн Г.Х., Соловьев Б.А., Хаин В.Е. К проблеме районирования Средней Европы по возрасту складчатого основания. — Геотектоника, 1975, № 3.
- Муратов М.В. Строение и развитие внутренних массивов в геосинклинальных складчатых областях. — Геотектоника, 1974, № 4.
- Яншин А.Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте уральских надвигов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1936, № 4.
- Aubouin J. Geosynclines. Amsterdam, Elsevier, 1965.
- Bankwitz P. Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten) und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzbürger Satels. — Geologie, 1970, 19, N 9. Berlin.
- Behr H.-J. Die Phyllite von Hermsdorf/Rehefeld und das Alter der Vergneisung im Erzgebirge. — Monatscher. Dtsch. Akad. Wiss., 1964, 6, N 7.
- Benek R., Paech H.-J. Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). — Z. geol. Wiss., 1974, 2, N 10.
- Bernardová E., Chad J. Präasynthetische Kristalline Schiefer als klastisches Material in jungproterozoischen Grauwacken im NW-Teil des Barandiums. — Geologie, 1968, 17.
- Brause H. Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. T. 1: Das variszische Entwicklungsschema im Lausitzer Altpaläozoikum. — Ber. geol. Ges. DDR, 1965, 10, N 3.
- Brause H. Das verdeckte Altpaläozoikum der Lausitz und seine regionale Stellung. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Berlin, Kl. Bergbau, 1968 (1969), 1.
- Brause H. Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. — Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss., A, 1970, 15, N 3.
- Bredin H. Tiefentektonik und Deckenbau im Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Mitt., 1973, 12; N 2.
- Bubnoff S., v. Grundprobleme der Geologie. Berlin, Akad. Verl., 1959.
- Chaloupský J. Konglomeratý v krkonošském krystallinikum. — Sborn. Ústr. Ust. Géol., 1963, R 28.

- Chorowska M., Sawicki L.* O wytopowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w górach Kaczawskich. — *Kwart. geol.*, 1975, 19, N 2.
- Czerminski J., Znoski J.* Zum Problem der Kaledoniden in Südostpolen. — *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss.*, A, 1967, 12, N 1/2.
- Dudek A., Suk M.* Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — *Der. geol. Ges. DDR*, 1965, 10, N 2.
- Falk E.* Die konglomeratischen Bildungen in den jungproterozoischen Katzhütter Schichten. T. I: Verbreitung, qualitative und quantitative Charakterisierung, Beschreibung der Sedimentgerölle. — *Z. geol. Wiss.*, 1974, 2, N 7.
- Falke H., Kneuper G.* Das Karbon in limnischer Entwicklung. — C.R. VII<sup>ème</sup> Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carbonifère, Krefeld (1973), 1.
- Franke D.* Der erste Auschluss im tieferen Paläozoikum Norddeutschlands und seine Bedeutung für die tertionische Gliederung Mitteleuropas. — *Jahrb. Geol.*, 1965, 1.
- Franke D.* Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa. — *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A*, 1967, 12.
- Franke D.* Zum Problem der kaltdonischen Gebirgsbildung. — In: Grundriß der Geologie der DDR, Bd 1: Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. Berlin, Akad.-Verl., 1968.
- Frech F.* Lethaea palaeozoica. II. Bd 1897–1902.
- Frischbutter A.* Zur Geologie des Präkambriums der Elbtalzone. — Unveröff. Diss. Greifwald, 1975.
- Grauert B., Hanny R., Soptrajanova G.* Age and origin of detrital zircons from the Pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, 40, N 2.
- Haake R., Herrmann G., Pälchen W., Pilot J.* Zur Altersstellung der Granodiorite des westlichen Lausitz und angrenzender Gebiete. — *Freiberger Forschungsh. C*, 1974, 292.
- Hempel G.* Variszische Tektogenese. — In: Geologie von Thüringen. Gotha, HAACK, 1974.
- Hirschmann G.* Die orogene Entwicklung im Variszikum der Lausitz. T. 2: Zeitliche und räumliche Tiefbauprobleme. — *Ber. geol. Ges. DDR*, 1965, 10, N 3.
- Hirschmann G.* Assynthische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. — *Freiberger, Forschungsh. C*, 1966, 212.
- Hirschmann G.* Zur Tektonik und Metamorphose der Lausitzer Grauwackeneinheit und ihre geotektonische Stellung. — *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A*, 1970, 15, N 3.
- Holub V.* A new occurrence of lower carboniferous in the Bohemina Massif. — C.R. VII<sup>ème</sup> Congr. Intern. Stratigr. Géol. Carbonifère, Krefeld, 1974, 3.
- Holubec J.* Superposition der Deformationssakte, Stadien und tektonische Zyklen. — *Krystalinikum*, 1962, 1.
- Hoyer P., Pilger A.* Oberkarbon. Der paralische Raum. Das Thein-Ruhr-Revier. C. Tektonik. — *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 1971, 19.
- Jaeger H.* Monographtus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten. T. I. Hauptfaltung, T. II. — *Geologie*, 1964, 13.
- Jaeger H.* Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten. — *Ber. Dtsch. Ges. geol. Wiss. A*, 1967, 12, N 1/2.
- Jochmus-Stöcke K.* Die Kulm-Konglomerate am Oktrande des Rheinischen Schiefergebirges. — *Jahrb. preuß. geol. Landesamt*, 1929, 49, N 2.
- Jubitz K.B.* Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara-Planina) — ein methodischer Beitrag zum "historischen Stockwerkbau" des postvariszischen Deckgebirges. — *Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III*, 1960, 1.
- Konrad H.-J., Schwab K.* Ursache und zeitliche Einstufung lokaler Diskordanzen im Bereich des Pfälzer Sattels. — *Abhandl. hess. Landesamt Bodenforschung.*, 1970, 56.
- Kossmat F.* Gliederung des variszischen Gebirgsbaus. — *Abhandl. Sächsisch: geol. Landesamt.*, 1927, 1.
- Krebs W.* Zur Frage der bretonischen Faltung im östlichen Rhenoherynikum. — *Geotekton. Forsch.*, 1968, 28.
- Lorenz W.* Zur Petrographie und systematischen Stellung pelitischer Gesteine aus der Lausitzer Grauwackenformation. — *Geologie*, 1962, 11, N 2.
- Lorenz W.* Alterskriterien für das Prakambrium am Nordrand der Bohmischen Masse. T. 1. Zur Abgrenzung und absoluten Altersdatierung. — *Geologie*, 1972, 21, N 4/5.
- Meyer D.E.* Geologischer Überblick über den südöstlichen Hunsrück und Beschreibung einer Exkursionsronte. — *Decheniana*, 1975, 128.
- Möbus G.* Tektogenese und Magmatismus im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. — *Geologie*, 1968, 17, N 6/7.
- Neumann W.* Über den Tiefenbau der epivariszischen Pflattform im Südtteil der DDR. — *PICG, Précambrien zones mobiles Europe, Conf. Liblice*, 1972. Praha, 1974a.
- Neumann W.* Über fossile und metamorphe Verwitterungsbildungen auf dem sächsischen Granulitmassiv und an seinem Rande. — *Z. geol. Wiss.*, 1974b, 2, N 6.
- Nöldeke W.* Das Oberise von Doberlug-Krichhain. — *Z. angew. Geologie*, 1969, 15.
- Oberc I.* Sudety i obszary przyeęgle — Tom IV des Budowa geologiczna Poski, Tektonika część 2, Warszawa, 1972.
- Paech H.-J.* Frühmolassen des variszischen Tektogenes, Anteil DDR: Hainichener Becken. — *Exkursionsführer. 2. Jahrestagung der Ges. Geol. Wiss. DDR*, T. B. Berlin, 1975.
- Pfeiffer H.* Die variszische Hauptbewegung (sogenannte sudetische Phase) im Umkreis der äußeren Kristallzone des variszischen Bogens. — *Geologie*, 1971, 20, N 9.
- Rutten M.G.* The geology of western Europe. Amsterdam, Elsevier, 1969.

- Schmidt H., Plessmann W.* Sauerland. — In: Samml. geol. Führer, 1961, 39.
- Schmidt Kl.* Die Geröllführung algonkisch-kambrischer Grauwacken des Westlausitzer Zuges. — Freiburger Forschungsh. C, 1960, 91.
- Schroeder F.* Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthungen). — *Geologie*, 1958, 7, N 3-6.
- Schroeder R.* Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thüring-Vogtländischen Schiefergebirges. — *Geologie*, 1966, 15, N 8.
- Schroeder R.* Structural plan of the Prevariscan members and their meaning for the delimitation of the Precambrian in the siutheun part of the GDR. — PICG, Precambrian Zones mobiles Europe, Conf. Liblice, 1972. Praha, 1974.
- Sittig E.* Die variszische Diskordanz im Schwarzwald. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 1972, 123.
- Smulikowski W.* Eastern Part of Izerá Gneiss Boundary against the Kaczawa Mts. Schist-Series (West-Sudetes). — *Bull. Acad. polonon. sci.*, Cl. III, 1966, N 4.
- Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Borntraeger, 1924.
- Stille H.* Stammbau der Gebirge und Vorländer. — *Congr. geol. intern.* 14 ses., Resum. comun anunc. Madrid, 1926.
- Stille H.* Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — *Geol. Jahrb.* 1951, Beih. 2.
- Svoboda J.* Regional geology of Czechoslovakia, Pt I, 1966.
- Teisseyre A.K.* Sedimentologia i paleogeografia Kulmu Starszego w zachodniej części — niecki srodsudeckiej. — *Geologica sudetica*, 1975, IX, N 2.
- Teisseyre H.* On the problem of unconformity between the lower and upper carboniferous in the Middle Sudetes. — *Bull. Acad. polon sci.*, 1961, 9.
- Teisseyre H.* Stratigraphy and Tectonics of the Swiebodzice Depression. — *Biul. Inst. geol.*, 1968, 222.
- Tröger K.-A.* Kaledonische und frühvariszische Phasen im Vogtland und den angrenzenden Gebieten. — *Freiberger Forschungsh. C*, 1959, 73.
- Urbanek Z.* On the occurrence of Upper Devonian Rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). — *Bull. Acad. polon. Sci., Sér. Sci. Terre*, 1974, XXII, N 3/4.
- Walther L.* Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise. — *Freiberger Forschungsh. C*, 1972, 269.
- Weise G.* Gneisgerölle in tiefoberdevonischen Konglomeraten des Vogtlands und ihre paläogeographische Bedeutung. — *Geologie*, 1972, 21, N 1.
- Weyer D.* Biostatigraphie des Magdeburg-Flechtinger Kulms. — *Z. geol. Wiss.*, 1975, 3, N 5.
- Wunderlich H.G.* Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. — *Geol. Rundschau*, 1965, 54, Stuttgart.
- Zaminer C.* Geologisch-petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. — *Mitt. Pölichia*, III. R., 1957, 4.

## СРАВНЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВАРИСЦИД ЮЖНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИША

### ВВЕДЕНИЕ

Как уралиты, так и рениды Средней Европы (Stille, 1926) непосредственно граничат с Восточно-Европейской платформой или (на севере Средней Европы) отделены от нее лишь узкой полосой каледонид. Таким образом, тектоническая позиция обоих тектогенов сходна. И если сравнивать их тектоническое развитие, то наиболее подходят для этой цели варисцидская флишевая формация и ее возрастные эквиваленты, поскольку они лучше всего отражают тектонический режим. Для средне-европейской области сводный палеотектонический обзор был составлен автором и доложен на VIII Международном конгрессе по стратиграфии и геологии карбона, состоявшемся в 1975 г. в Москве. Для Урала (сравнение ограничивается Южным Уралом, в частности, Зилаирским синклиномом и Предуральским краевым прогибом) общей сводки нет. И.В. Хворова (1961) дала превосходный обзор для отрезка времени от среднего карбона до ранней перми, к которому мы часто будем обращаться. Однако только по публикациям вряд ли удалось бы составить это сравнительное описание. Во многом автору помогли геологическая экскурсия по Южному Уралу под руководством М.А. Камалетдинова и обсуждения спорных вопросов с А.Л. Яншиным и И.В. Хворовой, которым он выражает благодарность. Автор благодарит также К.Б. Юбитца и Э. Шрёдера за обсуждение статьи и критические замечания.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ОДНОВОЗРАСТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Геосинклинальная стадия чаще всего завершается этапом, который характеризуется флишевыми образованиями (флишевый этап). Флишу присущи мощные морские турбидитовые отложения и олистостромы. При этом отмечается тесная связь с мощными терригенными отложениями (например, зилаирская серия), которые не могут рассматриваться как типичный флиш, однако отвечают сопоставимому этапу геосинклинального развития. Эти отложения также принимаются во внимание, поскольку они, как и типичные флишевые образования, могут рассматриваться как продукты сноса с тектонически активных поднятых областей. С другой стороны, настоящие флишевые отложения в краевых прогибах вверх по разрезу и латерально переходят в молассу, причем краевая часть флиша уже может быть на нее похожа. Переход между флишем и молассой постепенный, несогласия нет и в соответствии с этим трудно ожидать между ними резкой границы. Представляется целесообразным принять, что моласса начинается появлением первых континентальных отложений (Raech, 1973a). При накоплении молассы во внутренних впадинах, происходящем одновременно с флишевой седиментацией, говорят о ранней молассе (Bubnoff, 1949).

В качестве возрастных эквивалентов флишевых отложений в морских областях следует различать пелагические формации (т.е. серии пород, которые в основном

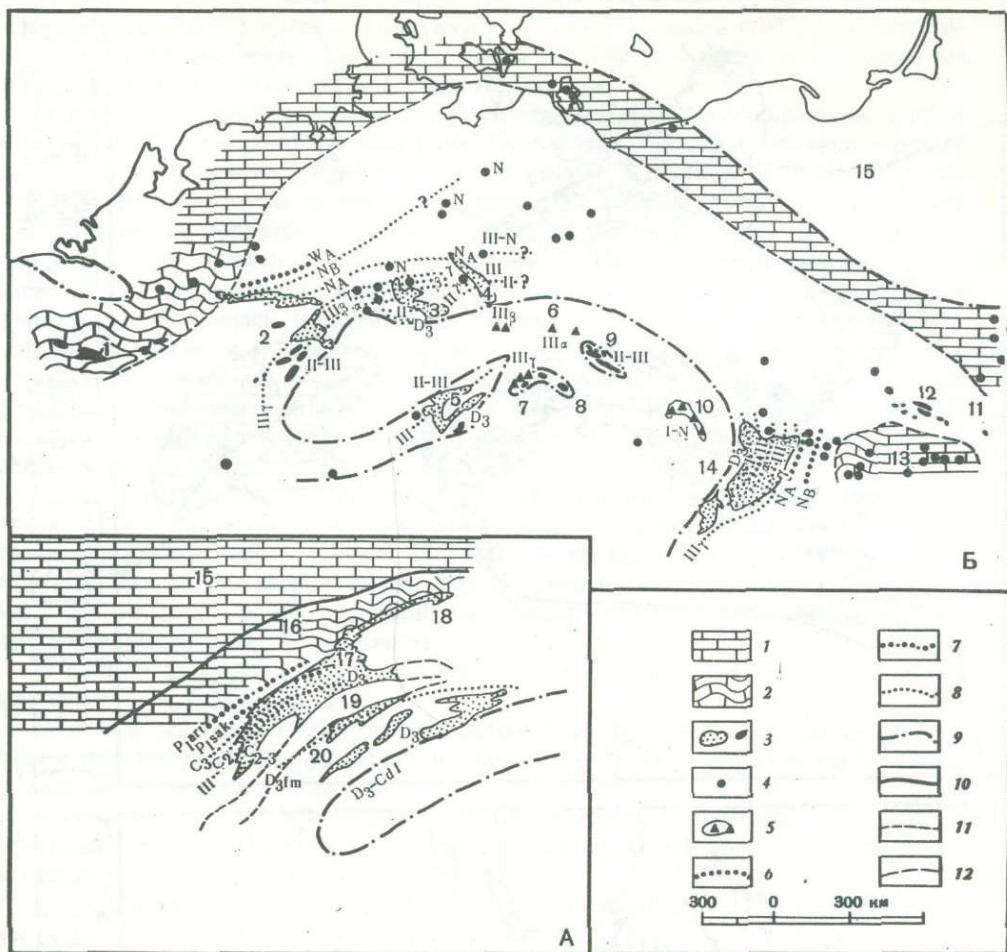


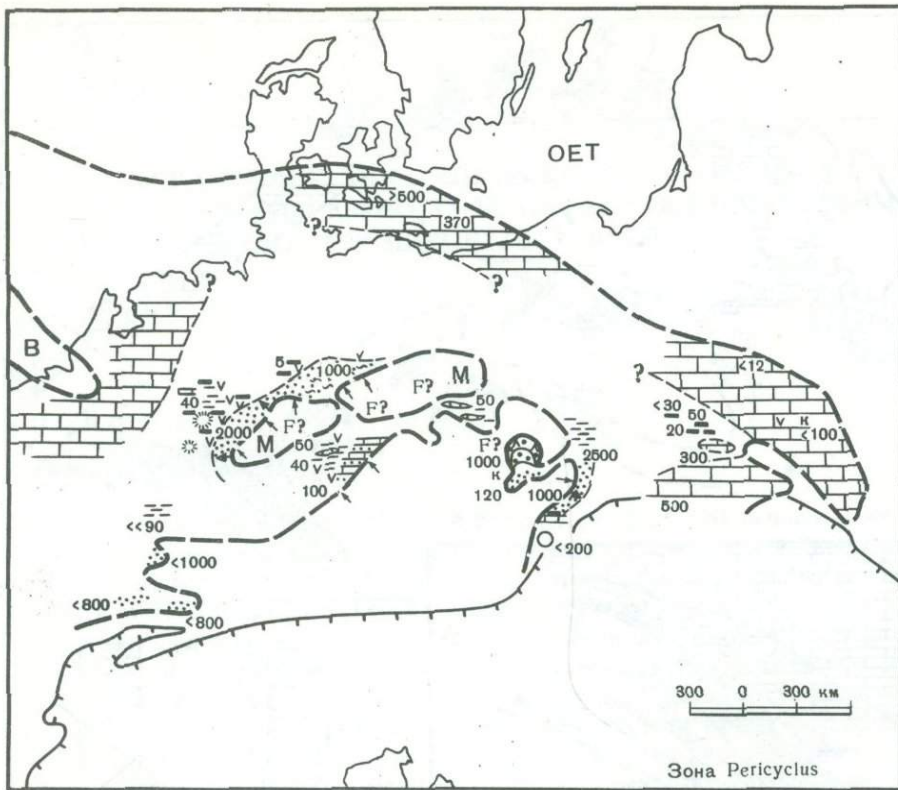
Рис. 1. Схематические палеотектонические карты для флишевого этапа на Южном Урале (А) и в Средней Европе (Б)

1 — карбонатные породы, не смятые в складки; 2 — карбонатные породы, смятые в складки; 3 — площади развития отложений флишевого этапа (без ранней молассы); 4 — отложения флишевого этапа, вскрытые скважинами (без ранней молассы); 5 — ранняя моласса; 6 — ось молассового прогиба; 7 — ось прогиба, выполненного флишевыми и молассовыми образованиями; 8 — ось флишевого прогиба; 9 — внешняя граница области поднятия; 10 — восточная граница Восточно-Европейской платформы; 11 — фациальные границы; 12 — геологические границы.

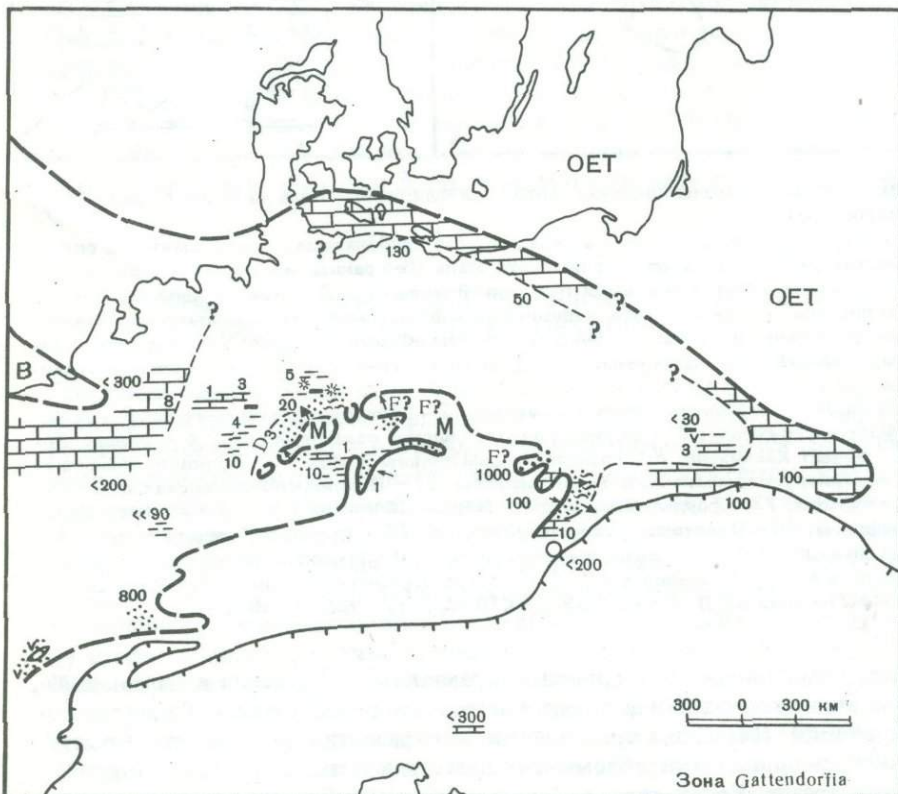
Цифры на картах: 1 — мульды динанта и намюра; 2 — Рейнские сланцевые горы; 3 — Гарц; 4 — глыба Флехтинген-Рослау; 5 — Тюрингско-Фогтландские сланцевые горы; 6 — динант Доберлуга; 7 — динант Хайнихена; 8 — сланцевые горы долины Эльбы; 9 — Гёрлицкие сланцевые горы; 10 — Внутрисудетская мульда и Бардзские горы; 11 — Подляско-Люблинская зона; 12 — Свентокшиские горы; 13 — форланд Карпат; 14 — Мораво-Силезская зона; 15 — Восточно-Европейская платформа; 16 — Предуральский краевой прогиб; 17 — Зилаирский синклиниорий; 18 — Башкирский антиклинорий; 19 — антиклинорий Уралтау; 20 — Магнитогорский синклиниорий.

W<sub>A</sub> — вестфал А; N<sub>A,В</sub> — намюр А и В; I-III — стратиграфические подразделения визе и турне: I — зона Gattendorfia; II — зона Pericyclus; III (α, β, γ) — зона Goniatites

представлены хомогенными известняками, кремнистыми породами и маломощными пелитами при незначительной примеси обломочного материала) и известняковые свиты шельфа. Последние при определенном развитии рельефа могут выступать как области-поставщики обломочных известняковых включений в пределах пелагического ареала. Кроме того, на Урале и в Средней Европе синхронно с флишевой седиментацией внедряются инициальные вулканиты, появляясь местами либо в подошве флишевых серий (покровные диабазы турне в Средней Европе),



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13



- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- OET 24
- M 25
- B 26

либо (на Южном Урале) на границе между областью размыва и областью аккумуляции (зилаирская серия; Смирнов, Смирнова, 1961), а также в обособленных эвгеосинклинальных областях Восточного Урала (рис. 1).

Флишевые осадки образуются преимущественно во внешних прогибах и лишь изредка во впадинах внутри тектогена. Небольшие флишевые прогибы Средней Европы юго-восточнее Среднегерманского поднятия (рис. 2 и 3) напоминают уже внутренние впадины молассовой стадии. Для внешних прогибов типична четкая асимметрия формационного ряда и асимметрия мощностей и фаций, так что они могут сравниваться с краевыми прогибами. Перед областью размыва располагается впадина, которая, судя по мощным обломочным свитам, большей частью флишевым, отличалась интенсивными опусканиями. Сортировка кластических осадков усиливается к внешней стороне. Во внутренней части располагаются проксимальные отложения с преобладанием псефитов и переходами к молассовой формации. Постепенно флиш становится все более мелкообломочным, вплоть до того, что можно говорить о его дистальном выражении на внешнем крае впадины. Особое положение в этой зоне занимают олистостромы.

Далее, в направлении к форланду следует, чаще всего отделяясь резкой границей, зона с пелагическими формациями, обломочные включения в которой (если они вообще присутствуют) большей частью происходят из платформенной области. Еще дальше располагается область древней или эпикаледонской платформы, край которой или она сама целиком скрыты под известняками. В целом намечается следующая последовательность:

- 1) область размыва, которая в это время частично сминается в складки и воздымается;
- 2) флишевый прогиб (как область сильного опускания), с турбидитовым флишем и олистостромами мощностью обычно свыше 1 км; в направлении тектогена флиш иногда сменяется молассой;
- 3) пелагическая область накопления карбонатных, кремнистых и пелитовых отложений малой мощности (до 100 м), иногда содержащих обломочный материал, поступивший с платформы;
- 4) платформа: область накопления карбонатных отложений (10–2000 м), местами (в зонах поднятий) седиментация отсутствует.

## ОБЗОР СРАВНИВАЕМЫХ ОБЛАСТЕЙ

### Южный Урал

На Южном Урале типичный флиш развит в основном в Зилаирском синклинории и в Предуральском краевом прогибе. Эта область ограничена с востока антиклинорием Уралтау с докембрийскими породами, иногда сильно метаморфизованными (см. рис. 1). В пределах Зилаирского синклинория в направлении с востока на запад выходят все более молодые толщи пород. В восточной части обнажается зилаирская серия терригенных пород мощностью свыше 5 км (фамен–турне), которая хотя и не может рассматриваться как типичный флиш, но весьма близка ему. Г.А. Смирнов и Т.А. Смирнова (1961) относят эти отложения к флишоидной серии, Б.М. Келлер

Рис. 2. Схематические палеотектонические карты Средней Европы для времени Gattendorfia и Pericyclus.

1 – фация углистого известняка; 2–5 – пелагические фации: 2 – плотные глины, 3 – кремнистые породы, 4 – известняки, 5 – мергели; 6 – турбидитовый флиш; 7 – то же, с прослоями известняка; 8 – олистостромы; 9 – инициальные вулканы; 10 – моласса; 11 – то же, параллическая; 12 – субсеквентные вулканы; 13 – первичная граница распространения отложений соответствующих зон; 14 – фациальные границы; 15 – рифы, растущие во время соответствующей зоны; 16 – рифы ископаемые; 17 – полярность; 18 – направления сноса; 19 – области со слоями, смятыми ко времени соответствующей зоны в складки; 20 – прослой угля; 21 – плутоны; 22 – мощность отложений соответствующей зоны (в м); 23 – внешняя граница альпид; 24 – Восточно-Европейская платформа; 25 – Среднегерманское поднятие; 26 – Брабантский массив

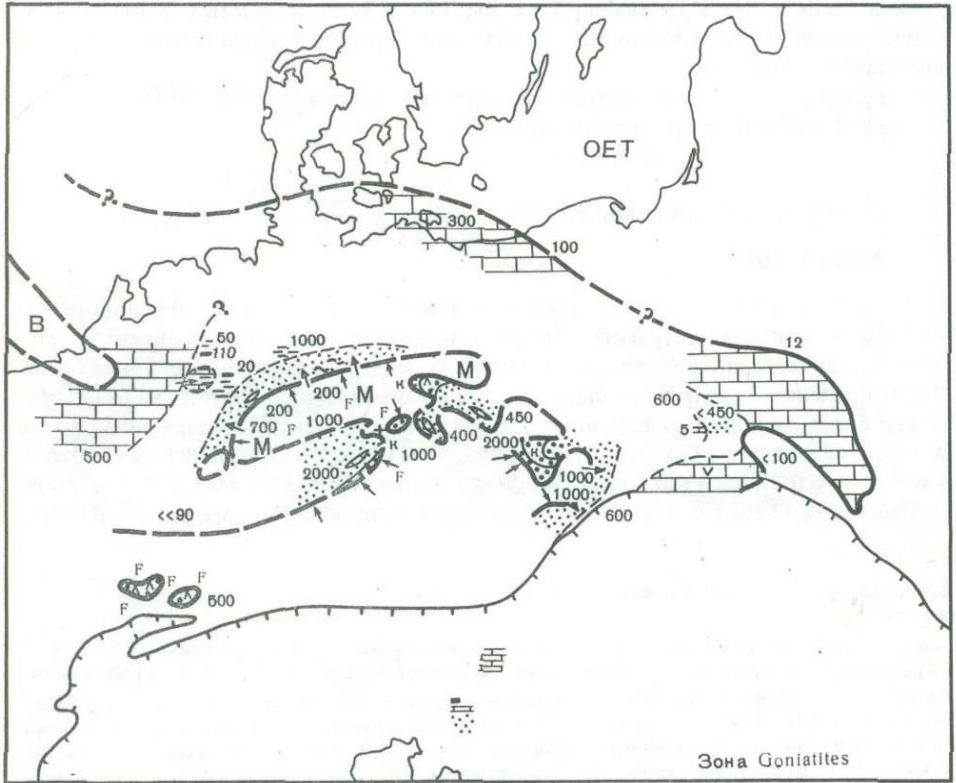
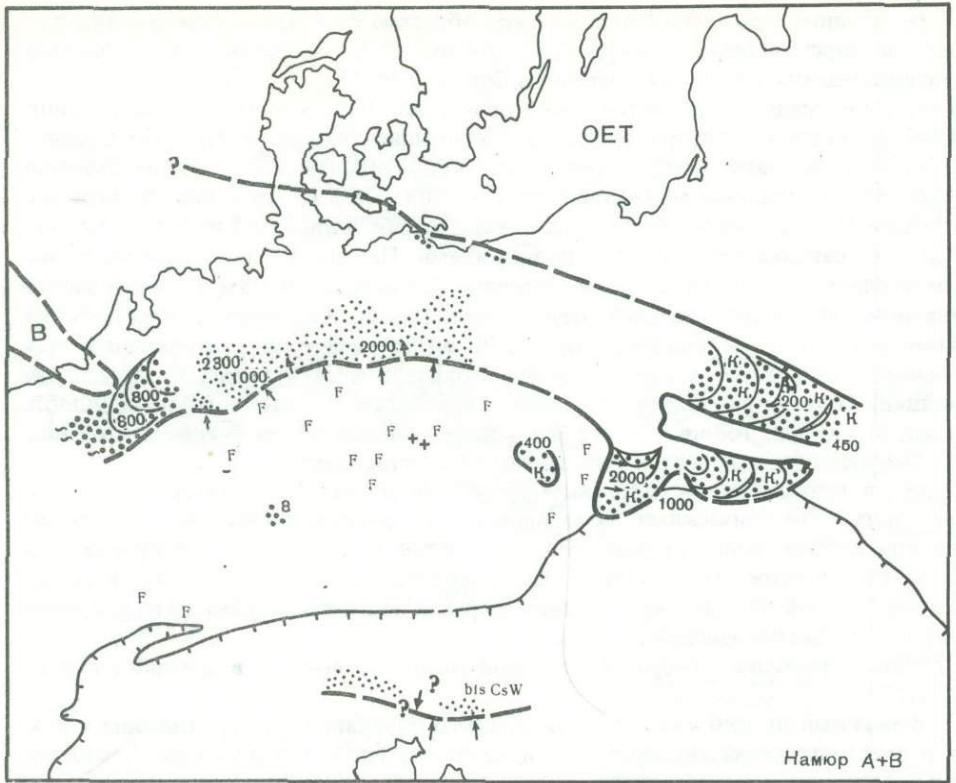


Рис. 3. Схематические палеотектонические карты Европы для визе (время Goniatices) и намюра. Условные обозначения см. на рис. 2

(1949) — к аспидной формации. Флишеидный характер зиларской серии особенно хорошо виден в западной части, где последовательность пород весьма напоминает таковую в Тюрингских сланцевых горах. Восточнее антиклинария Уралтау зилаирская серия представлена обломочными породами со значительным участием конгломератов (иногда разрез на 75% сложен псефитами) (Смирнов, Смирнова, 1961), весьма похожими на проксимальные образования. Широко развита косая слоистость в метровом диапазоне. Таким образом, возникает аналогия с проксимальным намюрским флишем у Магдебурга (Raech, 1973b). В общем же речь идет о весьма широком бассейне между областью поднятия на востоке (см. рис. 1) (к которой восточнее примыкает район с преимущественно вулканогенными образованиями) и платформой на западе (см. серию разрезов на рис. 4). Продукты размыва состоят из кремнистых пород, основных и кислых вулканитов, а также различных обломочных пород.

Г.А. Смирнов и Т.А. Смирнова (1967) доказали наличие в турне континентальных отложений, с несогласием перекрывающих нижележащие толщи. Возможно, речь идет о молассоидных отложениях, тем более что одновозрастные вулканиты не связаны с более древними, среднедевонскими, эвгеосинклинальными вулканитами. Они могут отвечать новому этапу развития. Не исключено, что это субсеквентные вулканиты.

В визе палеогеографическая ситуация характеризовалась тем, что на Южном Урале в области современного Уралтау возникло поднятие (Смирнов, 1957). Прогиб по его западному борту был заполнен флишевыми отложениями мощностью до 1000 м, тогда как восточнее поднятия, в пределах уже смятого в складки Восточного Урала в узких межгорных бассейнах, вытянутых в направлении общего простирания, накапливались угленосные формации, а иногда и вулканиты весьма изменчивого состава. Сопоставление со средневропейской ранней молассой осложняется тем, что в позднем визе на Восточном Урале преобладали карбонатные породы.

В намюре сохранялись соотношения, сходные с визейскими (см. рис. 4). Отлагались преимущественно известняки (100–500 м) и лишь в подчиненных количествах — флишеидные обломочные породы. Вулканизм не проявлялся. Отчетливо стало выступать поднятие в области Уралтау.

В среднем карбоне, после периода тектонического покоя в намюре, начался второй частный этап флишеобразования. В монографии И.В. Хворовой (1961) содержатся сведения о строении, составе и тенденциях развития флишевого прогиба западнее современного Уралтау. Ось среднекаменноугольного флишевого прогиба по сравнению с положением донамюрских флишевых прогибов была отчетливо смещена на запад (см. рис. 4). В этом четко выразилась полярность в понимании Ж. Обуэна (Aubouin, 1965).

Флиш представлен турбидитовыми сериями мощностью свыше 1 км, в которых в виде исключений могут присутствовать олистостромы мощностью до 200 м. Продукты сноса в основном состоят из известняков, и разницы по составу между турбидитовым флишем и олистостромами не существует. В региональном плане олистостромы располагаются между проксимальными отложениями и типичным турбидитовым флишем.

Г.А. Смирнов (1957) приводит данные относительно условий осадконакопления восточнее, в Магнитогорском синклинории. Здесь наблюдаются песчаники, известковые песчаники и сложенные известняковой галькой конгломераты мощностью до 750 м, в отдельных горизонтах которых встречаются хорошо сохранившиеся остатки растений, что не типично для флиша. В других прослоях встречается фауна головоногих. Г.А. Смирнов (1953) довольно осторожно говорит о принадлежности этой толщи к литоральным образованиям.

Палеогеографическая ситуация в ранней перми (ассельский — артинский века) напоминает таковую в среднем — позднем карбоне. Перед обширной областью размыва была расположена краевая впадина (Предуральский краевой прогиб), характеризующаяся асимметричным распределением фаций, а отчасти и мощностей. Мощные (около 1500 м) обломочные свиты в латеральном направлении замещались известняками (100 м), которые в свою очередь цепью рифов были отделе-

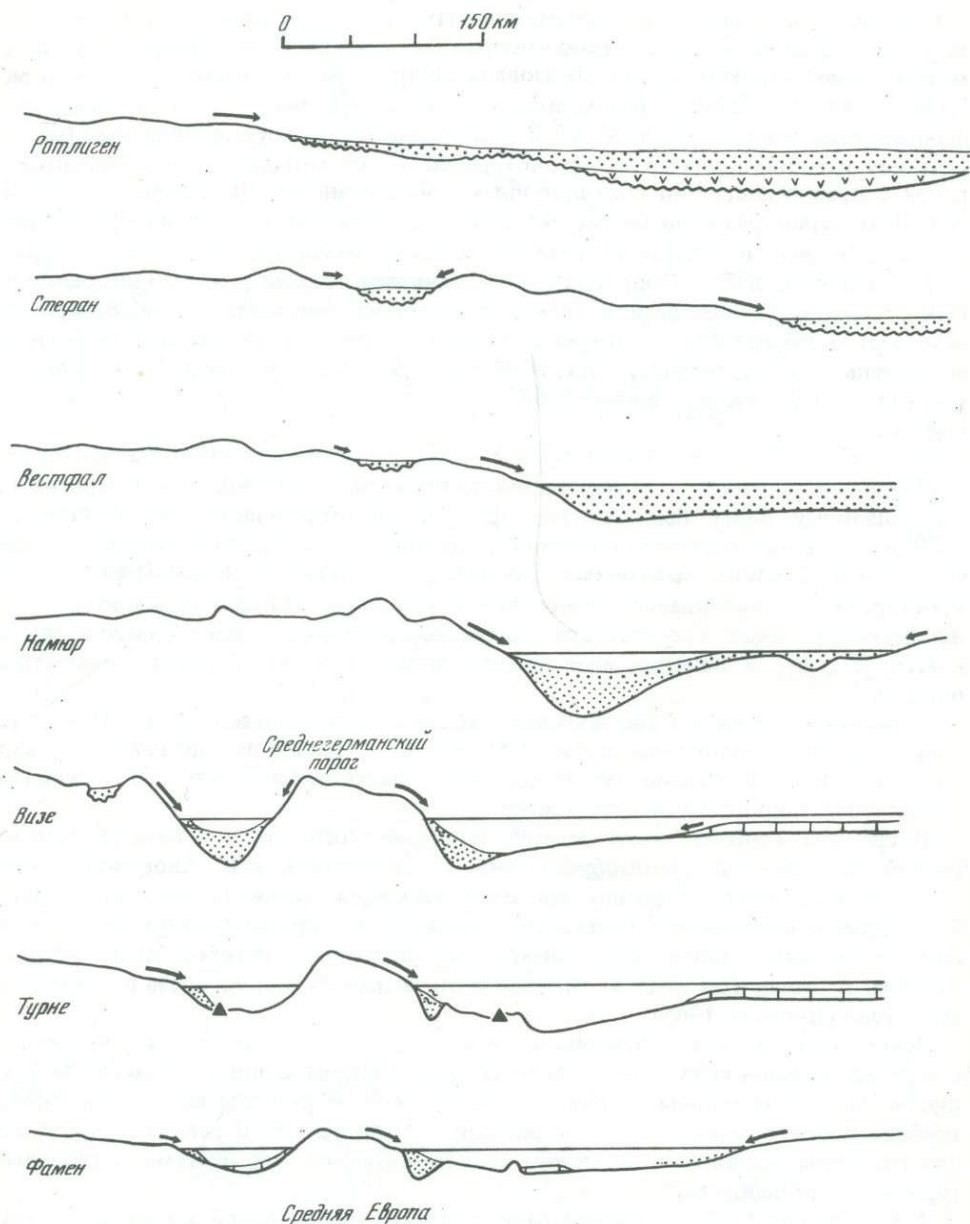
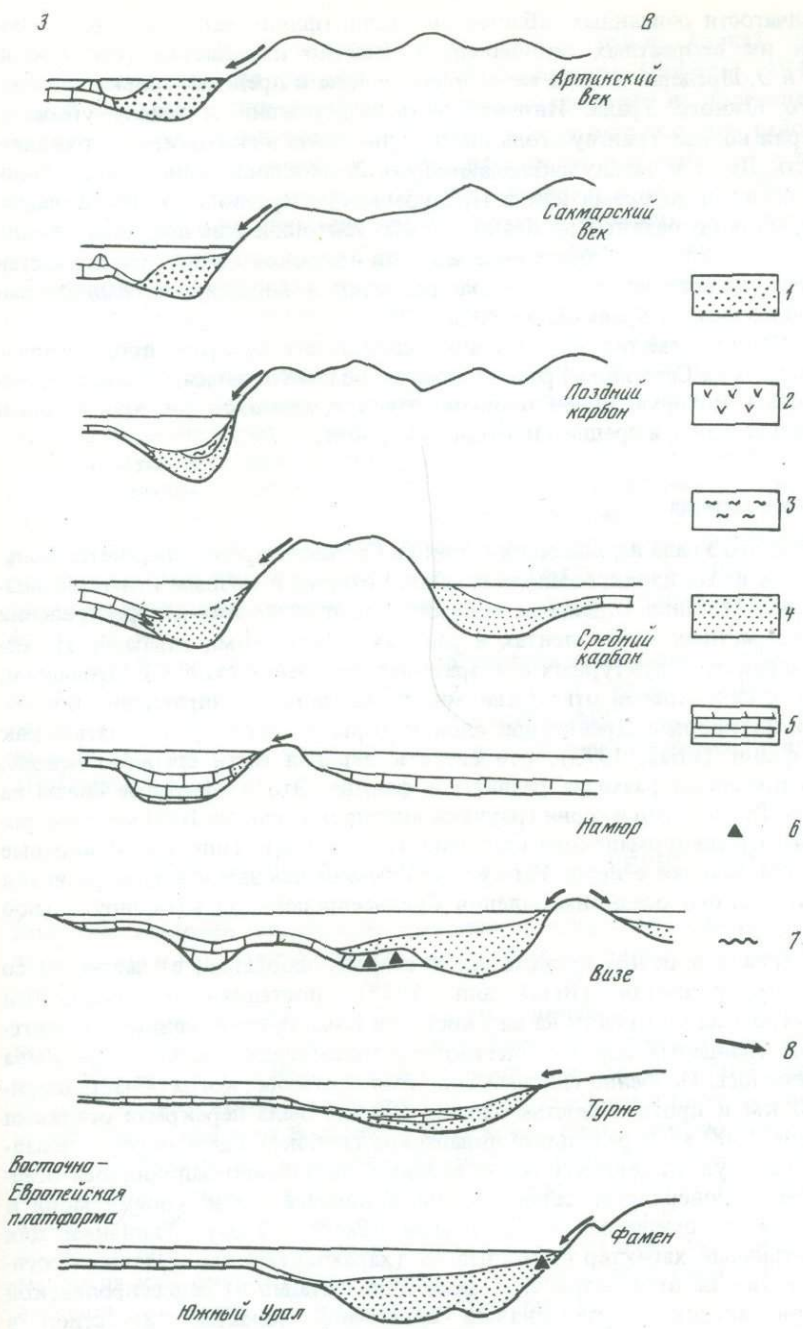


Рис. 4. Палеотектонические разрезы эпохи развития флиша в Средней Европе и на Южном Урале  
 1 — моласса осадочная; 2 — моласса вулканогенная; 3 — олистостромы; 4 — флиш, большей частью турбидитовый; 5 — карбонатные породы; 6 — инициальные вулканиты; 7 — несогласия; 8 — направления сноса (длина стрелок соответствует интенсивности сноса)

ны от Восточно-Европейской платформы (см. рис. 4). Пермские отложения Предуральяского краевого прогиба (ассельские — артинские) рассматриваются И.В. Хворовой (1961) в качестве нижней молассы. Вместе с тем в них отмечаются и флишевые отложения (Хворова, 1961, стр. 303), которые автор склонен относить к флишевой формации, считая молассой лишь прибрежные образования, в особенности континентальные конгломераты. При таком понимании область молассообразования в краевом прогибе Южного Урала смещается в ходе развития



к внешнему его краю (параллельно перемещению флишевого прогиба), в направлении платформы. В конце концов флишевая седиментация сменяется молассовой. В то время как флишевые отложения были связаны с глубоководными зонами, молассы накапливались в мелких впадинах. В конце артинского века Предуральский краевой прогиб (за исключением одной узкой зоны) выполаживается. Флишевые осадки больше не отлагаются. Среди обломочных толщ доминирующее положение приобретают молассы. Однако в артинский век развитие Предуральского краевого прогиба еще не завершилось. После кунгурского века, характеризовавшегося накоплением мощных соленосных толщ, в уфимском веке вновь отлагались мощные (около 1500 м) красноцветные терригенные осадки.

В отличие от Средней Европы на Урале ограниченно распространены межгорные молассы.

Стиль складчатости описанных обломочных толщ (флиш, моласса и флишоидные серии) и их возрастных эквивалентов заметно изменяется (см. статью Г.С. Сенченко и Э. Шрёдера в этом же сборнике) даже в пределах только миогеосинклинального Южного Урала. Интенсивность деформации к западу убывает. Зилаирская серия вблизи Уралтау столь интенсивно смята в складки, что появляется сланцеватость. Далее к западу наблюдаются уже не рассланцованные, но альпийно-типно смятые серии, в то время как в Предуральском краевом прогибе складчатость затухает. Широко развиты на Южном Урале тектонические покровы. И если относительно масштабов и амплитуд перемещения покровов из внутренних частей тектогена Урала существуют значительные различия в мнениях, то надвиговый характер западного склона Урала общепризнан.

Как уже в 1936 г. отметил А.Л. Яншин, складчатость на Урале продолжалась до раннего триаса, а на Северном Урале — даже до позднего триаса. Главная складчатость, датировать которую более точно не имеется возможности, произошла в палеозое, вероятнее всего, в среднем и позднем карбоне.

### Средняя Европа

В отличие от Южного Урала вариссийский флиш в Средней Европе обнажается большей частью в отдельных изолированных глыбах, которые в мезозое испытали поднятие (см. рис. 1). Лишь отдельные скважины дают сведения о распространении флиша и его возрастных эквивалентах в районах между этими глыбами. Но несмотря на это характер структурных и возрастных изменений сходен с уральским. Возраст флиша, с небольшими отклонениями, уменьшается в направлении Восточно-Европейской платформы. Древнейшие слои, которые могут рассматриваться как вариссийский флиш (Eliáš, 1973), относятся к верхней части среднего девона. Более широко продукты размыва развиты в фамене. Это псефитовые свиты на северном склоне Рудных гор и серии граувакк мощностью свыше 1000 м на северо-западном склоне Среднегерманского поднятия (см. рис. 2). Типичные флишевые толщи образуются начиная с яруса *Pericyclus*, перемещаясь затем в ходе развития в область пелагического осадконакопления Среднеевропейской каменноугольной впадины (см. рис. 3).

Перенос материала в целом происходил в сторону форланда, в частности со Среднегерманского поднятия (Brinkmann, 1948), поставившего осадочный материал на северо-запад и отчасти на юго-восток в область современных Тюрингско-Фогтландских сланцевых гор. Количество образовавшихся продуктов размыва существенно менялось. Особенно сильный снос был в намюре, когда область шириной свыше 100 км и протяженностью свыше 500 км была перекрыта осадками мощностью более 1000 м. В результате динантское глубоководное море, занимавшее среднеевропейскую каменноугольную впадину, постепенно заполнилось осадками. В намюре с поверхность седиментации поднялась выше уровня моря и флишевые отложения сменились молассовыми (Raech, 1973a). Типичный для динанта асимметричный характер седиментации (характерный для краевых прогибов) в вестфале уже не отмечается. В стефани седиментация в Среднеевропейской каменноугольной впадине ограничивалась остаточной областью, известной в Эмсланде в ФРГ и на о. Рюген в ГДР (Глушко и др., 1974). В отэне, который в пределах ГДР большей частью представлен субсеквентными вулканитами, и позднее в саксонии область седиментации вновь расширилась. Но распространялась она уже на тектоген, смятый вариссийской складчатостью (см. рис. 4).

Накопление углистых известняков, иногда значительных мощностей (на о. Рюген свыше 2000 м; Hoffmann u.a., 1975), ограничивалось краем Восточно-Европейской платформы и каледонской складчатой области и по сравнению с предуральской частью Восточно-Европейской платформы было кратковременным. Оно началось в позднем девоне и прекратилось в позднем динанте (см. рис. 3).

В Средней Европе одновременно с флишем накапливалась моласса (рис. 2 и 3): либо во внешнем прогибе, заложившемся в пределах бывшей области

накопления углистого известняка (например, район Ахена), либо во внутренних впадинах, где она, вслед за С. Бубновым (Bubnoff, 1949), именуется ранней молассой. Ранняя моласса несогласно залегает на подстилающих породах (местами относящихся также к динанту), в силу чего для этих районов устанавливается проявление варисцийской складчатости уже в динанте, т.е. в то время, когда во внешних областях варисцийской геосинклинали еще господствовал флишевый режим. Принимая во внимание также данные по изучению гальки из флишевых серий, можно установить, что в Средней Европе фронт складчатости начиная с позднего девона перемещался из внутренних районов варисцийской области к внешним и перестал ощущаться лишь в самом конце вестфала.

Тектонические движения с разрывообразованием особенно широко были развиты в эпоху красного лежня, когда они сопровождались вулканизмом. Однако в ходе развития они постепенно ослабевали и в саксонии пермские разломы большей частью уже не отмечаются (Benek, Paech, 1974).

Складчатая тектоника ренид сходна с таковой Южного Урала, если сопоставлять Реногерциникум и западный склон Урала. В направлении от Среднегерманского кристаллического поднятия интенсивность деформаций убывает от напряжений на уровне филлитовой тектоники через рассланцованные, альпинотипно смятые в складки серии к нерассланцованным, слабо смятым в складки, и далее к германотипно нарушенным толщам и, наконец, к не испытывавшим напряжений сериям форланда.

Варисцийская складчатость распространилась на север дальше (Глушко и др., 1974), чем это принималось ранее. Складчатость охватывает также ареал развития углистого известняка. В Бельгии и у Ахена в ФРГ известняки испытали альпинотипную складчатость, а на о. Рюген в ГДР они нарушены лишь германотипно (Hoffmann u.a., 1975).

## СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮЖНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

При сопоставлении исследуемых районов по некоторым определенным седиментологическим и палеотектоническим признакам выявляются их общие черты и различия.

С точки зрения размеров и формы оба флишевых ареала обнаруживают некоторые отличия. В Средней Европе флишеобразование происходило в более протяженных областях, чем на Южном Урале. Представляется, что флишеобразование на Урале затруднялось наличием поднятой области, слагающей ныне Башкирский антиклинорий. Здесь, как и на Восточно-Европейской платформе, во время флишевого этапа господствовала карбонатная седиментация. Однако накопление флиша продолжалось севернее Башкирского антиклинория (Чувасов, 1972). Кроме того, в сопоставляемых областях неодинаково и протяжение флишевых зон. Южный Урал, и в частности Зилаирский синклинорий, характеризуется слегка дугообразным простиранием, тогда как рениды Средней Европы описывают четкую и довольно узкую дугу, вдающуюся в Мораво-Силезскую зону (см. рис. 1).

Различна и продолжительность флишевого этапа. В обеих областях он начинался примерно в фамене, однако в Средней Европе закончился уже в намюре (Paech, 1973a), а в альпийской области — в вестфале (Schönenberg, 1973). В отличие от этого на Южном Урале флишевый этап продолжался гораздо дольше. Настоящие флишевые отложения известны здесь вплоть до артинского яруса нижней перми (Хворова, 1961).

### Сравнение седиментологических режимов

В целом седиментология флишевого этапа на Южном Урале и в Средней Европе одинакова. Почти все типы пород встречаются как в уралидах, так и в ренидах, а именно: олистостромы, турбидитовый флиш различного фациального облика, пелагические разновидности пород и платформенные карбонатные породы. Однако наряду с

общим сходством, на которое указывается в специальных работах по флишу (например, Pett ijohn, Potter, 1964), существуют и некоторые различия.

Наиболее заметны различия в олистостромах. В Гарце и на Флехтингенской глыбе Рослау развиты олистостромы мощностью намного более 500 м (Lutzens, 1972; см. также статью М. Шваба в данном сборнике), олистолиты которых возникли из неконсолидированных геосинклинальных пород во время процессов оползания (Lutzens, Paech, 1976). В олистолитах представлены как древние породы (ордовикские, силурийские и девонские), так и фрагменты флишевых серий, образовавшиеся непосредственно перед появлением грязевых потоков. В результате детальных исследований олистолитов был предложен (Lutzens, 1972) механизм оползания, при котором в первую очередь соскальзывают в виде оползневых пластин самые молодые слои в области размыва, а в последнюю — самые древние. Этот процесс объясняет распределение олистолитов различного возраста в разрезе олистострома: внизу преобладают молодые, а сверху — древние олистолиты.

Грязевые потоки могли возникать одновременно с мутьевыми потоками. Однако в Средней Европе обломочный материал в них поступал из разных областей. Материал олистостромов происходил из зоны, сложенной преимущественно неконсолидированными и, следовательно, и не смятыми в складки геосинклинальными породами, а материал турбидитового флиша возник при размыве уже консолидированных пород складчатого комплекса.

С образованием олистостромов тесно связаны покровы оползания в Гарце (Lutzens, 1973), которые можно рассматривать и как гигантские плоские олистолиты объемом около 100 км<sup>3</sup> (Lutzens, Paech, 1976).

Олистостромы Южного Урала, детально описанные А. А. Богдановым (1946), Б. М. Келлером (1949) и И. В. Хворовой (1961), обнаруживают иное строение. Так, их максимальная мощность (200 м) не достигает масштабов отложений грязевых потоков Гарца. Площадное распространение (18×40 км; Хворова, 1961, стр. 156) лишь в какой-то степени сопоставимо с их развитием в Средней Европе, где в восточной части Реногерциникума известны олистостромы, занимающие площадь 15×100 км.

Среди олистолитов Южного Урала можно выделить две генетически различных разновидности. С одной стороны, это известняки, находящиеся в парагенезе с конгломератами. Соответствующие олистолиты могут достигать в диаметре 30 м. Эта разновидность олистолитов была, очевидно, упрочена во время оползания при образовании олистостромов. Объясняется это, видимо, тем, что большей частью они представлены биогермными известняками. Однако, поскольку обломки известняков довольно часто бывают окатанными, можно допустить, что еще до образования грязевых потоков они входили как компоненты в состав грубообломочных отложений. С другой стороны, это известняки, встречающиеся среди псаммито-пелитовых пачек, фрагменты которых во время оползания еще могли испытывать пластическую деформацию. Это наблюдается на контактах с твердыми известняковыми олистолитами, где проявлялось давление.

Олистолиты Южного Урала состоят преимущественно из карбонатных пород, так что большей частью они не намного древнее самих олистостромов. В верхнекаменноугольных олистостромах удалось даже установить олистолиты из пород верхнего карбона.

Очевидно, что олистостромы уралид в противоположность олистостромам ренид образовались в результате одноактного процесса и в весьма короткое время. Если в Средней Европе одна плита пород за другой обваливалась в бассейн на протяжении относительно долгого отрезка времени, то на Южном Урале этого не было. Такой вывод вытекает из распределения олистолитов. И. В. Хворова (1961, стр. 155) отмечает убывание размеров и доли известняковых олистолитов по вертикали и в направлении к центру бассейна. Такое явление лучше всего согласуется с трактовкой его как одновозрастного события. В Гарце же до сих пор никакого уменьшения размеров олистолитов во времени и пространстве не установлено.

При сопоставлении флиша преимущественно турбидитового облика на Южном Урале бросается в глаза высокое содержание псефитовых пород. Это касается как

терригенных пород фаменского яруса (Смирнов, Смирнова, 1961, стр. 62—74), так и более молодых флишевых свит. Кроме того, хорошо заметно высокое содержание гальки карбонатных пород, которая (за исключением зилаирской серии — фамен и турне) преобладает во всех обломочных отложениях Южного Урала как во флише, так и в молассе. В Средней Европе доминируется полимиктовая галька.

В заключение рассмотрения седиментологических режимов необходимо коснуться особенностей пелагической области осадконакопления. Среднеевропейская каменноугольная впадина характеризовалась довольно широкой пелагической областью. В ее разрезе встречаются лишь редкие, локальные прослои детритовых карбонатных пород (см. рис. 2 и 3), которые с приближением к области флишевой седиментации полностью исчезают. На Урале же чисто пелагическая область осаднения большей частью отсутствовала. Влияние областей размыва, в особенности ареалов известняков в пределах Восточно-Европейской платформы, а также Урала, было столь значительным, что пелагическая седиментация часто прерывалась и образовывались кластические карбонатные породы. Таким образом, на Восточно-Европейской платформе в полосе между чисто флишевой седиментацией и осаднением карбонатов происходило образование кластических карбонатных пород.

Роль карбонатов во флишевых разрезах Южного Урала наряду с высоким содержанием гальки карбонатных пород подчеркивается также и тем, что во флишевой области пелагическая фаза представлена карбонатами, тогда как в Средней Европе она отличается наличием кремнистых пород или пелитов.

#### Сопоставление палеотектонических режимов

Палеотектоническая ситуация на Южном Урале и в ренидах Средней Европы во время варисийского флишевого этапа была весьма сходной. Перед областью размыва, отличавшейся интенсивным сносом обломочного материала и высокой тектонической активностью, располагалась тектонически тоже весьма активная трогообразная зона опускания, в которой происходила аккумуляция обломочного материала с образованием флишевых или флишеоидных формаций. Далее, ближе к форланду располагалась область с преобладающей пелагической седиментацией, в которую попадал кластический материал (большей частью снесенный с платформы). Наконец, находившаяся еще далее платформа характеризовалась в основном слабым опусканием, с которым было связано образование известняков.

На Урале и в Средней Европе краевым прогибам была свойственна тенденция развития, которая подпадает под понятие полярности (Aubouin, 1965). Эта полярность выражается в асимметрии распределения мощностей и фаций (см. рис. 4) и в перемещении из внутренних частей во внешние зоны с определенными особенностями седиментации, тектонического режима или складчатости. Так, в рамках полярности закономерно увеличивалась область размыва, происходило смещение зоны флишевой седиментации и зоны краевого молассообразования, а фронт складчатости (запаздывая во времени) передвигался в направлении Восточно-Европейской платформы. Одновременно с этим происходило обособление морских областей, что было связано с обмелением седиментационных бассейнов, и осуществлялся переход к молассообразованию, в ходе которого море было полностью вытеснено из рассматриваемых регионов.

Скорости смещения прогибов, которые как будто были связаны со смещением зоны флишевой седиментации, а также с увеличением области размыва, могут быть рассчитаны (имея в виду хотя бы порядок величин) для внешней зоны геосинклинали, т.е. для Среднеевропейской каменноугольной впадины и для западной миогеосинклинальной зоны Южного Урала. Но эти скорости поразительно малы. Они достигали максимумом 3 мм/год (см. таблицу), причем для Южного Урала намечаются минимальные значения. Однако при этом абсолютные значения смещений сходны (см. рис. 1 и 4). Разные скорости получались лишь вследствие различной продолжительности флишевого этапа. На Южном Урале он длится примерно 90 млн. лет, тогда как в Средней Европе — лишь около 45 млн. лет.

Скорости смещения оси прогиба для варисийского флишевого этапа  
(сокращение вследствие складчатости не учитывается)

Ярусы по Средне-европейской шкале	Скорости смещения оси прогиба, мм/год			Ярусы по стратиграфической шкале, принятой в СССР
	Гарц-Рейнские сланцевые горы	Мораво-Силезикум	Южный Урал	
Нижний красный лежень	—	—	1,5	Артинский
	—	—	0,6	Сакмарский Ассельский
Стефан	—	—	0,5	Верхний карбон
Вестфал	1,0	?	0,2	Средний карбон
Намюр	2,2	2,0		Намюр
Визе	3,0	3,0		Визе
Турне	1,0	3,0	1,5	Турне
Фамен	—	—		Фамен

При расчете приведенных здесь скоростей не было принято во внимание сжатие, происходящее при складчатости. Однако порядок значений скоростей, если принять среднее сокращение на 50%, принципиально не изменится.

При рассуждении о скоростях речь идет по меньшей мере о приблизительных значениях, хотя бы примерно отражающих величину смещения за единицу времени. Механизм движения в общем не известен, однако, по всей вероятности, он действует прерывисто. Периоды высоких скоростей чередуются с периодами малых скоростей. Можно допустить и появление периодов покоя. Тенденции к обратным движениям маловероятны. Этот прерывистый ход движений отражался в количестве поступающего обломочного материала. В Средней Европе особенно большие количества осадков поступали в раннем намюре, а на Южном Урале — в фамене и турне (зилаирская свита). Таким образом, не повсюду поступление осадков происходило с одинаковой интенсивностью. Характерно, например, что в намюре во время максимального поступления осадков в Средней Европе, на Южном Урале обломочный материал приносился в краевой прогиб в минимальных количествах. Не совпадало во времени максимальное поступление обломочного материала даже и в не столь удаленных друг от друга областях, как, например, Рейнские сланцевые горы и Мораво-Силезикум.

Амплитуды опускания обеих областей (судя по мощностям) были сходными, причем почти пятикилометровая зилаирская серия Южного Урала отражает максимальные значения. Мощности флиша варьируют большей частью между 1 и 2 км. Необходимо отметить, однако, что мощности флишевых пачек различных возрастов нельзя просто суммировать, чтобы получить общую мощность, поскольку располагались не друг на друге, а "черепицеобразно", смещаясь в пространстве.

Глубина отложения флишевых осадков в обеих областях была различной. Благодаря преобладанию известняков в пелагической области накопления на Южном Урале намечается меньшая глубина водного бассейна [И. В. Хворова (1961) оценивает ее в 1000 м], чем в Среднеевропейской каменноугольной впадине.

Сопоставляемые области различаются по распределению и продолжительности существования интрагеосинклинальных поднятий (см. рис. 4). В Средней Европе известно лишь Среднегерманское поднятие, проявлявшееся в течение всего флишевого этапа. На Урале, напротив, вырисовывается ряд поднятий. К началу флишевого этапа появилось поднятие на Восточном Урале, поставившее материал для зилаирской серии. Оно существовало до визе, а затем вновь вошло в сферу области осадконакопления.

С визе на границе между мио- и эвгеосинклинальным Уралом существовало другое интрагеосинклинальное поднятие, увеличивавшееся в ходе развития, пока в позднем карбоне не образовалась единая область поднятия уралид.

Особенность внешнего прогиба Урала, г.е. миогеосинклинального Урала, заключается в том, что при его перемещении он захватывает области, которые перед этим характеризовались карбонатной седиментацией. Однако эти карбонаты, несмотря на их платформенный облик, не являются однозначным свидетельством продолжения Восточно-Европейской платформы на восток. Однако краевые части Восточно-Европейской платформы как будто частично были переработаны при формировании краевого прогиба. За это говорят залежи очень грубых брекчий (саплайкская брекчия верхнего карбона, зианчуринский горизонт), которые можно связывать с Восточно-Европейской платформой (Хворова, 1961, стр. 200).

В общем Восточно-Европейская платформа перед Южным Уралом отличалась мобильностью, что выразилось в сносе с нее обломков известняков — от мельчайших частиц до глыб размером более 10 м в диаметре. Частично платформа могла выступать над уровнем моря (Хворова, 1961).

В противоположность этому ситуация в Средней Европе характеризовалась довольно устойчивой внешней границей области карбонатного осадконакопления. Роль поступающих обломочных известняков здесь мала. В отличие от флишевого этапа средневропейских варисцид флишевый этап на Урале обнаруживает отчетливую двушленность. От фамена до визе образовывались флишеидные серии, отлагавшиеся в относительно широких впадинах. Полярность хотя и была, но выражена не столь четко, как в Предуральском краевом прогибе. В намяре в промежутке между двумя отрезками флишевого этапа накапливались известняки, которые отлагались почти по всему Южному Уралу. Доля кластического материала в это время была ничтожно мала (см. рис. 4).

После периода тектонического покоя в среднем карбоне начинается второй отрезок флишевого этапа, когда флиш в основном образовывался в Предуральском краевом прогибе. Таким образом, намечается отчетливая полярность.

Тесно связана с флишеобразованием складчатость тектогена. Это находит подтверждение в Средней Европе, поскольку благодаря несогласному залеганию молассы появляется возможность установить возраст складчатости. Особенно важны несогласия в подошве ранней молассы, отлагавшейся во внутренних впадинах одновременно с флишевой седиментацией в остаточной геосинклинали. В целом создается представление о фронте складчатости, мигрирующем к наружи. Для Южного Урала намечается сходное развитие процесса складчатости (Смирнов и др., 1974). На Восточном Урале складчатость началась в позднем девоне. Следующее несогласие появляется перед верхним турне или визе, свидетельствуя о бретонских движениях. После периода покоя возобновляется в среднем или позднем карбоне главная варисцидская складчатость. Однако длится она дольше, чем в Средней Европе, и затухает лишь в раннем триасе (Яншин, 1936). При этом в складчатость были вовлечены также прежние стабильные области с известняковым осадконакоплением (см. рис. 1).

## ВЫВОДЫ

На основании проведенных исследований можно сделать некоторые выводы.

Флишевые отложения (независимо от их возраста) весьма схожи по своему седиментологическому выражению благодаря первичным осадочным текстурам. Это подтверждается многочисленными работами (Dzulfinski, Walton, 1965; Pettijohn, Potter, 1964). Поскольку целью настоящей работы в основном являлось изучение палеотектонического режима во время флишевого осадконакопления, остановимся на некоторых его особенностях. Флиш и флишеидные серии приурочены к весьма активным областям тектонического опускания компенсационного характера перед смежными областями тектонических поднятий и активного размыва.

Для протяженных бассейнов, большей частью приуроченных к внешним зонам геосинклиналей, в течение флишевого этапа была характерна полярность. При этом зона флишевого осадконакопления, обладавшая высокой тектонической мобильностью, смещалась в ходе развития во внешнюю область и перекрывала пелагичес-

кие, а также частично и платформенные формации. Такие зоны с флишевой седиментацией напоминают по асимметрии своего строения (мощностей, фаций, величин опускания) краевые прогибы.

Заполнение более мелких впадин, подобных развитым в районах южнее Среднегерманского поднятия, не подчинялось отчетливой полярности. Несмотря на то, что в них в верхнедевонских отложениях намечается асимметричное распределение фаций — терригенных на юго-востоке и известняковых на северо-западе, все же заполнение мелких бассейнов завершилось быстро, и поэтому полярность не успела развиться.

Особенностью флишевого накопления на Южном Урале является значительная роль карбонатных пород. Наряду с климатическими факторами исключительно важную роль мог сыграть здесь палеотектонический режим. Особенно важное значение имело постепенное вовлечение области прежней платформенной карбонатной седиментации в тектонически активную зону флишевой седиментации. Не все карбонатные породы происходят из области Урала. Обломочные карбонатные породы формировались за счет материала, поступающего с запада.

В Среднеевропейской каменноугольной впадине влияние Восточно-Европейской платформы с ее углистыми известняками или располагавшейся перед ней эпикаледонской плиты ощущалось слабо. Даже выявленные олистостромы, состоящие из олистолитов углистого известняка (Pirlet, 1972), были образованы благодаря движениям тектогена, а не платформы. Там, где перед ареалом углистых известняков располагалась область широкого распространения пелагической седиментации, влияние тектогена на область с платформенной седиментацией карбонатных пород было незначительным. Карбонатные породы даже не смялись в складки, а самое большее, как на о. Рюген (Schmidt, Franke, 1975), подверглись воздействию разрывной тектоники.

Различное выражение олистостромов на Урале и в Средней Европе также может быть обусловлено палеотектоническими причинами. В то время как в Средней Европе некоторые геосинклинальные области постепенно воздымались, порождая олистостромы в результате процессов оползания, происходивших до общей складчатости, на Южном Урале олистостромы происходили из областей, затронутых складчатостью раньше, чем началось оползание олистолитов. Лишь верхние слои попали в олистостромы в виде неупрочненных олистолитов.

Следующий вывод вытекает из выявленного прерывистого хода тектонических процессов. Полярность во всех формах ее проявления развивалась не непрерывно: эпохи высокой тектонической активности сменялись эпохами слабых тектонических движений. Максимумы и минимумы тектонических процессов на Урале и в Средней Европе не совпадают. Так, в ренидах сильный тектонический импульс связан с судетской фазой (в широком понимании), что обусловило усиленный приток осадков в раннем намюре. Напротив, намюр на Южном Урале отличался исключительно слабой тектонической активностью.

Еще один вывод касается зонального строения тектогена. Благодаря своему характерному выражению флишевые зоны параллелизуются в тектогене особенно хорошо, иной раз на значительном расстоянии. Из материалов по Южному Уралу и особенно Башкирскому антиклинорию вытекает, что флишевые зоны могли прерываться поперечными поднятиями. На Южном Урале в фаменском и турнейском веках (зилаирская серия) прогиб с мощными терригенными отложениями протягивался далеко на север (см. рис. 1). Однако позднее, в среднем и позднем карбоне, накопление флиша прерывалось карбонатной седиментацией на поднятии Башкирского антиклинория. Еще позднее молассообразование в Предуральском краевом прогибе снова прослеживается далее на север и одновременно устанавливается связь средне-верхнекаменноугольного флиша Среднего Урала с флишем Южного Урала. Этот факт имеет значение для ренид в том плане, что весьма детальное зональное расчленение Реногерциникума представляется чрезмерным. И если даже отказ от зонального строения средневропейских варисцид (Krebs, Wachendorf, 1974), при допущении лишь отдельных овальных зон поднятия, влияющих на структуру, кажется крайностью, то все же можно согласиться с тем, что узкие зоны,

на которые расчлениют Реногерциникум, не стоит продолжать через площади, где нет обнажений.

Наконец, последние выводы касаются протяженных поднятых областей, в которых обнажаются докембрийские породы, а именно Среднегерманского кристаллического поднятия и уральского антиклинория Уралтау. Обе эти зоны при регионально-тектоническом сопоставлении выступают как эквивалентные структуры. Если полностью отвлечься от различного характера метаморфизма [в Уралтау доминирует метаморфизм высоких давлений (Zwart, Sobolev, 1973), тогда как на Среднегерманском кристаллическом поднятии отмечается метаморфизм низких давлений], то Уралтау и Среднегерманское кристаллическое поднятие во время флишевого этапа ведут себя по-разному, на что уже указывалось (Schroeder, 1972).

Уралтау в позднем девоне, турне и визе не был областью поднятия, поставившей продукты размыва. Лишь в намюре и среднем карбоне в этом районе образовалось поднятие. Среднегерманское поднятие активно проявлялось с фамена, причисляясь к центральной средневропейской области поднятия.

Сменяющее флишевое развитие моласообразование в обеих рассмотренных областях происходило по-разному. В Предуральском краевом прогибе накопление молассы началось при обмелении моря, ограничиваясь в ходе своего развития сперва областью собственного прогиба. Оно не захватывало в эту первую фазу ни Восточно-Европейскую платформу (из-за непрерывной цепочки рифов), ни тектоген Урала (см. рис. 4). Вулканиды отсутствовали, что в общем характерно для краевых прогибов.

В Средней Европе, напротив, молассы захватили обширные площади форланда. Асимметрия мощностей и фаций краевого прогиба выражается нечетко. Вулканидов вначале нет. Лишь когда моласса снова сместилась в сторону тектогена (см. рис. 4), стала отмечаться заметная вулканическая активность.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бежаев М. М. Флишевая формация восточного склона Урала и ее фациальный состав. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, вып. 5.
- Богданов А. А. О происхождении горизонтов глинистых брекчий в каменноугольном флише бассейна р. Сакмары. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 6.
- Глушко В. В., Дикенштейн Г. Х., Шмидт К., Гольдбахер К. Районирование северной части территории ГДР по возрасту складчатого основания. — Сов. геология, 1974, № 9.
- Громин В. И. О структуре флишевой формации Южного Урала. — Геология и геофизика, 1974, № 6.
- Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны севера Урала. Л., "Наука", 1973.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Статья 1. Средний карбон. — Труды Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, 1953, вып. 22.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Статья 2. Визейский ярус. — Труды Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, 1957, вып. 29.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. — Труды Горно-геол. ин-та Уральск. филиала АН СССР, 1961, вып. 60.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967.
- Смирнов Г. А. и др. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М., "Наука", 1974.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.
- Чувасов В. И. Верхний карбон на западном склоне Среднего Урала. — Сов. геология, 1972, № 11.
- Янишин А. Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте надвигов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4.
- Benek R., Paech H.-J. Zur Paläotektonik des Permosiles im Gebiet der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). — Z. geol. Wiss., 1974, 2, № 10.
- Brinkmann R. Die Mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rundschau, 1948, 36.
- Bubnoff S., v. Einführung in die Erdgeschichte, II. T. Mittelzeit — Neuzeit — Synthese., Halle/S., 1949.
- Bubnoff S., v. Fenno-sarmatia. Berlin, Akad. Verl., 1952.
- Dzutyński S., Walton E. K. Sedimentary features of flysch and greywackes. Amsterdam, London, New York, Elsevier, 1965.
- Eliaš M. Sedimentological excursions (Guide to excursion 1, X. Congr. Carpathian-Balkan-Geol. Assoc. Bratislava, 1973).
- Hoffmann N. u. a. Zur Unterkarbonvorkommen

- auf den Inseln Rügen und Hiddensee. – Z. geol. Wiss., 1975, 3, № 8.
- Kamaletdinov M. A., Kazanceva T. T.* Überschiebungs- und Deckenbau an der Westflanke des Südurals. – Geologie, 1970, 19, № 5.
- Krebs W., Wachendorf H.* Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. Abbilder eines orogenen Diapirismus. – Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abhandl., 1974, 147, № 1.
- Lutzens H.* Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. – Geologie, 1972, Beih. 74.
- Lutzens H.* Zur Altersstellung der Olisthostrome und Gleitdecken im Harz unter besonderer Berücksichtigung der Initialmagmatite. – Z. geol. Wiss., 1973, Themenh. 1.
- Lutzens H., Paech H.-J.* Sedimentologie, Paläogeographie und Paläotektonik während des Flyschstadiums im östlichen Rhenoherynikum (Harz und Flechtinger Scholle). – Z. geol. Wiss., 1976, 4.
- Paech H.-J.* Zur Grenze zwischen Flysch und Molasse im variszischen Orogen Mitteleuropas. – Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 1973 a, 14, № 2.
- Paech H.-J.* Zur Sedimentologie der Grauwacken-Pelit-Wechsellagerung der Flechtinger Scholle (Bezirk Magdeburg). – Z. geol. Wiss., 1973 b, 1, № 7.
- Pettijohn F. J., Potter P. E.* Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Berlin, Springer-Verl., 1964.
- Pirlet H.* La "Grand Brèche" viséenne est un olisthostrom. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. – Annual. Soc. géol. Belgique, 1972, 95, № 1.
- Schmidt K., Franke D.* Stand Probleme der Karbonforschung in der Deutschen Demokratischen Republik, T. I. Unterkarbon. – Z. geol. Wiss., 1975, 3, № 8.
- Schönenberg R.* Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und Ostalpinem Variszikum. – Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 1973, 14, № 2.
- Schroeder E.* Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen Südrural und dem mitteleuropäischen Variszikum. – Geologie, 1972, 21, № 4/5.
- Stille H.* Stammbaum der Gebirge und Vorländer. – Congr. geol. intern. 14 ses., Resum. comun. anunc., Madrid, 1926.
- Teschke H.-J.* Zu einigen Fragen der Entwicklung des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel. – Veröff. Zentralinst. Physik Erde, 1973, 14, № 3.
- Zwart H. J., Sobolev V. S.* Metamorphic map of Europe 1:25 000 000. Leiden/UNESCO, Paris, 1973.

## СРАВНЕНИЕ ВАРИСЦИЙСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

### ВВЕДЕНИЕ

Уралиды и приблизительно соответствующие им по возрасту среднеевропейские и западноевропейские варисциды в структурном плане Европы представляют собой геотектонические единицы первого порядка. От сравнительного анализа обоих тектогенов можно ожидать получение выводов о сходстве и различии их развития, внутренней структуры и о меняющихся взаимоотношениях с древней Восточно-Европейской платформой, а также выработки общих представлений о геосинклинальном процессе, о становлении тектогена и тем самым о динамике земной коры.

Наряду с другими исследователями ценный вклад в геотектоническое сопоставление варисцийских тектогенов Европы внесли Г. Штилле, С. Бубнов и Н.С. Шатский. Новейший синтез представлений о варисцидах содержится в тектонических и литолого-палеогеографических картах (например, Международной тектонической карте Европы, Тектонической карте Евразии, Атласе литолого-палеогеографических карт СССР) и их легендах. Исходя из этих сводок удалось наметить основные аспекты сопоставления Южного Урала и среднеевропейских варисцид (Schoeder, 1972). В упомянутых работах в центре внимания находились такие общие вопросы, как литологический характер геосинклинальных образований, возраст складчатости, магматизм и тектоническая зональность.

Как уралиды, так и среднеевропейские варисциды могут быть подразделены на краевой прогиб (1, см. таблицу), внешнюю складчатую зону (2), внешнюю кристаллическую зону (3), внутреннюю складчатую зону (4) и центральную кристаллическую зону (5). Однако корреляция зон обоих тектогенов может производиться лишь с известной осторожностью. Представленный в таблице вариант сопоставления кажется наиболее удачным на современном уровне знаний.

Спорной остается прежде всего проблема положения восточных зон уралид, как и южных зон среднеевропейских варисцид, которая нами подробно не рассматривается. В Средней Европе между центральным мегасинклинорием Саксотюрингской зоны и альпийско-карпатским палеозоем располагается широкая, преимущественно кристаллическая, центральная зона с отдельными синклинориями, играющими подчиненную роль (Schönenberg, 1970).

Эта центральная зона явно соответствует всему комплексу зауральских зон (Восточно-Уральское поднятие, Зауральский прогиб, Зауральское поднятие, Тобольско-Кустанайский прогиб и др.).

Объектом настоящей работы, посвященной сопоставлению уралид и среднеевропейских варисцид, в первую очередь является сравнительная характеристика тектонических структур. Чтобы охватить весь набор более крупных тектонических единиц и иметь возможность сопоставить их, в качестве основы берется зональное расчленение тектогенов. Каждая зона характеризуется специфичес-

Южная часть уралид	Среднеевропейские варисциды
1. Предуральский краевой прогиб	1. Субварисцийская зона
2. Складчатая зона западного Урала (Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий)	2. Реногерцинская зона
3. Область центрального поднятия (Уралтау)	3. Среднегерманская кристаллическая зона
4. Тагильско-Магнитогорский мегасинклинорий	4. Центральный мегасинклинорий Саксотюрингской зоны (Тюрингско-Фогтландско-Северобаварские сланцевые горы и т.д.)
5. Восточно-Уральское поднятие, Зауральский прогиб (Челябинско-Брединский синклинорий)	5. Фихтельберг-Рудногорская антиклинальная зона, Молданубская зона, Мораво-Силезская зона

кими комплексами пород, своей особенной тектонической позицией и в связи с этим также своими структурными особенностями.

Настоящая статья появилась в результате геологических исследований, проведенных совместно сотрудниками Академии наук СССР и Центрального института физики Земли Академии наук ГДР в различных районах СССР и ГДР.

#### СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО УРАЛА (рис. 1—4)

##### Предуральский краевой прогиб

Между Восточно-Европейской платформой и Предуральским краевым прогибом имеется отчетливая граница, вдоль которой тянется полоса мощных известняковых рифов сакмарского и артинского возраста (см. рис. 1). Рифы приурочены к флексуорообразному, местами даже нарушенному разломами изгибу платформенных образований среднего — верхнего девона или карбона в карбонатных фациях, слагающих основание краевого прогиба. В центральной части прогиба рифогенные известняки мощностью от 1000 до 2000 м сменяются глинистыми и глинисто-карбонатными породами так называемой депрессионной фации мощностью всего лишь 100—150 м.

Одновременно по восточному борту образовалась песчаниково-конгломератовая толща нижней серой молассы мощностью 1200—1400 м.

Все перечисленные толщи вместе с подстилающим их рифеем образуют нижний (подсолевой) этаж. Выше залегает эвапоритово-карбонатный кунгур, мощность которого возрастает с севера на юг и достигает, по геофизическим данным, на Икско-Сакмарском отрезке 1500—2000 м, причем основная часть разреза сложена каменной солью. Кунгурские образования слагают самостоятельный (соленосный) этаж. Его перекрывают преимущественно терригенные, частично также карбонатные образования верхней перми и нижнего триаса.

Наибольшие мощности этой красноцветной верхней молассы снова устанавливаются в южной части прогиба.

По характеру складчатых структур краевой прогиб разделяется на внешнюю и внутреннюю зоны (Сенченко, 1964).

В северной части (Юрюзанско-Айская впадина) их граница приближается к западному борту прогиба, на центральном отрезке (Бельская впадина) она проходит примерно посредине, а на юге смещается к восточному борту краевого прогиба (см. рис. 1).

Складки внешней зоны большей частью имеют овальные, слегка вытянутые в долготном направлении очертания.

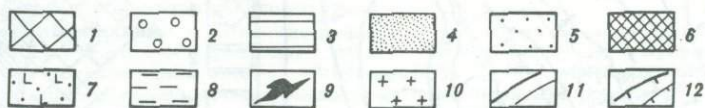
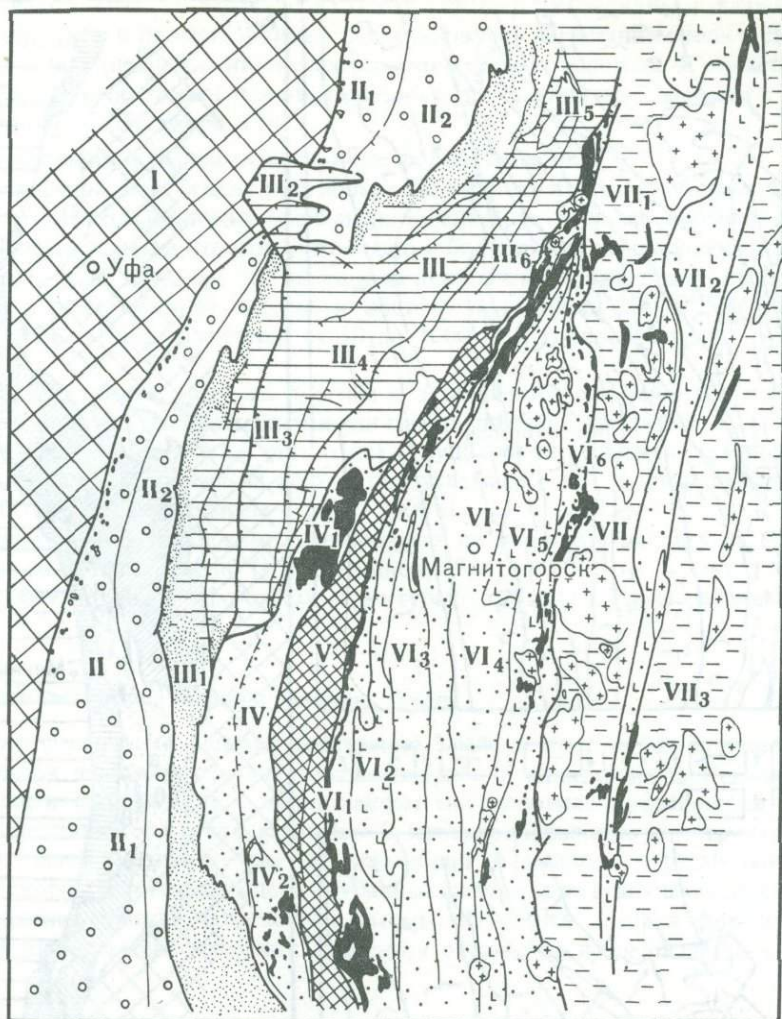
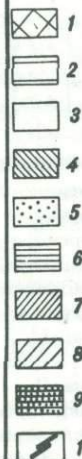
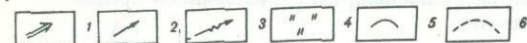
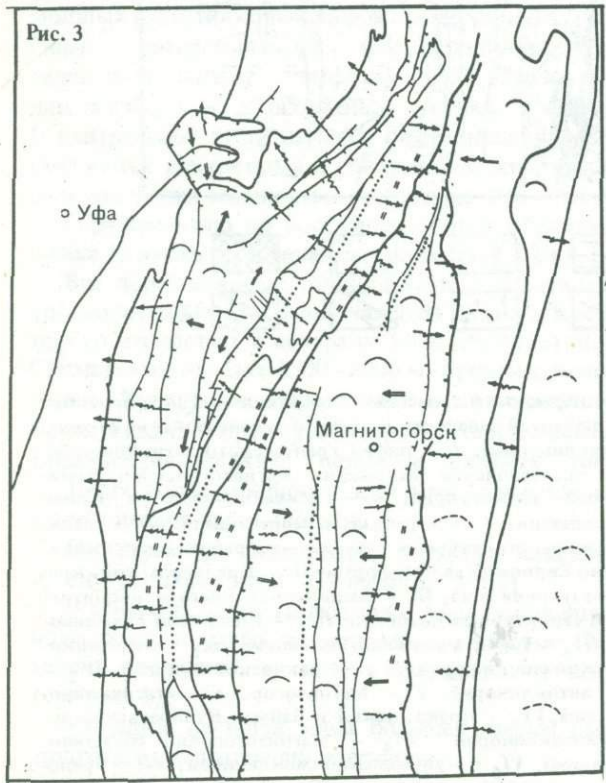
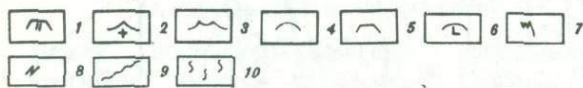
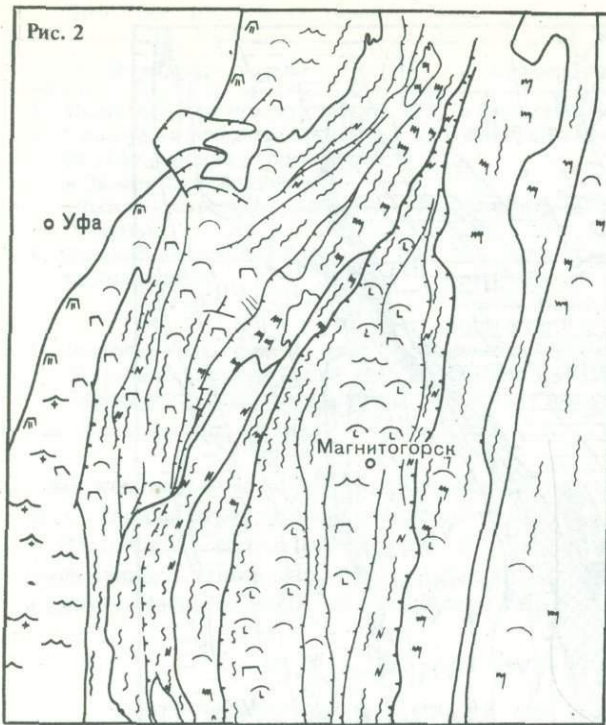


Рис. 1. Тектоническая схема Южного Урала

1 — платформенные образования; 2 — пермские и триасовые отложения краевого прогиба; 3 — рифей Башкирского поднятия; 4 — палеозой западного склона; 5 — палеозойские отложения Зилаирского и Магнитогорского синклиналиев; 6 — рифей Уралтауского антиклинория; 7 — преимущественно вулканогенные палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинория и Челябинско-Брединского синклинория; 8 — докембрийские и палеозойские отложения Урало-Тобольского поднятия; 9 — ультрабазиты, серпентиниты; 10 — граниты, гранито-гнейсовые массивы; 11 — границы структурных зон; 12 — разрывные нарушения.

Римские цифры на схеме: I — Восточно-Европейская платформа; II — Предуральский краевой прогиб: II<sub>1</sub> — внешняя зона, II<sub>2</sub> — внутренняя зона; III — Башкирское краевое поднятие: III<sub>1</sub> — склон поднятия, III<sub>2</sub> — каратауский структурный комплекс, III<sub>3</sub> — Инзерский синклинорий, III<sub>4</sub> — Ямантауский антиклинорий, III<sub>5</sub> — Таракташский антиклинорий, III<sub>6</sub> — Белорецко-Златоустовский комплекс; IV — Зилаирский синклинорий: IV<sub>1</sub> — Кракинское поднятие, IV<sub>2</sub> — Сакмарское поднятие; V — Уралтауский антиклинорий; VI — Магнитогорский мегасинклинорий: VI<sub>1</sub> — Вознесенско-Присакмарская зона, VI<sub>2</sub> — Иренидынский и Баймак-Бурибаевский антиклинорий, VI<sub>3</sub> — Кизило-Уртазымский антиклинорий, VI<sub>4</sub> — Магнитогорский синклинорий, VI<sub>5</sub> — Ахуново-Кацбахский антиклинорий, VI<sub>6</sub> — Кульминский синклинорий; VII — Урало-Тобольское поднятие: VII<sub>1</sub> — Восточно-Уральский антиклинорий, VII<sub>2</sub> — Челябинско-Брединский синклинорий; VIII — Западно-Уральское поднятие



Среди антиклиналей преобладают узкие и крутые (гребневидные), а среди синклиналей — широкие и плоские формы, что обусловлено нагнетанием соли в своды антиклиналей и заполнением синклиналей красноцветными толщами. В областях с большими мощностями соленосных образований развиты типичные диапиры с "петельчатой" структурой (Богданов, 1947).

Для внутренней зоны характерны иные формы складок.

В пограничной зоне между прогибом и Башкирским антиклинорием появляются коробчатые асимметричные брахиантиклиналы, иногда также линейные складки.

По буровым данным известно, что складки большей частью нарушены взбросами и надвигами. Как правило, эти нарушения приурочены к западным крыльям антиклиналей и обнаруживают падение к востоку под углами  $25-70^\circ$ . Вертикальная амплитуда смещения колеблется от 50 до 1000 м, а горизонтальная — от 100 до 1200 м.

Южнее, на границе краевого прогиба и Зилаирского синклиория, коробчатые брахискладки сменяются линейными или гребневидными складками.

В пределах самой северной структуры (Гаушской антиклиналы) установлен надвиг с падением сместителя на восток под углами  $30-40^\circ$ , вертикальным смещением в 900 м и горизонтальным — 1800–2000 м.

Западное крыло Зилаирского синклиория по пологому надвику на 10–15 км надвинуто на краевой прогиб (Камалетдинов, 1974).

Подробнее вопрос о покровных структурах Южного Урала рассматривается ниже.

### Складчатая зона западного склона Урала

Тектоника складчатой системы собственно Урала к востоку от краевого прогиба определяется наличием крупных антиклинориев и синклиориев. Седиментация и последующая складчатость с образованием синклиориев представляют собой результат палеозойского этапа развития. В противоположность им структура антиклинориев была заложена уже в докембрии и позднее переработана в ходе вариссийского тектогенеза. Вдоль глубинных разломов по границам основных структур внедрились кислые и основные магмы. Различная история формирования и взаимное влияние тектонических элементов отразились на особенностях их структуры.

Рис. 2. Схема морфологии структур Южного Урала.

1 — верхнекаменноугольные и артинские рифы; 2 — соляные диапиры и складки; 3–6 — складки промежуточного или переходного типа: 3 — гребневидные, 4 — куполовидные, 5 — коробчатые, 6 — тектоно-вулканогенные ("гибридные"); 7–10 — линейная складчатость: 7 — сложная складчатость в сильно метаморфизованных докембрийских породах, 8 — изоклинные складки, 9 — крупные линейные складки, 10 — сложные линейные мелкие складки в зилаирской свите.

Рис. 3. Схема вергентности складок на Южном Урале

1 — направление погружения крупных моноклиальных блоков; 2–4 — направление наклона и опрокидывания складок: 2 — крупных, 3 — крупных, осложненных мелкой складчатостью, наклоненной в том же направлении, 4 — осложненных кливажем осевой плоскости, наклоненным в том же направлении; 5 — гребневидные, коробчатые, "гибридные" структуры (вулканогенно-складчатые структуры) без определенной вергентности; 6 — гранито-гнейсовые купола, "гибридные" складки с неопределенной, недостаточно изученной вергентностью.

Рис. 4. Схема расположения шарьяжей на западном склоне Южного Урала

1 — платформа и краевой прогиб; 2 — Магнитогорский мегасинклиорий; 3 — верхний палеозой западного склона Южного Урала; 4 — Башкирское поднятие; 5 — Зилаирский синклиорий; 6 — Уралтауский антиклинорий; 7 — Сакмарская зона; 8 — погребенная часть Сакмарской зоны; 9 — погребенная часть Уралтауского (Збегинского) антиклинория; 10 — шарьяжи (цифры на карте: 1 — Нязепетровский, 2 — Уфимского амфитеатра, 3 — Тирлянский, 4 — Кракинский, 5 — Кзылбалыкский, 6 — Асташский, 7 — Сюреньский, 8 — Зилаирский, 9 — Сакмарский, 10 — Кокпектинский); 11 — профили глубокого бурения: А — Изембетовский, Б — Коскульский, В — Кокпектинский; 12 — скважины: а — Сосновка-3, б — Сакмарская-1, в — Изембетовская Г-6; 13 — Егендинская и Айтпайская синклинали; 14 — ультраосновные породы.

В области Башкирского поднятия, которое вместе с Зилаирским синклинорием рассматривается как Западно-Уральская складчатая зона (Соболев, 1969), выделяются Каратауский и Белорецко-Златоустовский комплексы, Ямантауский антиклинорий, Инзерский и Зилимо-Шишенякский синклинории и др. Их слагают достигающие максимальной мощности 10–12 км терригенные, реже — карбонатные или эффузивные образования верхнего протерозоя, подразделяющиеся на бурзянскую, юрматинскую и каратаускую серии (нижний, средний и верхний рифей), а также ашинскую серию (венд).

Степень метаморфизма на западе доходит лишь до зеленосланцевой фации, а на востоке — до амфиболитовой. Из-за метаморфической переработки сопоставление свит западных и восточных районов (Белорецкий и Златоустовский комплексы) не всегда возможно.

С помощью радиогеохронологических методов установлены байкальский (680–660 и 600–550 млн. лет), каледонский (430–380 млн. лет) и варисцийский (330–280 млн. лет) этапы метаморфизма, эффузивного и интрузивного магматизма.

Разные части Башкирского поднятия различаются не только степенью метаморфизма, но и тектоническими структурами. Для восточных районов, к которым относятся Уреньгинская, Златоустовская, Белорецкая, Месели-Аршинская и Бакало-Саткинская зоны (см. рис. 2), характерна интенсивная складчатость метаморфического рифея. Палеозой появляется редко и образует простые и разобщенные наложенные синклинальные впадины (Тирлянская и Юрюзанская синклинали). Широко распространены крупные и сложные линейные складки большой амплитуды и протяжением в десятки километров, которые сложены сериями мощностью в несколько километров. Это прямые или асимметричные складки, большей частью с округлыми замками и относительно крутыми крыльями с углами падения в 57–70°.

Сильно запрокинутых или лежащих складок нет. К тектоническим структурам принадлежат региональные нарушения надвигового характера с крутыми падениями сместителей к востоку, но изредка также и к западу. Наряду с перечисленными формами встречаются асимметричные, сложно построенные поднятия более изометричной конфигурации, например Ирмельское, Малиногорское, Аскардовское.

Крупные субмеридиональные складки осложняются складками второго порядка, достигающими в длину нескольких километров и в ширину от нескольких сот метров до 2 км. Многочисленные складки такого типа, преимущественно с западной вергентностью, особенно характерны для Бакало-Саткинского района и наблюдаются также западнее Белорецкого района.

В расположенной северо-восточнее Уреньгинской зоне складки запрокинуты к востоку. Складки второго порядка часто сильно сжаты и имеют не закругленные, а острые замки.

В районах крупных изометричных поднятий (Ирмельское, Малиногорское) развиты короткие сжатые брахиантиклиналы субширотного простирания, концентрически обрамляющие эти поднятия. Вместо надвигов, протягивающихся в направлении общего регионального простирания, здесь распространены поперечные нарушения различных типов.

В областях линейной складчатости почти повсеместно развиты дисгармоничные и изоклинальные мелкие складки (амплитуда 10–40 м) и пloyчатость. Мелкие изоклинальные складки распространены локально, часто тяготея к приразломным зонам. Интенсивность мелкой складчатости в общем возрастает в сланцевых и глинисто-карбонатных толщах, тогда как в мощных грубослоистых толщах кварцитов и песчаников она ослабевает.

Западные и крайние южные районы Башкирского поднятия характеризуются сочетанием линейной складчатости со складчатостью глыбового и коробчатого типов.

К этим районам относятся Ямантауский антиклинорий, Инзерский синклинорий, Каратауский комплекс и западный склон поднятия, граничащий с краевым

прогибом. По морфологии складок и разрывных нарушений можно выделить несколько зон (см. рис. 2). Наряду с крупными линейными складками широко развиты сундучные складки, моноклиальные блоки и изометричные брахиформные поднятия.

На крайнем западе линейные складки отступают на второй план. Большинство складок, как линейных, так и коробчатых и глыбового типа, наклонены здесь к западу.

Разрывные нарушения обычно играют важную роль. Однако в то время, как в области линейной складчатости речь идет большей частью об элементах, согласных с простираем, по западному краю прежде всего встречаются поперечные нарушения, являющиеся, возможно, скорее причиной складкообразования, а не его следствием.

Общее погружение Башкирского поднятия к западу, равно как и появление региональных взбросов и надвигов с падением их сместителей к востоку (например, Зильмердакское, Алатауское нарушения), приводит к тому, что начиная с Зилимо-Шишенякской зоны в складчатую структуру вовлекаются все более молодые толщи. На крайнем западе, в области Предуральского краевого прогиба, складчатость охватывает даже пермские красноцветные образования. Поэтому для всего района характерна "ступенчатая" структура. Каждая ступень этой "лестницы" характеризуется появлением пород определенного возраста и своей специфической тектоникой.

Мелкие складки имеют менее важное значение в области линейной складчатости и редко обладают изоклиальным характером. В большинстве своем это дисгармоничные зигзагообразные складки, всегда открытые, с острыми или округлыми замками. Они чаще развиты в сланцевых и глинисто-карбонатных толщах саткинской, зигазино-комаровской, авзянской и катавской свит. В самой западной части района мелкая складчатость полностью отсутствует или ограниченно развита в приразломных зонах.

Зилаирский синклиорий, выполненный терригенными отложениями верхнего девона и нижнего турне мощностью 3—4 км, местами обнаруживающими несовершенную флишеподобную ритмичность, характеризуется специфическим набором структур.

Характерными признаками являются линейность его складок, выдержанность на большом протяжении простираения складок от долготного до север-северо-восточного, равномерное развитие сопряженных антиклиналей и синклиналей, часто разделяющихся продольными нарушениями. Размеры складок колеблются в широких пределах.

Чаще всего встречаются складки длиной от 3 до 10 км и шириной от 200 м до 1,5 км. В поперечном сечении зеркало складчатости образует систему из нескольких крупных положительных и отрицательных элементов (например, Кувалатский, Дмитриевский, Асташский).

Почти в каждом сечении синклиория обнаруживается отчетливая структурная дивергентность. На обоих крыльях синклиория осевые поверхности складок и многочисленные продольные нарушения, связанные с крутыми или запрокинутыми крыльями складок, падают к центру синклиория, образуя веерообразную структуру.

В узкой зоне по восточному крылу синклиория, непосредственно на границе с антиклинорием Уралтау, преобладают сильно сжатые, часто изоклиальные складки с восточной вергентностью. Они обладают острыми замками и прямолинейными крыльями. В большинстве случаев на пологих западных крыльях мощность отложений сильно уменьшена. В Кувалатском прогибе (осевой части синклиория) интенсивность складчатости слабее, ширина складок увеличивается и они становятся концентрическими, с округлыми замками. Сильно сжатые складки отмечаются лишь в зонах региональных нарушений. Более широкое западное крыло синклиория обладает западной вергентностью. В отличие от восточного крыла сильно сжатые остроугольные складки играют здесь подчиненную роль, а изоклиальные формы наблюдаются весьма редко.

В области, переходной к краевому прогибу, где увеличивается мощность разреза карбона и нижней перми и появляется в своем типичном выражении верхнекаменноугольный (стефанский) флиш (Келлер, 1949), преобладают узкие протягивающиеся на десятки километров антиклинали и синклинали с вергентностью к западу. К их западным крыльям часто приурочены полого погружающиеся на восток надвиги. Как установлено бурением, по одному из этих надвигов породы зилаирской серии и всего нижнего карбона налегают на средний карбон (вестфал). Как в восточной части Русской плиты и под крайвым прогибом, он представлен здесь карбонатными фациями, резко отличаюсь от выходящих на дневную поверхность флишеподобных образований того же возраста. Строение этого участка детально рассмотрено в ряде работ (например, Камалетдинов и др., 1966, 1969, 1970; Камалетдинов, 1974).

По южному и северному замыканиям Зилаирского синклинория выходят эвгеосинклинальные образования силура и нижнего девона. Как в Кракинском районе на севере, так и в Сакмарском на юге наряду с вулканогенными и осадочными породами обнажаются дуниты, гарцбургиты, серпентиниты и другие ультрабазиты. Типичными признаками района являются наличие складчатых форм, отличных от общей структуры синклинория, и раздробленность на тектонически ограниченные блоки.

В последние годы было высказано мнение об аллохтонной природе обоих районов (Камалетдинов и др., 1970; Камалетдинов, 1974). Учитывая это, а также данные по надвиговой тектонике по западному крылу Зилаирского синклинория и некоторые другие, был сделан вывод о покровном строении всего Урала (Камалетдинов, 1974). Однако этому противоречит ряд геологических и геофизических фактов. Можно указать на установленные геологическими и геофизическими исследованиями существенную байкальскую, каледонскую и варисцийскую переработки архейско-протерозойского фундамента во внутренней части миогеосинклинальной зоны, на характер магматизма и метаморфизма, на прослеживание Сакмарской зоны далеко на юг и ее погружение под аналоги зилаирской свиты в районе Мугоджар, наконец, на различные структурные критерии и данные глубокого бурения в Зилаирском синклинории (Сенченко, Огарин, 1974). Поэтому покровное строение Урала может рассматриваться в настоящее время как возможный вариант, но ни в коем случае не как единственно возможное решение. Возможно, что оба рассматриваемых района представляют собой поднятые и позднее раздавленные горсты, в основании которых появляются крупные протрузии серпентинитов, облегчая надвигание в краевых зонах на породы зилаирской свиты. Область же Зилаирского синклинория при таком понимании можно считать образовавшейся из северной части самостоятельной зоны эвгеосинклинального характера. Последняя первично располагалась западнее Уралтау и, по данным бурения и геофизики, может быть прослежена далеко за пределами Южного Урала вплоть до районов Устюрта между Аральским и Каспийскими морями (Сенченко, 1976).

### Уралтауский антиклинорий

Антиклинорий Уралтау сложен средне- и верхнерифейскими кварцитами, слюдяными и графитовыми сланцами, а также сильно измененными основными эффузивами. Максютовская серия слагает нижнюю, а суваянская — верхнюю части разреза. Сильным метаморфизмом отличается весь комплекс, но в особенности максютовская серия, первоначальная эклогитовая фация которой 420—400 млн. лет назад была переработана глубинным диафорезом с образованием глаукофановых сланцев. Последний метаморфизм на уровне фации зеленых сланцев обе серии испытали 350 млн. лет назад (Ленных, 1966).

Уралтау представляет собой крупный асимметричный антиклинорий субмеридионального простирания, у которого более крутое восточное крыло частично уничтожено главным Уральским разломом. Для его внутренней структуры характерны крупные куполовидные брахиантиклинали, часто изометричные в плане, вызывающие ундуляцию оси антиклинория, и сложные, интенсивно сжатые, местами изоклинальные мелкие складки внутри отдельных свит. Крупные куполовидные структу-

ры отчетливо вырисовываются в южной части антиклинория в породах нижней части максютювской серии. Видимо, в северных частях Южного Урала они сменяются обычными линейными складками. Вергентность мелких складок чаще всего направлена к замкам более крупных складчатых структур и к оси антиклинория. По периферии антиклинория и на крыльях крупных брахиформных поднятий развивается вторичная складчатость как в мощных толщах кварцитов, так и в слюдяных и кварцитовых сланцах. В сводах поднятий и в осевой зоне антиклинория запрокинутые и лежащие острые складки отчетливо видны лишь в кварцитовых толщах, тогда как в сланцевых пачках последующая сланцеватость часто полностью затушевывает существовавшую ранее мелкую складчатость. Важную роль играют многочисленные разрывные нарушения, характер которых, однако, изучен еще недостаточно. Нарушения различных типов тянутся параллельно главному простиранию складчатых структур или под острыми углами к нему. Субширотные нарушения имеют подчиненное значение.

Сложная тектоническая структура Уралтауского антиклинория, несомненно, связана с рядом этапов докембрийского и палеозойского развития. Относительная роль каждого из них пока еще окончательно неясна. Согласно деформация зилаирской свиты и верхней части комплекса Уралтау в переходной зоне между обоими подразделениями, так же как и относительно молодой возраст метаморфизма, свидетельствует о важной роли древнепалеозойских и варисцидских движений в формировании структуры Уралтау.

### Магнитогорский мегасинклиорий

Магнитогорский мегасинклиорий (южная часть Тагило-Магнитогорского прогиба) выполняют осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные толщи, отвечающие интервалу от ордовика до карбона, а местами и до перми. Мощность их достигает 6–7 км на севере, 8–9 км на широте Магнитогорска и 11–12 км на юге. Почти повсюду две трети разреза и более приходится на эффузивные магматические образования и лишь одна треть — на осадочные. Здесь встречаются несколько крупных и множество мелких интрузий. По этим причинам типично осадочные образования больших мощностей (как зилаирская свита, отложения нижнего — среднего карбона, а в некоторых местах также улутауская и колтубанская свиты девона) пользуются ограниченным распространением. От этого и от некоторых иных геологических и тектонических факторов в значительной степени зависит появление различных типов складчатости.

Следует особо отметить две характерные черты тектонического строения:

1. Раннегеосинклинальные магматические комплексы силура — среднего девона приурочены к краевым частям мегасинклиория, которые на ранней стадии развития эвгеосинклинальной области, возможно, представляли собой самостоятельные прогибы. Позднее из них возникли Ирендыкский и Ахуново-Кацбахский антиклинории. К центральной части мегасинклиория эти комплексы выклиниваются либо их мощность сильно сокращается. В центральной части (собственно Магнитогорском синклиории) интенсивная магматическая деятельность была ограничена ранним карбоном. Геофизические данные указывают на то, что в центральной части, где обнажаются карбонатные толщи нижнего — среднего карбона, на глубине прослеживается зона, обусловленная, возможно, существованием рифейского комплекса, слабо переработанного варисцидскими движениями.

2. В краевых частях мегасинклиория располагаются относительно узкие, но весьма протяженные синклинальные погружения. К ним относятся выполненные отложениями верхнего девона и нижнего карбона (зилайская, березовская и кизильская свиты) Вознесенско-Присакмарский синклиорий на западе и сложенный терригенными флишоидными образованиями нижнего и среднего карбона Кульминский синклиорий на востоке. Оба погружения заложены, видимо, на нижнепалеозойских магматогенных образованиях. Краевые разломы Магнитогорского мегасинклиория повсеместно сопровождаются телами ультрабазитовых пород на западе и лишь местами на востоке.

Этим структурным особенностям соответствует и пространственное распределение типов складчатости. Настоящая линейная складчатость развита значительно меньше, чем можно было бы ожидать, исходя из интенсивного эвгеосинклинального развития в течение всего палеозоя. Она концентрируется в Вознесенско-Присакмарском и Кульминском синклинориях и в некоторых частях Магнитогорского синклинория.

Вознесенско-Присакмарский синклинорий обнаруживает примерно те же черты строения, что и Зилаирский, тем более что он сложен комплексом пород, аналогичным зилаирской свите по возрасту и составу. Там, где в зоне главного Уральского разлома появляются ультраосновные породы (прежде всего серпентиниты), развились сложные чешуеподобные структуры, например в Вознесенском и Миндякском районах. В целом характерна западная вергентность, однако в местах расширения синклинория часто встречаются складки с вертикальными осевыми поверхностями, а иногда отмечается и восточная вергентность.

В Кульминском синклинории развиты протяженные линейные антиклинали и синклинали с круто падающими ( $50-70^\circ$ ) крыльями и острыми замками в полях развития пород карбона и отчасти верхнего девона. Видимо, здесь преобладает восточная вергентность. Линейная складчатость характерна также для северной, сильно суженной части Магнитогорского синклинория. Благодаря наличию магматогенных образований здесь формируются длинные (15–20 км) концентрические складки значительной ширины (6–8 км), лишь местами осложняемые складками более мелких порядков. Повсеместно развиты кливаж и трещиноватость от долготного до северо-западного простирания.

Ирендыкский, Баймакский и Ахуново-Кацбахский антиклинории сложены вулканогенными породами силура – среднего девона (диабазы, спилиты, пироксен-плаггиоклазовые порфириды, альбитофиры, брекчии, туфы, туффиты). Эти внутренние антиклинории характеризуются совсем иными складчатыми формами. Например, Ирендыкский антиклинорий длиной более 200 км и шириной 10–30 км почти повсеместно представляет собой крупную моноклиаль, лишь местами осложненную складками более мелких порядков. Участки со складчатостью приурочены к пачкам осадочных пород, обрамляющих вулканические постройки и лавовые потоки.

С запада антиклинорий ограничен нарушением, по которому он надвинут на Вознесенско-Присакмарский синклинорий. На востоке наблюдается нормальный стратиграфический контакт с толщами среднего – верхнего девона, выполняющими относительно плоские, просто построенные и предположительно синседиментационные мульды (Имангуловская, Худолазовская, Уртазымская). Эта область иногда выделяется под названием Кизило-Уртазымского синклинория, граничащего на востоке по крупному, круто погружающемуся к западу нарушению с Магнитогорским синклинорием.

Расположенный в крайней юго-западной части мегасинклинория Баймакский антиклинорий кулисообразно сменяет Ирендыкский антиклинорий. В основном он сложен силурийским и нижнедевонским комплексами основных эффузивных и интрузивных пород, тогда как осадочные породы (прежде всего кремнистые сланцы) играют подчиненную роль. В целом антиклинорий представляет собой долготно вытянутое поднятие с крутым западным крылом. Бурением и иными исследованиями последних лет установлено, что его структуру определяют крупные магматические тела, преимущественно эффузивные. Они пронизаны более поздними интрузиями кварцевых альбитофиров и расчленены разрывными нарушениями на отдельные блоки. В поднятие попадает, кроме того, большое число вулканических построек центрального типа. Настоящие складчатые формы появляются лишь по краям вулканических построек и других магматических комплексов.

Сходное строение имеют как Ахуново-Кацбахский антиклинорий на восточном крыле мегасинклинория, так и Учалинский район в его северной части. Там также распространены "гибридные" структуры, в которых главную роль играют магматические тела и вулканические постройки, в то время как складчатые формы отсут-

пают на задний план. Такие структуры известны и по периферии упомянутых мульд в виде изолированных гибридных "брахиантиклиналей" (Карамалыташская, Сибайская, Бакрузьянская и др.). Длина их достигает 15–20 км, ширина – 5–10 км.

В заключение следует отметить, что для Магнитогорского мегасинклинория, как и Зилаирского, в целом характерна веерообразность структуры. Вергентность складчатых систем по обоим краям, особенно в синклинорных зонах, направлена в сторону обрамляющих антиклинориев. В соответствии с этим многочисленные продольные нарушения и крупные моноклинальные блоки областей поднятий погружаются преимущественно к центральной части.

### Крайние восточные зоны Южного Урала

Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб (Челябинско-Брединский синклинорий) и Зауральское поднятие плохо обнажены и недостаточно хорошо изучены, в связи с чем многие вопросы их строения еще спорны. Каждая из этих зон представляет собой сложную тектоническую структуру протяженностью в сотни и шириной в 30–40 км, в которой выделяются частые антиклинории и синклинории и складки более мелких порядков. Сведения о тектонике названных районов содержатся в работах Н.Ф. Мамаева (1965) и И.Д. Соболева (1969).

К Восточно-Уральскому поднятию на Южном Урале относятся Челябинский, Кочкарский и Джабык-Карагайский антиклинории, имеющие однотипное строение. Большие площади в их пределах занимают верхнепалеозойские гранитоидные массивы, располагающиеся в сводовых частях крупных поднятий брахиантиклинального типа, между которыми развиты сложные линейные складки. Форма и размеры этих складок определяются конфигурацией и размерами тел гранитоидов. Многие метаморфические породы этой зоны ранее относили к докембрию, однако недавние скудные находки органических остатков все отчетливее показывают их сравнительно молодой возраст.

Достоверные докембрий и кембрий появляются лишь в отдельных глыбах, имея незначительное распространение, например в разрезах по р. Самарке и в центральных частях гранито-гнейсовых массивов.

Не всегда все ясно относительно формы гранитных тел и их продолжения на глубину. По геологическим и геофизическим данным, крупнейшие массивы (Челябинский, Джабык-Карагайский, Суундукский и др.) расширяются книзу и, возможно, соединяются на глубине. Поэтому лакколитообразная форма их залегания исключена (Соболев, 1969). Падение вмещающих пород и контактов у Челябинского массива составляет 30–80° и повсеместно направлено кнаружи, так что преобладает конкордантность его залегания. Аналогичные соотношения обнаруживаются и для других массивов гранитоидов.

Кочкарский антиклинорий охватывает ряд поднятий брахиантиклинального типа шириной до 15 км с гранитными массивами в центральных частях. Между ними расположены глубокие и широкие (1,5–4 км) синклинальные области, образующие сложно ветвящуюся систему. Крылья синклиналей на контакте с гранитами сложены зелеными сланцами предположительно нижнесилурийского возраста, а ядра – углистыми графитовыми сланцами, эффузивами и мраморизованными известняками нижнего карбона. Большой частью это узкие замкнутые синклинали с падением крыльев под углами 50–70°.

Восточно-Уральский прогиб представлен на Южном Урале Челябинско-Брединским мегасинклинорием, который протягивается более чем на 300 км при ширине от 7 до 40 км. В связи с равнинностью рельефа и широким развитием мезозойско-кайнозойского чехла известны лишь отдельные сведения о строении палеозойского фундамента. Согласно этим сведениям речь идет об открытом, более или менее асимметричном синклинальном понижении с более крутым, местами редуцированным восточным крылом с падением до 70°. Более мелкие складки сложного строения тесно сжаты, разбиты многочисленными разломами и вдоль крыльев часто сопровождаются серпентинизированными телами ультрабазитов. Разрез охватывает интервал от ордовика до среднего карбона. Эффузивные вулканогенные образова-

ния, появляющиеся на двух уровнях (ордовик — нижний девон и верхний турне — визе), разделяют разрез на три самостоятельных этажа.

По представлениям Н.Ф. Мамаева (1965), мегасинклиний заложился на байкальском фундаменте в виде грабенообразных прогибов. В его северной части находится Копейский синклиний, представляющий собой систему крупных грабенов шириной до 15 км, выполненных мощными осадочными толщами (в том числе угленосными) и эффузивами верхнего палеозоя и нижнего мезозоя. Из наличия триасовых базальтовых лав и мелких, но иногда сложно построенных складок в триасово-нижнеюрских отложениях вытекает, что движения отдельных блоков происходили еще в платформенный этап развития.

Зауральское поднятие также состоит из ряда крупных антиклинальных поднятий, в которых выходят древне- и среднепалеозойские метаморфические породы, включая метаморфизованные осадочные породы и эффузивы, и синклинориев, выполненных терригенными и карбонатными породами нижнего карбона и различными вулканогенными образованиями. Строение зоны в целом, видимо, очень сложное. Для сравнительной характеристики складчатых структур имеющихся материалов пока недостаточно.

## СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКИХ ВАРИСЦИД (рис. 5, 6)

### Субварисцийская зона

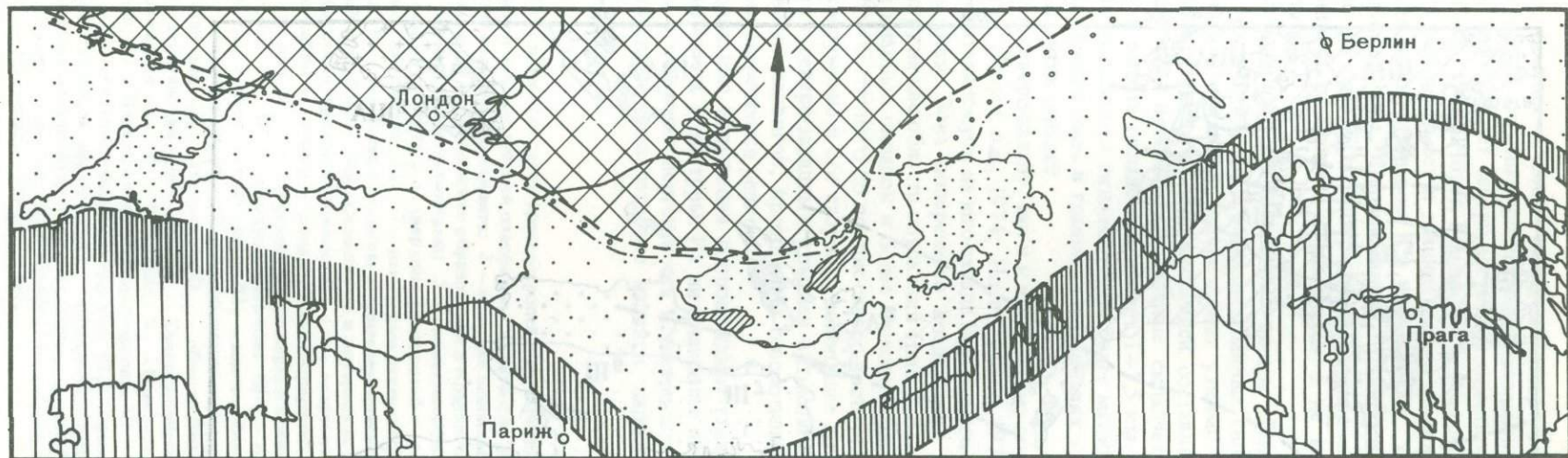
По северному внешнему краю среднеевропейских варисцид протягивается (большая часть погребенная) зона с угленосной молассой силезия. Она достигает иногда ширины в несколько сот километров и далеко заходит на севере на доварисцийский форланд. Иные соотношения наблюдаются в северной Франции и Бельгии, где силезий появляется к югу от Брабантского массива, смятого в складки в доварисцийскую эпоху, в полосе шириной от 5 до 10 км.

Принимая во внимание необычайную ширину молассового бассейна и малые градиенты мощностей и фаций, особенно в вестфале, можно лишь предположительно говорить о краевом прогибе. Широкая северная часть, которую можно рассматривать как бассейн форланда, не обнаруживает сколько-нибудь заметных варисцийских деформаций. В противоположность ей полоса на юге максимальной шириной около 60 км еще охвачена складчатостью и, следовательно, принадлежит варисцийскому тектогену. Эту область складчатой молассы называют Субварисцийской зоной или Субварисцикумом (см. рис. 6).

Породы Субварисцийской зоны, выходящие на поверхность или залегающие под маломощным чехлом, известны лишь по северному краю Арденнско-Рейнских сланцевых гор. Тектонические структуры здесь хорошо изучены благодаря горно-промышленным работам. Поэтому следующие ниже выводы ограничиваются этой областью.

Часть Субварисцикума по левобережью Рейна охватывает угленосный пояс северной Франции — Бельгии Ахена. Она соответствует поверхностному срезу ядра Намюрской синклинали. На современной геологической карте эта структура резко ограничивается с юга четким, прослеживаемым по простиранию более чем на 300 км надвигом Кондроз (Fourmagier, 1954). Однако породы Намюрской синклинали известны еще в нескольких километрах южнее, где они находятся в поднадвиговом крыле. Внутреннее строение синклинали характеризуется складками с вергентностью к северу, но прежде всего протяженными, иногда очень пологими надвигами. Несколько меньшие амплитуды перемещения установлены севернее Ахена.

На Рейнско-Рурском участке, т.е. в части Субварисцикума по правобережью Рейна, хорошо изучен район длиной 130 км и шириной 60 км (Rosenfeld, 1968; Hedemann u.a., 1972). Осадочная толща силезия, достигающая мощности около 5500 м, охватывает интервал от намюра А до вестфала С. По южному краю Рейнско-Рурского участка граница динанта с силезием и отчасти также граница намюра В и намюра С протягиваются в общем широтном направлении, обнаруживая час-



0 500 км

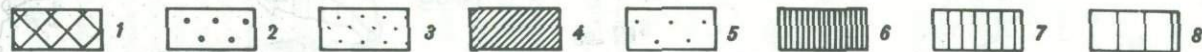
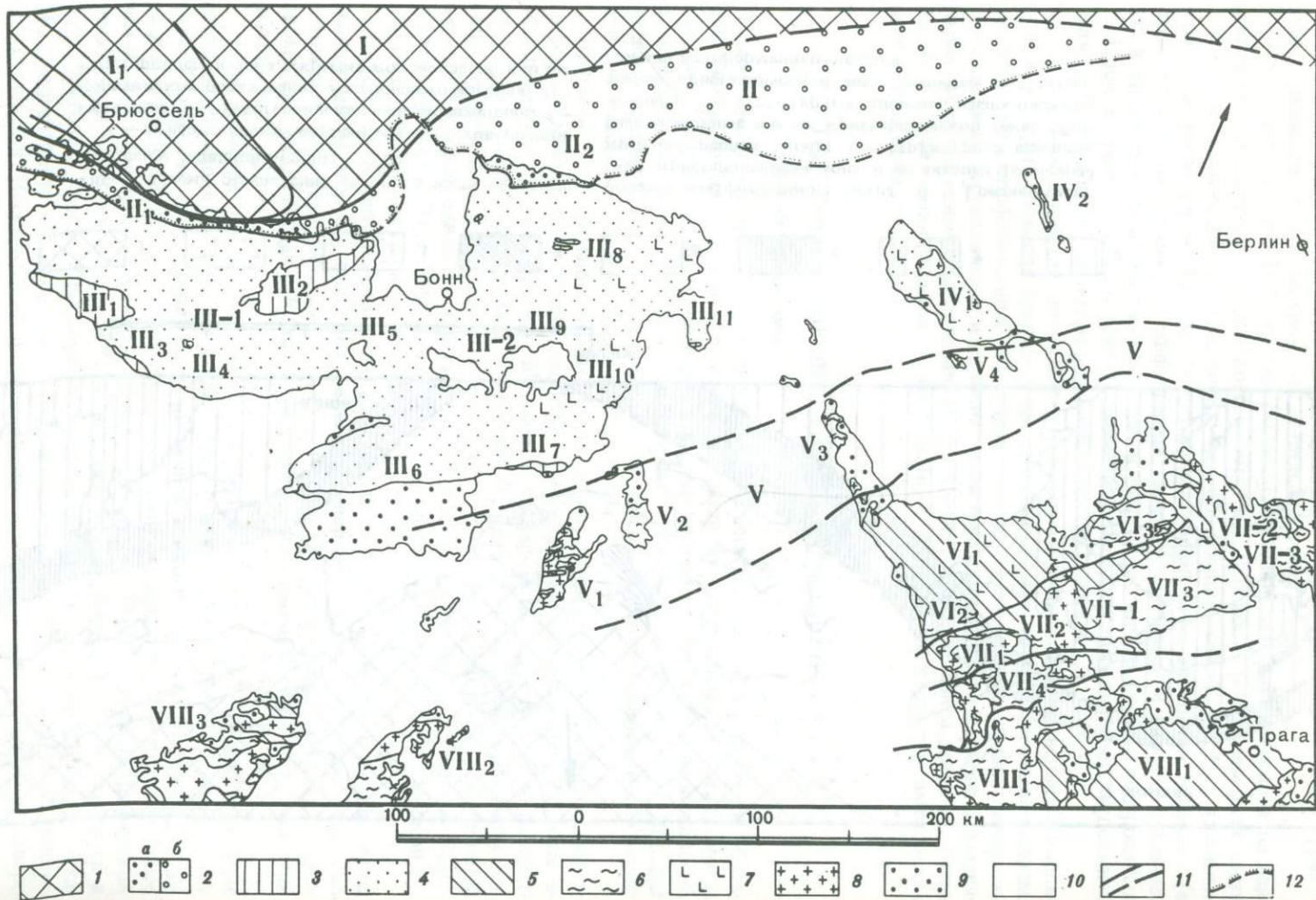


Рис. 5. Схема расчленения северной части варисцид Средней и Западной Европы

1 - доварисцидская платформа; 2 - Субварисцидская зона; 3 - Реногерцинская зона, обнаженная; 4 - додевонские образования Арденнского массива; 5 - Реногерцинская зона, скрытая под молассой или по-

родами платформенного чехла; 6 - Среднегерманская кристаллическая зона и ее аналоги (северный край внутренней зоны); 7 - структурные единицы, расположенные южнее кристаллической зоны, обнаженные; 8 - структурные единицы, расположенные южнее кристаллической зоны, скрытые под молассой или платформенным чехлом



тые отклонения в связи с общим северо-восточным простиранием складчатой структуры. В стратиграфических подразделениях в пределах этого участка полностью преобладают северо-восточные простирания, исключая приразломные зоны (Hoyer u.a., 1969; Hoyer, Pilger, 1971). Восточнее Фельбертской антиклинали такое же простирание имеет и граница между флишевым и молассовым комплексами (граница между намяром В и намяром С), которая и является южной границей Субварисцикума. Первоначально продуктивный силезий распространялся дальше на юг. Его современное южное ограничение определено складчатой тектоникой, поднятием и разрывом, а не какой-либо значительной разрывной структурой.

Интенсивность складчатости в общем убывает в направлении на север. Прежде всего это выражается в развитии главных синклиналей, в то время как главные антиклинали остаются сравнительно узкими. На юге расстояние между осями главных антиклиналей и синклиналей составляет примерно 2 км, а на севере — 6–10 км. По простиранию главные складчатые структуры имеют длину около 50 км, а высота складок достигает 1–1,5 км. На юге главные антиклинали и синклинали осложнены складчатостью более мелких порядков. К северу эта дополнительная складчатость в главных синклиналях затухает, сохраняясь лишь в пределах главных антиклиналей.

Как к северо-западу, так и к юго-востоку слои воздымаются в зонах поперечных структур (Hoyer u.a., 1974; Hoyer, Pilger, 1971). Одновременно с приближением к располагающемуся на юго-западе Крефельдскому своду ослабевает интенсивность складчатости. Зона поперечного воздымания в средней части участка разделяет структуру на две области опускания (рис. 7, 8).

Оси главных складок и более мелких складчатых структур имеют простирания от северо-восточного до восток-северо-восточного ( $55-65^\circ$ ), и шарниры обнаруживают погружение в обе стороны, достигающее до  $15^\circ$ . Судя по обычно более крутым падениям северо-западных крыльев антиклиналей, что совпадает с направлением важнейших надвигов, преобладает северо-западная вергентность. Однако запрокидывания встречаются редко.

Продольные нарушения сопровождают главные антиклинали и обуславливают усложнение их структуры. Из них наиболее важны надвиги, вовлеченные в складчатость и имеющие вергентность к северо-западу. Но наряду с ними встречаются не охваченные складчатостью надвиги, направленные тоже к северо-западу или

Рис. 6. Тектоническая схема средневропейских варисцид

1 — чехол доварисцидской платформы, включая по южному краю Брабантского массива также небольшие выходы фундамента; 2 — внешние молассы Субварисцикума: а — на поверхности, б — погребенные; 3 — додевонские образования в Арденнско-Рейнских сланцевых горах; 4 — девон — нижний наюр Реногерцикума; 5 — метаморфизованные или слабо метаморфизованные комплексы внутренних зон (верхний протерозой — динант); 6 — сильнее метаморфизованные комплексы внутренних зон; 7 — некоторые палеозойские геосинклинальные вулканы; 8 — гранитоиды; 9 — внутренние молассы поздневарисцидской стадии орогена; 10 — чехол на опущенных глыбах в области Реногерцикума и внутренних зон; 11 — границы зон варисцидского тектогена (местами предположительные); 12 — современное южное ограничение внешних моласс. Римские цифры на схеме: I — доварисцидский форланд: I<sub>1</sub> — Брабантский массив; II — Субварисцидская зона: II<sub>1</sub> — угленосный пояс северной Франции — Бельгии — Ахена, II<sub>2</sub> — Рейнско-Рурский участок; III, IV — Реногерцинская зона: III-1 — Арденнско-Рейнские сланцевые горы, III<sub>1</sub> — Арденны, III<sub>2</sub> — массив Ставло-Вени, III<sub>3</sub> — массив Живонн, III<sub>4</sub> — массив Серпон, III-2 — собственно Рейнские сланцевые горы, III<sub>5</sub> — меридиональная зона Эйфеля, III<sub>6</sub> — Хунсрюк, III<sub>7</sub> — Таунус, III<sub>8</sub> — Заурланд, III<sub>9</sub> — Зигерланд, III<sub>10</sub> — область Лан-Диль, III<sub>11</sub> — Келлервальд, IV<sub>1</sub> — Гарц, IV<sub>2</sub> — Флехтингенская глыба; V–VII — Саксотюрингско-Лужицкая зона. V — Среднегерманская кристаллическая зона: V<sub>1</sub> — Оденвальд, V<sub>2</sub> — Шпессарт, V<sub>3</sub> — кристаллические породы Рулы, V<sub>4</sub> — Кифгейзер; VI — Центральный мегасинклиорий: VI<sub>1</sub> — Тюрингско-Фогтландские сланцевые горы, VI<sub>2</sub> — Мюнхбергский гнейсовый массив, VI<sub>3</sub> — Гранулитовые горы; VII — южная часть Саксотюрингско-Лужицкой зоны: VII-1 — Фихтельберг-Рудногорская антиклинальная зона, VII<sub>2</sub> — Южнофогтландско-Западнорудногорская поперечная зона, VII<sub>3</sub> — Рудные горы, VII-2 — зона Эльбы, VII-3 — Лауицкий массив, VII-4 — Верхнепфальцкая синклинальная зона; VIII<sub>1</sub> — Молданубская зона, VIII<sub>2</sub> — Шварцвальд, VIII<sub>3</sub> — Вогезы



также и к юго-востоку. Горизонтальная амплитуда перемещения по ним составляет первые сотни метров — максимум 2000 м. В целом же интенсивность деформации меньше, чем в части Субварисцикума по левобережью Рейна. Прямой связи с надвигами по левобережью Рейна не устанавливается, поскольку надвиги на Рейнско-Рурском участке, как и южный край поля распространения силезия, как будто смещены на северо-запад примерно на 30 км по сравнению с отрезком на левобережье Рейна.

Многочисленные поперечные нарушения разбивают угленосные породы на горстообразные и грабенообразные глыбы. Кроме того, наблюдаются сбросо-сдвиговые смещения запад-северо-западного и долготного простираний, обладающие более или менее значительной компонентой горизонтального смещения. Крупные поперечные нарушения и сбросо-сдвиговые смещения большей частью моложе складчатости, однако заложение их явно началось во время складчатости.

В отличие от более ранних представлений в настоящее время уже не считают, что складчатость в основном происходила во время седиментации. Не подтвердилось и представление о формировании складчатости на больших глубинах, хотя на этих глубинах и распознается отчетливое усиление тектонических дислокаций. Штокверковое строение рурского карбона обусловлено в первую очередь влиянием глубины залегания и свойствами пород.

Сокращение области началось пологими надвигами к северо-западу, над лобовыми частями которых в ходе деформации возникли главные антиклинали. По мере развития складчатости вся слоистая толща, включая поверхности надвигания, была собрана в складки более мелких порядков.

Между складчатым сооружением в кровле и залегающим на глубине фундаментом, предполагается существование зоны скола в мощной пелитовой толще не промышленного намюра.

### Реногерцинская зона

Локотипами Реногерциникума являются Арденнско-Рейнские сланцевые горы и Гарц. Кроме того, отрывочные сведения о менее важных выходах реногерцинских пород известны из районов Верры и глыбы Флехтинген-Рослау, а также по скважинам. Однако до сих пор этих данных недостаточно для суждения о связи Рейнских сланцевых гор и Гарца, равно как и о строении Реногерциникума восточнее Эльбы.

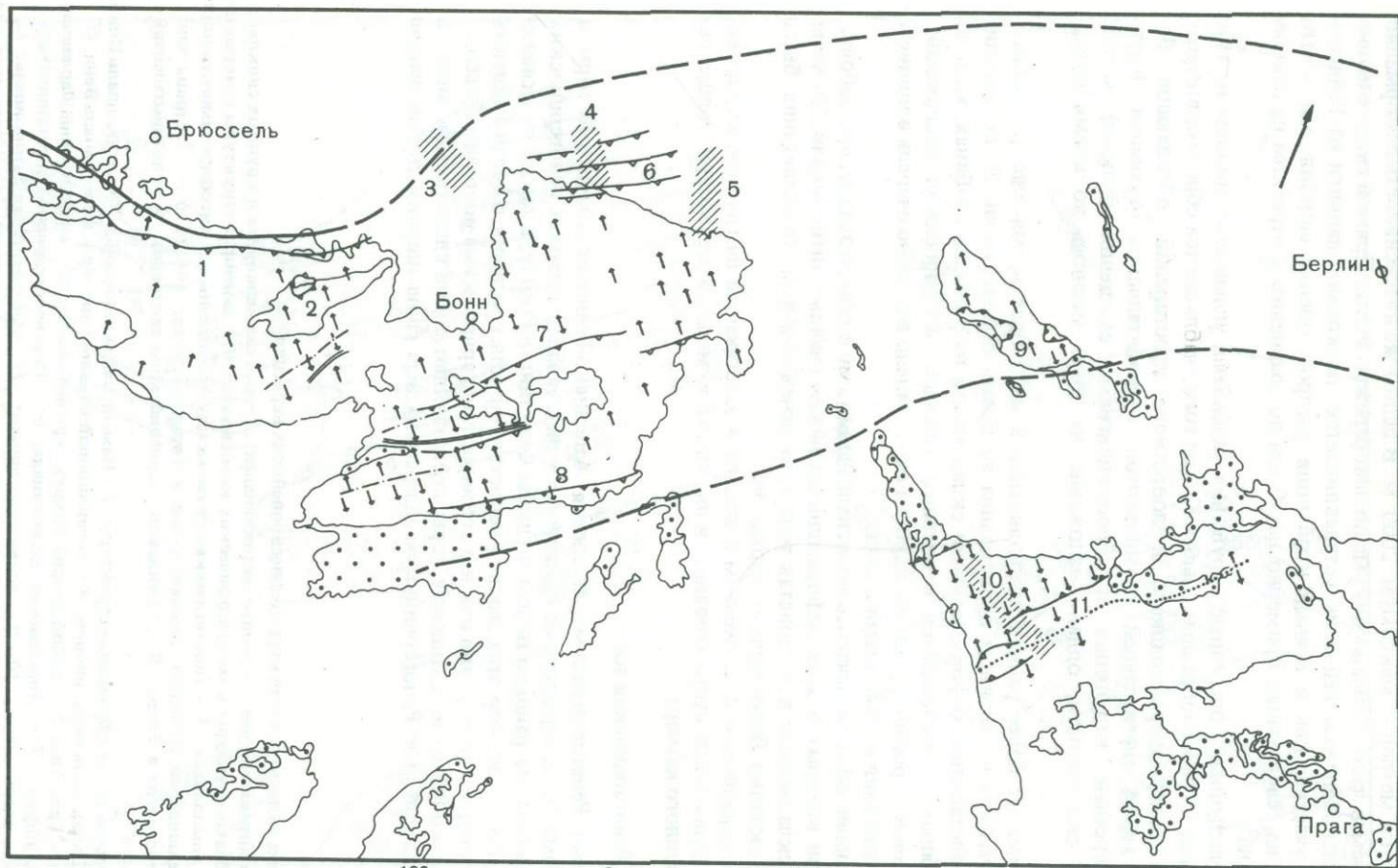
Арденнско-Рейнские сланцевые горы представляют собой единственное место в Средней Европе, где Реногерциникум вскрыт на всю свою ширину, достигающую



Рис. 7. Схема складчатых структур средневропейских варисцид

1 — оси антиклинорий и крупных антиклиналей; 2 — оси синклинориев и крупных синклиналей; 3 — брахиструктуры в метаморфических комплексах; 4 — линейные структуры в метаморфических комплексах; 5 — гипотетическая связь между аналогичными литофациально-тектоническими единицами Рейнских сланцевых гор и Гарца (Schwan, 1967); 6 — границы зон; 7 — олистостромы в Гарце; 8 — фундамент варисцидского тектогена; 9 — позднепалеозойская моласса.

Цифрами на схеме обозначены структуры: 1 — Наморская синклиналь; 2 — антиклиналь Кондроз; 3 — Динантский синклинорий; 4 — антиклинорий Ставло-Венн; 4а — антиклиналь Венн, 4б — антиклиналь Гран-Але; 5 — антиклинорий Рокруа-Серпон-Бастонь; 6 — синклинорий Шарлевиль-Невшатель-Эйфель; 7 — Дорстенская антиклиналь; 8 — Гельзенкирхенская антиклиналь; 9 — Штокумская антиклиналь; 10 — Зоестская антиклиналь; 11 — Фельбертская антиклиналь; 12 — Восточно-Зауэрландская антиклиналь; 13 — Зигерландский антиклинорий; 14 — Мозельский синклинорий; 15 — Ланский синклинорий; 16 — филлитовая зона южного Хунсрюка (16а) и Таунуса (16б); 17 — зона Херре-Келлервальд; 18 — зона Хундсхаузен; 19 — Госларская мегаантиклиналь; 20 — Харцгеродская зона (олиостром); 21 — филлитовая зона Випра; 22 — Шварбургский антиклинорий; 23 — Тейшниц-Цигенрюкский синклинорий; 23а — Тейшницкий синклинорий, 23б — Цигенрюкский синклинорий; 24 — Бергауский антиклинорий; 25 — Фогтландско-Центрально-Саксонский синклинорий; 25а — Фогтландский синклинорий, 25б — Центрально-Саксонский синклинорий; 26 — зона Флеа; 27 — Пражский синклинорий



здесь примерно 150 км. Его слагают в основном девонские терригенные толщи, в меньшей степени — додевонские и каменноугольные. Магматические породы и карбонатные осадки отходят на второе место. Структурный план определяется наличием крупных структур типа антиклинорий и синклинорий шириной до 10–30 км или главных антиклиналей и синклиналей, испытавших интенсивную складчатость более мелких порядков (см. рис. 7). Вследствие кульминации шарниров по простиранию они могут либо замыкаться, либо подвергаться существенным видоизменениям. Ни одна из крупных структур достоверно не прослежена за так называемую долготную зону Эйфеля. Заложение современной структуры до определенной степени произошло уже в геосинклинальную стадию. Так, области основного распространения отдельных стратиграфических подразделений, вплоть до ярусов, в общих чертах соответствуют областям максимальных мощностей осадконакопления, т.е. прежним частным прогибам. Анализ степени обугливания показывает, что эти частные области в период между завершением этапа главного опускания и тектогенезом не испытали никаких существенных восходящих или нисходящих вертикальных перемещений (Paproth, Wolf, 1973).

В качестве центрального элемента Рейнских сланцевых гор, в определенном смысле его "костяка", может рассматриваться Зигерландский антиклинорий, сложенный в основном зигенскими слоями (средняя часть нижнего девона) мощностью 3700–5000 м. Его строение определяется двумя крупными антиклинальными структурами, довольно сильно нарушенными (Fenchel, Luszkat, Vogler, 1971). Главный элемент — Зигенская чешуйчатая антиклиналь шириной около 5 км — характеризуется серией выдержанных надвигов, поверхности которых погружаются на юго-восток под углами 50–70°, и срезанием северо-западного крыла. Главный Зигенский надвиг прослеживается до левобережья Рейна. В более мелких складках различаются два типа. Во-первых, прямые, почти не обладающие вергентностью складки с хорошо выраженным веерообразным расположением плоскостей сланцеватости и, во-вторых, моноклинальные, наклоненные к северо-западу складки с падающими на юго-восток плоскостями сланцеватости.

К северо-востоку Зигерландский антиклинорий погружается под более молодые отложения, как и большинство других крупных структур сланцевых гор. С юга он сопровождается синклинорием, выполненным в юго-западной части верхами нижнего девона (эмский ярус), а на северо-востоке — средним — верхним девонем и динантом. В другой крупной структуре, примыкающей с юго-востока, снова преобладает средняя часть нижнего девона. По южному краю Рейнских сланцевых гор в узкой полосе появляются также додевонские породы.

Мегантиклинали и мегасинклинали в северной части сланцевых гор по правобережью Рейна имеют ширину 10–15 км. Наибольшие площади здесь занимает очень мощный средний девон, в то время как в ядрах антиклиналей появляются нижний девон и додевонские образования, а в синклиналях — верхний девон и карбон. Ядро и северо-западное крыло Восточно-Зауэрландской мегантиклинали характеризуются особенно интенсивной деформацией, сильно запрокинутыми складками и полого погружающимися к югу поверхностями сланцеватости (Hellermann, 1965).

Рейнские сланцевые горы (в узком смысле) и Арденны в районе Эйфеля разделены характерной долготной зоной, в которой среднедевонские синклинали ступенчато смещены относительно друг друга. Простирания синклиналей, как и в основной части сланцевых гор, северо-восточные.

В Арденнах додевонский фундамент обнажается в двух более крупных и в двух мелких массивах. Они относятся к трем различным антиклинориям или мега-

Рис. 8. Некоторые тектонические элементы средневропейских варисцид

1 — взбросы и надвиги; 2 — Верхнефранконско-Центрально-Саксонский линеймент; 3 — поперечные элементы; 4 — вергентность складчатости и сланцеватости; 5 — веерообразная вергентность; 6 — обратноевеерообразная вергентность; 7 — граница зоны; 8 — обнаженная часть варисцидского тектогена; 9 — позднепалеозойская моласса.

Цифры на схеме: 1 — надвиг Кондроз; 2 — структура Тз; 3 — Крефельдский свод; 4 — Дортмундская поперечная структура; 5 — Липштадтский свод; 6 — надвиги Рейнско-Рурского участка; 7 — Зигенский главный надвиг; 8 — северное краевое нарушение Таунуса; 9 — покров Нижнего Гарца; 10 — Франкенвальдская поперечная зона; 11 — фогтландское нарушение

антиклиналям и в совокупности образуют зону воздымания, косо ориентированную относительно простирания складчатых структур. В восточной части Арденн складчатые структуры имеют простирания от северо-восточных до восток-северо-восточных, а в западной — широтные. В этом выражается переход к армориканскому направлению. Изменение простирания происходит довольно резко по линии северо-западного простирания.

На западе в Арденнах выделяются две крупные структуры — Динантский синклиниорий и антиклинорий Рокруа-Серпон. Динантный синклиниорий замыкается у зоны, протягивающейся в долготном или север-северо-восточном направлении, так что далее к востоку самой северной структурой Арденн становится антиклинорий Ставло-Венн. Узкой синклинальной зоной он отделен от антиклинали Бастонь, являющейся восточным ответвлением антиклинория Рокруа-Серпон. Южнее располагаются Эйфельский синклиниорий, переходящий к западу в узкую синклинальную зону, и не полностью вскрытая антиклинальная зона с массивом Живонн. Распространение синклинальных зон и сокращение антиклинальных зон на востоке Арденн соответствуют общему погружению шарниров в направлении к долготной Эйфельской зоне.

Как уже упоминалось, северное крыло Динантского синклиниория, в пределах которого в Бельгии обнажается узкая полоса силурийских отложений (антиклинорий Кондроз), надвинуто на Субварисцикум. С этим надвигом в западной части массива Ставло-Венн связана напоминающая тектоническое окно структура Тэ. Уверенно судить о максимальной амплитуде надвигания невозможно. Можно предполагать амплитуды порядка 10 км, может быть, даже от 20 до 50 км (Fourmagier, 1954). Г. Бреддин (Breddin, 1973) считает основную часть Арденн реноарденнским покровом, продвижение которого он объясняет горизонтальным расширением глубинного этажа, направленным поперечно к простиранию.

Складки, поверхности сланцеватости и надвиги в большей части Арденнско-Рейнских сланцевых гор имеют северо-западную вергентность. Лишь в отдельных областях, прежде всего на юге, преобладает юго-восточная вергентность (см. рис. 8). Примерами могут служить северное крыло веерообразного Мозельского синклиниория, части Хунсрюка и метаморфической южной краевой зоны (Scholtz, 1930; Ноерпегер, 1959; Meyer, Stets, 1975), а также область к югу от антиклинория Ставло-Венн (Furtak, 1965). Весьма пологие осевые поверхности складок и плоскости сланцеватости, как уже упоминалось, характерны для района, расположенного на северо-востоке сланцевых гор. Далее, в антиклинории Ставло-Вени скважина Гран-Але глубиной в 3200 м под верхней частью разреза, которой присущи падения осевых плоскостей и плоскостей рассланцевания на юго-восток под углом  $40^\circ$ , вскрыла зону мощностью свыше 2000 м с субгоризонтальными проявлениями глубинной тектоники (Breddin, 1973).

Поскольку в разрезе преобладают пелито-псаммитовые породы, тектогенез, как правило, приводил к ярко выраженным явлениям рассланцевания. Поэтому для обширных площадей Арденнско-Рейнских сланцевых гор типичны конгруэнтные линейные складки (Cloos, 1950) с внутренними деформациями. Местами складчатая структура благодаря надвигам становится более или менее чешуйчатой. Преобладают складки от округлых до флексуорообразных, в подчиненном виде встречаются остроугольные. В некоторых местах, например в среднедевонских синклиналях долготной Эйфельской зоны, наблюдается тенденция к образованию брахиформных складок.

Интенсивность складчатости и внутренней деформации пород, включая сланцеватость, усиливается с севера на юг, однако не в закономерной последовательности (Wunderlich, 1965). Области с весьма слабой внутренней деформацией расположены юго-восточнее Кёльна и в Эйфеле. С другой стороны, далеко на севере (например, в северо-восточной части сланцевых гор) обнаруживаются исключительно интенсивные явления рассланцевания. Усложнение структур элементами этапа деформации  $D_2$  (поверхности  $S_2$ , складки  $F_2$ ) характерно для южного края Рейнских сланцевых гор в пределах метаморфической зоны и к северу от нее.

Для Гарца в последние 10 лет разработаны новые тектонические концепции (Reichstein, 1965; Lutzens, Schwab, 1972), по которым для Восточного Гарца считается характерным присутствие покровных надвигов с амплитудой по меньшей мере 25 км и протяженными олистостромами. Поскольку М. Шваб детально рассматривает тектонику Гарца в своей статье в этом сборнике, мы ограничимся несколькими краткими замечаниями. Вклад в обсуждение новой трактовки тектоники Гарца наряду с другими исследователями внесли Г. Патцельт (Patzelt, 1973), В. Шван (Schwan, 1974a) и Г. Браузе (Brause, 1975).

Внутри олистостромов Гарца доминирует чешуйчатость вдоль параллельных простиранию надвигов, хотя здесь достаточно широко развиты и мелкие складки. Вне области развития олистостромов, например в Западном Гарце, наблюдается обычная складчатая тектоника.

Многие выходы девона и силура в Восточном Гарце рассматриваются в настоящее время как олистолиты из олистостромов, возникших в динанте. Поэтому большая часть пород Гарца относится к динанту. Наряду с динантом широко распространены девонские образования. Многие осадочные комплексы идентичны типичным образованиям Рейнских сланцевых гор, тогда как иные комплексы являются специфическими и находят свои эквиваленты лишь по восточному краю Рейнских сланцевых гор.

Зоны акенского кварцита и таннской граувакки, шириной от 2 до 5 км, занимают то же положение и имеют состав, близкий составу тех зон, которые известны по восточному краю Рейнских сланцевых гор, а также в области глыбы Флехтинген-Рослау. Поэтому они служат важнейшими маркирующими элементами при корреляции структурных единиц (Paproth, 1960; Schwan, 1967). Однако высказываются и сомнения в правомочность подобных схематических сопоставлений (например, Krebs, Wachendorf, 1974).

Геолого-тектонические единицы Гарца, как правило, не могут быть охарактеризованы лишь на основании их структуры. Для этого должны привлекаться, а иногда даже в первую очередь, также и литофациальные признаки. Области с резкими фациальными градиентами в ходе тектогенеза были преобразованы в тектонические переходные зоны.

Примечательными структурными элементами Западного Гарца наряду с другими являются Госларская мегантиклиналь, имеющая северо-западную вергентность и смятая в складки более мелких порядков, и Акенская гряда веерообразного строения. В пределах Бланкенбургской зоны в средней части Гарца располагается Эльбингеродская единица с мощным среднедевонским комплексом вулканогенных пород, с которым связаны рифы. Особенности ее фациального состава привели при тектогенезе к крупным сколам. Главный элемент Восточного Гарца — Харцгеродская зона сложена преимущественно олистостромами и останцами тектонических покровов. Совершенно очевидно, что образование синформ и внутренняя деформация покровов последовали благодаря гравитационному оползанию.

Самая южная геологическая единица Гарца — антиклинорий Випра отличается веерообразным строением, крутым залеганием пород и развитием чешуй, а также метаморфизмом с образованием филлитов и признаками проявления филлитовой тектоники (складки  $F_2$ , поверхности  $S_2$ ).

### Среднегерманская кристаллическая зона

Судя по нескольким небольшим выходам и ряду скважин, с юга к Реногерциникуму примыкает зона шириной около 40 км, сложенная высокометаморфизованными породами и гранитоидами. Вследствие того, что эта зона в значительной степени перекрыта позднепалеозойскими молассовыми образованиями и платформенным чехлом, она представляет собой одну из наиболее плохо обнаженных и потому весьма проблематичных единиц средневропейских варисцид. На севере ее сопровождает зона филлитов (принадлежащая, однако, Реногерциникуму), на юге тоже появляется зона филлитов. Насколько можно судить по выходам у Дюппенвейлера

и по скважине Саар I, в Саарской области на кристаллические породы ложится уже морской средний девон (см. статью Г.Ю. Пейха в этом сборнике). Из-за неблагоприятных условий обнаженности о структуре Среднегерманской кристаллической зоны имеются лишь отрывочные данные.

В западной части Оденвальда чередуются узкие и крутые гряды рассланцованных гнейсов с северо-восточным простиранием, представленных метапелитами, метапсаммитами и другими метаморфическими породами, и более широкие зоны, сложенные породами гранитоидного, диоритового и габброидного состава (Raumer, 1973). По-видимому, здесь существует складчатая структура с линейными антиклиналями с синклиналями, ширина которых составляет первые километры. Напротив, для восточного Оденвальда характерны куполообразные структуры с простиранием их длинных осей в долготном — север-северо-восточном направлении и преимущественно пологим залеганием слоев.

Шпессарт характеризуется строгой ориентировкой гряд — от северо-восточной до восток-северо-восточной (Murawski, 1965, 1967). Центральная гнейсовая зона представляет собой свод шириной 5 км, состоящий из двух антиклиналеобразных частных элементов со сложно переплетенной внутренней структурой. На северо-западе перед ними расположены антиклиналеобразные и синклиналеобразные структуры шириной 1–2 км, к которым примыкает зона шириной почти в 10 км с падениями слоев к северо-западу. На противоположном фланге толща оболочки круто погружается на юго-восток.

В ядре кристаллической области Рулы в северо-западной части Тюрингенского Леса находится выступ древних гнейсов с намечающимся куполовидным строением и мелкими складками, оси которых имеют простирания от широтного до восток-юго-восточного (Neumann, 1974a). На юго-востоке на этот комплекс налегает серия метаморфических пород, в которой выделяется ряд антиклинальных и синклинальных структур северо-восточного простирания шириной 1–2 км. Наоборот, метаморфические образования на северо-западном фланге, отделенные от древнекристаллических образований крупным нарушением и позднепалеозойским гранитным телом, не обнаруживают отчетливо выраженной складчатости, а обладают лишь пологой волнистостью.

Кристаллические породы Кифгейзера, видимо, смяты в складки таким же образом, как и юго-восточная часть кристаллических пород Рулы, однако оси складок простираются в направлениях от широтных до восток-северо-восточных, а ширина складок составляет только около 0,5 км (Neumann, 1968).

Складчатые структуры кристаллической зоны нельзя непосредственно сопоставлять со структурами обычных сланцевых пород. В кристаллических породах мы имеем дело со складчатостью поверхностей, возникших или при тектонических процессах, или (например, в докинематических мигматитах) совершенно независимо от тектонических напряжений. В своем пространственном расположении, для которого особенно характерны антиклиналеобразные своды или купола, кристаллизационная сланцеватость метаморфических пород также отличается от поперечной сланцеватости обычных сланцевых пород (Schroeder, 1966a).

### **Центральный мегасинклиорий Саксотюрингской зоны**

Между кристаллическими антиклинальными зонами по северному и южному флангам Саксотюрингского массива располагается Центральная зона шириной около 80 км, состоящая из ряда антиклинориев и синклинориев. Она хорошо обнажена в области Саксоно-Тюрингской макроглыбы. Этой областью, т.е. Тюрингско-Фогтландско-Северобаварскими сланцевыми горами (Gaertner, 1950; Hempel, 1974) и ограничивается приводимый ниже обзор, поскольку продолжение мегасинклиория по простиранию либо скрыто под осадочным чехлом, либо существенно меняет свой характер.

Основные черты строения определяются наличием антиклинория и синклинория северо-восточного простирания шириной 10–25 км. Наряду с ними устанавливаются

поперечные элементы, являющиеся зонами поднятий либо опусканий (Schwan, 1959). Наиболее рельефно выступает Франкенвальдская поперечная зона, ограниченная крупными нарушениями и разделяющая Тейшниц-Цигенрюкский синклиниорий на две части.

В ядрах антиклинориев обнажаются нижнеордовикские, а иногда также кембрийские и верхнепротерозойские породы, на крыльях — верхнеордовикские до девонских, а в ядрах синклинориев — образования девона и динанта. Особенно интересным представляется появление глыб кристаллических пород в ядре Фогтландско-Центральносаксонского синклинория. Эти глыбы трактуют или как покровы, или как клиновидные "автохтонные клиппы". В наши дни большинство исследователей отклоняют гипотезу о их перемещении издалека (Schwan, 1974b), но все же обсуждаются новые представления о связи этих глыб с крупными разрывными структурами, по которым происходили перемещения с большими горизонтальными (Stettner, 1969, 1972) или вертикальными (Neumann, 1974b) амплитудами.

Северо-западное крыло Шварцбургского антиклинория и примыкающий с северо-запада синклинорий в значительной степени скрыты под верхнепалеозойским молассовым комплексом, что затрудняет их структурный анализ. По мнению П. Банквитца (Bankwitz, 1968), существует многократное чередование зон с обычными глинистыми сланцами и зон с филлитовыми породами, протягивающихся, как и складчатые структуры, в северо-восточном направлении. Таким образом, в этом районе не отмечается никакого прогрессирующего увеличения степени метаморфизма с приближением к Среднегерманской кристаллической зоне.

Между Франкской и Тюрингской впадинами обнажен участок Центральной зоны Шварцбургского антиклинория протяженностью 27 км. Это полоса верхнепротерозойских пород шириной от 12 км на юго-западе до 6 км на северо-востоке. Крутые разломы северо-восточного простирания отделяют ее от древнего палеозоя, но прослеживаются и в области распространения протерозоя. На юго-восточном краю наблюдается отчасти нормальный стратиграфический контакт между протерозоем и кембрием. Складчатые и чешуйчатые структуры протерозоя (Bankwitz, 1967), как и палеозоя, имеют северо-восточное простирание. В своей южной части Центральная зона состоит из антиклинория шириной примерно 6 км (на северо-западе) и синклинория шириной около 5 км (на юго-востоке), осложненных складками третьего порядка шириной от 100 до 1000 м. В ядре синклинория выступают также кембрийские породы. Частные складки более высоких порядков вплоть до миллиметровой пloidчатости особенно часто наблюдаются в замках складок третьего порядка. Часто встречаются две или три, а в исключительных случаях и четыре различные системы сланцеватости, но повсеместно развита лишь система  $S_1$ . Поверхности  $S_1$  во внутренней части антиклинория второго порядка смяты в сжатые складки, но вне его образуют крупную складчатую структуру (Bankwitz, 1968).

На юго-восточном крыле Шварцбургского антиклинория, имеющем ширину 15 км, как правило, наблюдаются лишь складки  $F_1$  и поверхности сланцеватости  $S_1$  одного этапа деформации  $D_1$ . Структуры этапа деформации  $D_2$  встречаются лишь спорадически. Складки второго порядка шириной от 1 до 4 км известны прежде всего на северном участке. Из-за многочисленных антитетических разломов северо-западного — широтного простирания и малой высоты отдельных складок по сравнению с их шириной местами отмечается широтное — северо-западное простирание границ между толщами, хотя оси складок простираются на северо-восток. Преобладает юго-восточное направление вергентности, однако наряду с этим многочисленны почти прямые складки, без вергентности. Для поверхностей сланцеватости характерны крутые северо-западные падения, однако наряду с ними на севере есть район с юго-восточными падениями, а на юге — район с падением сланцеватости положе  $40^\circ$ .

Тейшниц-Цигенрюкский синклинорий достигает ширины 25 км, а его длина в обнаженной части юго-восточного крыла составляет 70 км. Его внутреннее строение осложняют линейные складки различных порядков, с шириной от километрового до метрового диапазона. Поперечные нарушения, амплитуда которых местами

превышает 1000 м, ограничивают с севера Франкенвальдскую поперечную зону. В самом синклинии наблюдается преимущественно северо-восточное погружение шарниров складок. В весьма устойчивом юго-западном погружении шарниров в пределах Франкенвальдской поперечной зоны отражаются значительные глыбовые перемещения. Вергентность складок в основном направлена на юго-восток, однако известен целый ряд исключений. Долготные и широтные складки наклонены соответственно к востоку или югу. Кроме них, отмечаются почти прямые складки и складки с вергентностью к северо-западу. Наклоны к северо-западу или западу чаще наблюдаются в юго-восточной краевой полосе Цигенрюкского синклинии. Они связаны с грибообразной складчатой зоной второго порядка (Gräbe, 1962). Поверхности сланцеватости ( $S_1$ ) обычно имеют северо-восточное простирание и падают на северо-запад.

Иные направления простираний частично обусловлены погружением шарниров, но отчасти также первичными отклонениями поверхностей сланцеватости от симметрии складок (Schroeder, 1966b). Следующей характерной чертой являются продольные, падающие на северо-запад, нарушения сбросового характера, которые явно тесно связаны со складчатостью и потому рассматриваются как поддвиги (Schwan, 1958).

Имеющий ширину около 10 км, Бергауский антиклинорий обнажен на протяжении 75 км. На юго-западе он не достигает линии Франкского нарушения (как и другие крупные структуры сланцевых гор), а уже перед ней периклинально замыкается. В основной части антиклинория находятся складчатые структуры, близкие по типу и ориентировке структурам на юго-восточном крыле Шварцбургского антиклинория и в Тейшниц-Цигенрюкском синклинии. Некоторые отклонения связаны с широким развитием вулканитов.

Для ряда районов, расположенных в северной части Бергауского антиклинория, характерны метаморфизм на уровне филлитов и структуры этапа деформации  $D_2$ . Здесь появляются также пологие до горизонтальных поверхности напластования (Nempel, 1964). На северном отрезке древнейшие слои ядра антиклинория расположены по его юго-восточному краю, непосредственно рядом с динантом Фогтландского синклинии. В этом отчетливо выражается юго-восточная вергентность всей структуры.

На границе между Бергауским антиклинорием и Фогтландским синклинием находится надвиг, направленный на юго-восток. В качестве юго-восточной границы Фогтландского синклинии выступает северо-западный край одноименной области развития филлитов. Соответственно имеющий ширину около 20 км, синклиний построен крайне асимметрично, с полосой динанта шириной 1–8 км на северо-западе и более широкой юго-восточной частью. Эта часть сложена вулканогенным верхним девоном, среди которого в виде глыб, полос или дуг появляются выходы самых различных палеозойских отложений, от ордовика до динанта. Тектоника характеризуется сложным переплетением складчатых и разрывных структур. На юго-западном продолжении Фогтландского синклинии находится Мюнхбергский гнейсовый массив — самая крупная из упомянутых глыб кристаллических пород. В области синклинии наблюдаются брахиформные антиклинальные структуры второго порядка, выделяющиеся пологим куполообразным залеганием поверхностей  $S_1$ , складчатостью этих поверхностей и появлением поверхностей  $S_2$  (Schroeder, 1958). Некоторые признаки структурного развития указывают на сокращение по вертикали и радиальное растяжение (Nempel, 1968). Эпизональный метаморфизм и интенсивная деформация охватили также динант, т.е. самую молодую часть геосинклиального комплекса.

В общем тектоника этого синклинии с точки зрения образования тектонических структур, их простирания и вергентности менее единообразна, чем в других крупных структурах мегасинклинии. Это объясняется как более значительным участием в разрезе вулканогенных образований, так и специфическими тектоническими признаками зоны линеамента (Центрально-Саксонского линеамента, по Watznauer, 1965; Верхнефранкско-Центральносаксонского линеамента, по Stettner, 1969).

## Фихтельберг-Рудногорская антиклинальная зона

Длина Фихтельберг-Рудногорской антиклинальной зоны (Lorenz, Noth, 1964) от линии Франкского нарушения на юго-западе до границы с зоной Эльбы на северо-востоке составляет 180 км, а ширина возрастает от 25 км на юго-западе до 75 км на северо-востоке. На обоих крыльях, и прежде всего на юго-восточном, первичные границы местами скрыты под постварисийскими отложениями. Южный сброс Рудных гор представляет собой кайнозойское нарушение, протягивающееся в 10–25 км севернее собственно южной границы. Южнее Фихтельберг-Рудногорской антиклинальной зоны развита синклиналильная зона, о которой, однако, известно очень мало. Во всяком случае, Фихтельберг-Рудногорская зона, или южная зона кристаллических пород Саксотюрингикума (включая области развития филлитов), не является самой южной структурой Саксотюрингикума (см. рис. 6).

К северо-востоку антиклинальная зона воздымается, что выражается и в ее расширении к востоку. В районе Южнофогтландско-Западнорудногорской поперечной депрессии более сильно метаморфизованные протерозойские и кембрийские толщи в основном перекрыты филлитовыми породами низов ордовика. Позднепалеозойские граниты в горах Фихтельберг и в поперечной зоне развиты на дневной поверхности шире, чем в Рудных горах, где, однако, предполагают существование протяженного гранитного подложья (Tischendorf u.a., 1965).

Паракристаллические поверхности *s*, самый выраженный плоскостной элемент строения, в Рудных горах образуют несколько крупных антиформных брахиструктур диаметром 10–20 км (Schmidt, 1959; Hösel, 1972). Представляется, что поверхности *s* часто подчеркивают первичную слоистую текстуру. Однако в некоторых мелких складках они располагаются параллельно осевым поверхностям, что указывает на довольно сложные взаимоотношения между формированием поверхностей и складчатостью и на необходимость более детальных исследований. Может быть, более древние структурные элементы были более или менее основательно переработаны. По этой причине и из-за своих геометрических и генетических особенностей поверхности паракристаллической стадии не могут непосредственно сопоставляться с поперечной сланцеватостью в толщах глинистых сланцев.

В районе Фрейберга известны запрокинутые к север-северо-востоку складки второго и третьего порядка (Hofmann, 1965). Наряду с ними отмечаются куполовидные поднятия, извилистые складки с круто падающими шарнирами и желвакообразные складки течения. О новых данных по северо-восточной части Рудных гор сообщается в статье Л. Банквитца, А. Фришбуттера и Э. Банквитца, помещенной в этом сборнике.

Преобладающее направление простирания поверхностей *s* в рудногорских гнейсах и одновременно продольных осей более крупных брахиструктур – ЮВ  $105^\circ$  ( $90$ – $120^\circ$ ). На отдельных участках доминирует, однако, направление с азимутом ЮВ  $120^\circ$ . Наиболее отчетливым элементом северо-западного простирания является зона Флёа, выделяющаяся как благодаря выходам мигматитовых гнейсов, так и петрологическими и геохимическими аномалиями. По Г. Бери (Behr, 1969), зону Флёа можно рассматривать как нижнюю часть выжатой грибообразной складки.

Послекристаллические поверхности *s*, напоминающие поверхности милонитизации или тектонические зеркала, пересекают паракристаллические поверхности преимущественно под острыми углами. Местами они образуют куполовидные формы с вытянутостью на северо-запад или север-северо-восток, располагающиеся несогласно относительно структур паракристаллических поверхностей.

Господствующим линейным элементом строения рудногорских гнейсов является паракристаллическая линейность. Ее общее простирание идет независимо от пространственного положения плоскостной структуры в запад-северо-западном направлении ( $280$ – $310^\circ$ ). Линейность северо-западного – широтного простирания встречается как в протерозойских, так и в палеозойских породах, что указывает на палеозойский возраст этого элемента строения. Однако до сих пор нет полной ясности в вопросе датировки метаморфизма и деформации. Более древние, в особенности докембрийские, структуры, по-видимому, в значительной степени затухают палеозойскими тектогенезами.

Складчатая структура с широкими синклиналиями и узкими антиклиналиями в обоих тектогенах характеризует внешние крылья краевых прогибов или краевых зон, имеющих облик передовых прогибов. Такой тип строения в Предуральском краевом прогибе дополнительно усиливается проявлениями соляной тектоники.

Отдельные части внешней зоны надвинуты на краевые зоны по пологим нарушениям, которые могут иметь характер шарьяжей. Местами эта надвиговая тектоника охватывает также части передового прогиба. В Средней Европе интенсивность надвиговой тектоники зависит от наличия поднятых довариссийских глыб форланда и от ширины передового прогиба. По южному краю Брабантского массива в узком угленосном поясе наблюдаются классические проявления надвигов. Напротив, в остальных областях, где аналогичных массивов нет, складчатость охватила более широкие полосы краевой зоны, но она менее интенсивна и, видимо, постепенно затухает.

В обоих тектогенах строение внешней зоны определяют крупные, сложно смятые антиклинории и синклинории. Специфические тенденции развития отражает тот факт, что по ширине выходов и набору пород эти структуры имеют отчетливые различия. От внешних частей к внутренним возрастает интенсивность деформаций. Однако имеются отчетливые отклонения от этой тенденции. Местами отмечается либо весьма интенсивная деформация на периферических участках, либо очень слабая деформация в центральной части. Причина явления такого рода может быть весьма сложной (характер и глубина залегания кристаллического фундамента, аномалии соотношений давления и температур, магматические очаги и т.д.). Во внешней зоне средневропейских варисцид нет аналогов Башкирского антиклинория и, следовательно, не наблюдаются и характерные для него структурные формы, прежде всего его западной части.

Веерообразное строение — отличительная черта Зилаирского синклинория — в Реногерциникуме скорее типично для антиклинориев. Имеющий хорошо выраженное веерообразное строение Мозельский синклинорий отличается от Зилаирского синклинория меньшей шириной и занимает другое положение — в Центральной части внешней зоны. В отличие от него Зилаирский синклинорий не ограничен четким внешним антиклинорием. Аналоги складок с утоненными пологими крыльями (типичные для восточного борта Зилаирского синклинория) особенно часто наблюдаются на некоторых участках мегасинклинория Саксотюрингской зоны.

Ряд выходов геосинклинальных магматических образований, прежде всего в Восточном Гарце, могут относиться к олистостромам или к тектоническим покровам. Однако для большей части инициальных образований Реногерциникума можно принять автохтонное залегание. Пока еще нельзя достаточно уверенно решить вопрос, являются ли выступающие во внешней зоне Южного Урала базиты аллохтонными или автохтонными. Поэтому открытым остается и вопрос о сопоставимости со Средней Европой. Однако на существенные отличия указывает уже хотя бы различие в распространении ультрабазитов в обоих тектогенах. Клиновидно выжатые автохтонные клипсы, которые привлекаются для объяснения особенностей залегания пород по восточному борту Зилаирского синклинория, по южному краю Реногерциникума самое большее лишь намечаются. Однако в Саксотюрингикуме они, видимо, представлены в типичном выражении.

В Среднегерманской кристаллической зоне и в антиклинории Уралтау присутствуют как линейные, так и куполовидные структурные формы. Общая структура Уралтау, возможно, имеет клиновидную форму. По внешнему краю Среднегерманской кристаллической зоны можно предполагать наличие вергентной к северо-западу надвиговой зоны. Напротив, вдоль внутреннего края кристаллической зоны отсутствуют крупные разрывные нарушения, которые могли бы соответствовать главному нарушению Урала, ограничивающему восточное крыло Уралтау.

Мегасинклинории внутренних зон различаются по мощности палеозоя и прежде всего по участию магматических образований. В Магнитогорском мегасинклинории наблюдается существенно больше магматических пород, чем в мегасинклинории Саксотюрингикума, что привело к характерным различиям в тектонических харак-

теристиках. Настоящая линейная складчатость встречается в Магнитогорском мегасинклинории прежде всего в мощных постмагматических осадочных толщах частных синклинориев. Наоборот, области главного развития магматических пород обладают "гибридными" структурами, в которых складки отходят на второй план по сравнению с магматическими телами. Область вулканогенных пород в Фогтландской части Саксотюрингикума обладает некоторыми чертами, напоминающими подобный стиль строения, тогда как в остальных частях мегасинклинория доминирует линейная складчатость.

Общее веерообразное строение, которое установлено в Магнитогорском мегасинклинории, в Саксотюрингикуме не наблюдается. Здесь явно преобладает юго-восточная вергентность. Лишь верхнефранконско-фогтландско-центральносаксонская зона, с которой связаны выходы кристаллических пород, обладает типичной веерообразной структурой. Расположенные в более центральных частях антиклинальные области, в которых широко развиты метаморфические серии пород и гранитоиды, выделяются как в южных уралах, так и в среднеевропейских варисцидах брахиантиклинальными структурами, между которыми располагаются более узкие зоны со сложной, почти линейной складчатостью.

В результате сравнительных исследований получается, что совокупность структурных форм зависит от первичного материала пород и тем самым от истории становления геосинклиналей. Слоистые, богатые глинистым и алевритовым материалом, толщи интенсивно сминаются в складки, а часто также рассланцовываются. При этом, как правило, возникают линейные складки с четкой вергентностью. Мощные, более или менее массивные комплексы вулканогенных или карбонатных пород или псаммитов подвергаются воздействию дисгармоничных деформаций и разрывных нарушений. Кроме того, тектонические структуры отражают интенсивность и характер деформации и, следовательно, тип тектогена и положение в теле тектогена. Типичными признаками кристаллических зон являются сводообразные брахиструктуры. Аномалии полей напряжения и тепловых полей определенно связаны с вещественным составом и общими изменениями стиля строения в горизонтальном или вертикальном направлениях. Поэтому дальнейшие исследования должны быть направлены прежде всего на интерпретацию структурного развития с учетом глубинного строения и глубинных процессов.

Анализ комплекса геологических и геофизических материалов о пространственном размещении складчатости, продуктов магматической деятельности и метаморфизма, строения и формировании гранито-гнейсового слоя земной коры приводит к выводу о закономерном соотношении поверхностных и глубинных структур, выраженном в геоструктурной зональности Южного Урала. В миогеосинклинальной зоне жесткий консолидированный фундамент лишь передает тектонические напряжения и усилия из более глубоких и внутренних частей геосинклинали и посредством региональных разломов и сколов в его теле "диктует" образование преимущественно глыбово-складчатых структур в осадочной толще пород.

В средней зоне более молодой и менее мощный рифейский фундамент выступает не как нечто стабильное, жесткое, а как дробящаяся, сминающаяся и активно воздействующая на осадочно-эффузивные толщи часть земной коры, что выражается в повсеместном формировании здесь сложных форм линейной складчатости в рифейских и палеозойских образованиях. Высокая, но неравномерная проницаемость фундамента обуславливает продвижение в осадочные толщи фронта гранитизации и образование глубинной метаморфогенной складчатости и структур, близких к гранито-гнейсовым куполам.

В связи с глубоким погружением, а местами и отсутствием гранито-гнейсового слоя в эвгеосинклинальной зоне влияние его на структуры в палеозойских образованиях крайне ограничено. Разновидности и типы тектонических структур определяются здесь характером разрядки тектонических напряжений внутри палеозойского разреза и большой ролью в нем магматических образований и вулканических построек.

Весьма вероятны также соотношения поверхностных и глубинных структур и для среднеевропейских варисцид, однако здесь требуются дополнительные исследования в этом направлении.

- Богданов А.А.* О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. — Вопросы прикладной и теоретической геологии, сб. 4. Изд-во Моск. геол.-разв. ин-та, 1974.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. "Наука", М., 1974.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Складчатые покровы западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В.* О характере залегания некоторых выходов рифогенных известняков нижнего и среднего палеозоя на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1969, т. 183, № 3.
- Камалетдинов М.А., Надежкин А.Д., Камалетдинов Р.А.* Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности передовых складок Южного Урала. — Геология нефти и газа, 1966, № 3.
- Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104, № 34.
- Лениных В.И.* Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала. — Труды XIII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., "Наука", 1966.
- Мамаев Н.Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. — Труды Ин-та геол. УФАИ АН СССР, 1965, вып. 73.
- Перфильев А.С., Херасков Н.П.* Урал. — В кн.: Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы м-ба 1:2500000. М., "Наука" — "Недра", 1964.
- Сенченко Г.С.* Морфогенетические типы тектонических структур зоны сочленения Русской платформы и складчатой области Южного Урала. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука", 1964.
- Сенченко Г.С.* Складчатые структуры Южного Урала. М., "Наука", 1976.
- Сенченко Г.С., Огарин И.С.* Криптоэвгеосинклинальная зона на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М., "Наука", 1974.
- Соболев И.Д.* Тектоника и магматизм Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. — Труды 1-го Уральск. петрогр. совещ. Свердловск, 1963.
- Соболев И.Д.* Центральное-Уральское поднятие. Тагило-Магнитогорский прогиб. Восточно-Уральское поднятие. Краткий очерк тектонического развития. — В кн.: Геология СССР, т. 12, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Bankwitz P.* Probleme der Faltenbaus, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzbürger Sattel (Thüringen). — Geologie, 1967, 16, N 10.
- Bankwitz P.* Phyllittektoniten verschiedenen Alters in einem Querprofil durch den Schwarzbürger Sattel. — Geologie, 1968, 17, N 6/7.
- Behr H.-J.* Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge. — Freiburger Forschungsh. C, 1969, 241.
- Brause H.* Diskussionsbemerkung zur Geotektonik des Harzes. — Z. geol. Wiss., 1975, 3, N 3.
- Bredden H.* Tiefentektonik und Deckenbau in Massiv von Stavelot-Venn (Ardennen und Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Mitt., 1973, 12, N 2.
- Cloos H.* Gang und Gehwerk einer Falte. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1950, 100.
- Fenchel W., Luszkat M., Vogler H.* Stand der geologisch-lagerstättenkundlichen Erforschung des Siegerlandes. — Stratigraphie und Tektonik. — Beih. geol. Jahrb., 1971, 90.
- Fourmarier P.* (Hrsg.). Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Liège. Vailant-Carmanne, 1954.
- Furtak H.* Die Tektonik der unterdevonischen Gesneinsfolge im deutsch-belgisch-luxemburgischen Grenzgebiet. — Geol. Mitt., 1965, 4, N 3.
- Gaertner H.R., v.* Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jahrb., 1950, 65.
- Gräbe R.* Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevons und Unterkarbons sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn-Dil-Typus am NW-Rand des Bergaer Sattels (Thüringisches Schiefergebirge). — Freiburger. Forschungsh. C, 1962, 140.
- Hedemann H.-A., Fabian H.J., Fiebig H., Rätz A.* Das Karbon in marin-paralischer Entwicklung. — C.R. VIII éme Intern. Congr. Stratigr. Géol. Carbonifère, Krefeld, 1972, 1.
- Hellermann E.* Schieferigkeit und Gebirgsbau im östlichen Sauerland. — Geol. Mitt., 1965, 4, N 4.
- Hempel G.* Gefügeerscheinungen im Ostthüringischen Schiefergebirge. — Abhendl. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Hüttenw. und Montangeol., 1964, 2.
- Hempel G.* Die tektonische Entwicklung und Prägung der Greizer Querzone. — Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss., 1968, 10, N 8.
- Hempel G.* Variscische Tektonogenese. — In: Geologie von Thüringen. W. Hoppe, G. Seidel (Hrsg.). — Gotha, Haack, 1974.
- Hoepfener R.* Zur Tektonik des SW-Abschnittes der Moselmulde. — Geol. Rundschau, 1959, 46, N 2.
- Hofmann J.* Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg. — Freiburger Forschungsh. C, 1965, 191.
- Hösel G.* Fortschritte der Metallogenie im Erzgebirge. Position, Aufbau sowie tektonische Strukturen des Erzgebirges. — Geologie, 1972, 21, N 4/5.
- Hoyer P., Clausen C.-D., Leuteritz K., Teichmüller R., Thome K.N.* Ein Inkohlungspro-

- fil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsaurländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld Westf., 1974, 24.
- Hoyer P., Pilger A. Das Rhein-Ruhr-Revier. Tektonik — Fortschr. Geol. Rheinld und Westf., 1971, 19.
- Hoyer P., Teichmüller R., Wolburg J. Die tektonische Entwicklung des Steinkohlengebirges im Münsterland und Ruhrgebiet. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1969, 119.
- Krebs W., Wachendorf H. Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge. — Abbildung eines orogenen Diapirismus. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1974, 147, N 1.
- Lorenz W., Hoth K. Die lithostratigraphische des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone. — Geologie, Beih., 1964, 44.
- Lutzens H., Schwab M. Die tektonische Stellung des Harzes im variszischen Orogen. — Geologie, 1972, 21, N 6.
- Meyer W., Stets J. Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1975, 126.
- Murawski H. Der Spessart als Teilgebiet der Mitteldeutschen Schwelle. — Geol. Rundschau, 1965, 54, N 2.
- Murawski H. Grundzüge der tektonischen Entwicklung von Spessart und Wetterau. — Jahresber. und Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 1967, 49.
- Neumann W. Das Grundgebirge am Kyffhäuser (Nordthüringen). — Lithostratigraphie, Tektonik, Regionalmetamorphose und Magmatization. — Geologie, Beih., 1968, 63.
- Neumann W. Mitteldeutsche Kristallinzone. — In: Geologie von Thüringen. Gotha, Haack, 1974a.
- Neumann W. Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südteil der DDR. — In: Precambrian zones mobiles Europe, Conf. Liblice 1972. Praha. Geologický ústav CSAV, 1974b.
- Paproth E. Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs — Fortschr. Geol. Rheinld. Westf., 1960, 3, N 1.
- Paproth E., Wolf M. Zur paläogeographischen Deutung der Inkohlung im Devon und Karbon des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1973, 8.
- Patzelt G. Tektonische Probleme des Ostharzes — Z. geol. Wiss., Themenh., 1973, 1.
- Raumer J.F., v. Die mineralfazielle Stellung der Metapelite und Metagrauwacken zwischen Heppenheim und Reichelsheim (Odenwald). — Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1973, 118, N 3.
- Reichstein M. Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. — Geologie, 1965, 14, N 9.
- Rosenfeld U. Tektonische Forschungen im Ruhr-Karbon. — Zentralbl. Geol. und Paläontol. Abhandl., 1968, T. 1, N 3/4.
- Schmidt K. Zur tektonischen Analyse des Sächsischen Erzgebirges. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol., Biol., 1959, 2.
- Scholtz H. Das varistische Bewegungsbild, entwickelt aus der inneren Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant. — Fortschr. Geol. und Palaeontol., 1930, 8, N 25.
- Schönenberg R. Das variszische Orogen im Raume der Südost-Alpen. — Geotekton. Forsch., 1970, 35.
- Schroeder E. Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). — Geologie, 1958, 7, N 3-6.
- Schroeder E. Zur tektonischen Zonen- und Stockwerkgliederung des Thüringisch-Vogtländischen Schiefergebirges. — Geologie, 1966a, 15, N 8.
- Schroeder E. Beiträge zur Schiefergebirgstektonik un Ostthüringen. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol., Biol., 1966b, 4.
- Schroeder E. Grundaspekte eines geotektonischen Vergleichs zwischen dem Südrural und dem mitteleuropäischen Variszikum. — Geologie, 1972, 21, N 4/5.
- Schwan W. Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh., 1958, N 8/9.
- Schwan W. Querschollenbau in einem Teil des variszischen Gebirges. — Geol. Rundschau, 1959, 46, N 2.
- Schwan W. Zur Stratigraphie, Paläogeographie und Faziesbildung der Hörre-Gommern- und Tanner Systeme. — Erlanger geol. Abhandl., 1967, 65.
- Schwan W. Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Harz. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1974a, 125, N 2.
- Schwan W. Die Sächsischen Zwischengebirge und Vergleiche mit der Münchberger Gneismasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum. — Erlanger geol. Abhandl., 1974b, 99.
- Stettner G. Die Prägung von Granulit und Ekogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Variszikums. — Geologica bavarica, 1969, 60.
- Stettner G. Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1972, 123, N 1.
- Tischendorf G., Waternack J., Bolduan H., Bein E. Zur Lage der Granitoberfläche im Erzgebirge und Vogtland. — Z. angew. Geol., 1965, 11, N 8.
- Watznauer A. Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Variszikums. — Geol. Rundschau, 1965, 54, N 2.
- Wunderlich H.G. Maß, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. — Geol. Rundschau, 1965, 54, N 2.

## ИСТОРИЯ ДЕФОРМАЦИЙ В ПАЛЕЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ

### ВВЕДЕНИЕ

Проведенное исследование имело целью изучение эволюции складчатого процесса за время тектонического цикла в палеозойских геосинклинальных системах. Предложенная автором (Буртман, 1970, 1976) методика тектонического анализа деформаций складчатой системы основана на исследовании стилей и режимов деформации.

Стиль деформации определяют структурные формы, получившие наибольшее развитие в исследуемом геологическом теле во время анализируемой стадии деформации. Среди складчатых форм достаточно различать три типа (вертикальные, горизонтальные и лежащие складки) в зависимости от того, в каком направлении изогнуты слои, образующие складку. Вертикальные складки (слои изогнуты в вертикальном направлении) обладают крутыми осевыми поверхностями и пологими шарнирами. Горизонтальные складки имеют круто залегающие шарниры и осевые поверхности. У лежащих складок осевые поверхности и шарниры залегают полого. Складки разного типа формируются при разном распределении сил и для них характерны свои структурные ассоциации. Горизонтальные складки сочетаются со сдвигами, лежащие — с шарьяжами и надвигами, вертикальные — с разломами всех видов.

Главным результатом деформации является изменение формы геологического тела (тектонического блока, геосинклинальной системы и т. п.), т. е. его удлинение в одних направлениях и сокращение — в других. Эти изменения определяют режим деформации. При анализе режимов деформации не принимается во внимание то, каким структурным путем (складки, надвиги, грабены и т. п.) был достигнут результат.

Стиль и режим деформации рассматриваемого геологического тела определяются структурами I категории (порядка). Эти структуры образуют систему дислокаций, которая либо одинакова, либо закономерно изменяется в пределах анализируемого тела. Такая система деформаций, возникшая на определенной стадии, была затем искажена деформациями последующих стадий.

Стадии деформации могут быть выделены в тех случаях, когда произошло изменение либо режима деформации, либо стиля деформации, либо режима и стиля одновременно. Смена стиля деформации отмечает переход от одной стадии деформации к другой.

Изменения режима и стиля могут происходить постепенно или с перерывом в деформации. Нередки случаи, когда после такого перерыва (установленного стратиграфическим методом) деформации возобновлялись в прежнем режиме и стиле. В этом случае будем говорить о нескольких эпизодах деформации в пределах одной стадии.

Последовательность стадий деформации, имевшая место в рассматриваемом районе во время одного тектонического цикла, образует ряд деформаций, характерный для этого района.

Далее изложены результаты анализа деформаций палеозойских геосинклинальных систем, который был проведен с помощью предложенной методики.

## КАЛЕДОНИДЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

### Скандинавия

Каледонские шарьяжи Скандинавии (рис. 1) надвинуты на край Восточно-Европейской платформы. Автохтон сложен древними породами Балтийского щита и отложениями нижнего палеозоя, которые образуют платформенный чехол.

Нижний (I) аллохтонный комплекс сложен миогеосинклинальными породами венда и нижнего палеозоя. Этот аллохтонный комплекс состоит из нескольких тектонических пластин. На территории Швеции нижние пластины сложены кембро-силурийскими породами (шарьяжи Емтланд), а более высокие пластины — кварцитами венда. В других районах шарьяжи кварцитов налегают непосредственно на кембрийские породы автохтона. Среди нижних шарьяжей присутствуют также пластины, сложенные породами фундамента Балтийского щита и платформенного чехла. Подошва I аллохтонного комплекса залегает согласно с подстилающими кембрийскими отложениями автохтона и деформирована совместно с ними.

II аллохтонный комплекс имеет двучленное строение. Внизу залегает пластина, сложенная милонитизированными гранитами, сиенитами и гнейсами (шарьяж Оффердаль в Швеции и его аналоги на территории Норвегии). Верхняя пластина (шарьяж Серв в Швеции, шарьяж Квитвола в Южной Норвегии) образована метаморфизованными породами венда и нижнего палеозоя.

III аллохтонный комплекс сложен эвгеосинклинальными отложениями кембро-силурийского возраста (фашия Тронхейм) и подстилающими их более древними породами. Это — шарьяжи Нижний Йотун (Отта) и Тронхейм в Южной Норвегии, шарьяж Севе в Швеции и др.

Верхний (IV) аллохтонный комплекс (шарьяж Редингфьелль и др.) образован отложениями, метаморфизованными до амфиболитовой фашии. Эти породы (фашии Нуллани) предположительно относятся к раннему палеозою. Они возникли за счет метаморфизма преимущественно пелитовых отложений. Их разрез относится к миогеосинклинальному типу. В Южной Норвегии IV аллохтонный комплекс представлен шарьяжем Верхний Йотун, который сложен протерозойскими кристаллическими породами, метаморфизованными до гранулитовой фашии.

В целом I и II аллохтонные комплексы сложены миогеосинклинальными отложениями венда, кембрия, ордовика и силура и породами кристаллического фундамента. Эта миогеосинклиналь располагалась в юго-восточной части каледонской геосинклинальной системы на краю Восточно-Европейского континента. В состав III аллохтонного комплекса, несомненно, входят эвгеосинклинальные отложения нижнего палеозоя и, вероятно, ультрабазиты и габброиды океанического фундамента эвгеосинклинали. Верхний (IV) аллохтонный комплекс сложен породами другой миогеосинклинали, которая была расположена на северо-западном борту каледонского Протоатлантического океана, на краю каледонского Северо-Американского континента.

Минимальную амплитуду перемещения шарьяжей определяют исходя из положения тектонических окон, в которых обнажены докембрийские граниты Балтийского щита и залегающий на них чехол кембрийских отложений. Отдельные окна расположены на расстоянии 70—100 км от фронта шарьяжей. Корневую зону каледонских шарьяжей Скандинавии большинство исследователей помещают в Норвежское море. Амплитуда перемещения шарьяжей в этом случае превышает 200 км.

Анализ соотношений между структурными формами, описанными скандинавскими геологами (Bennet, 1970; Binns, 1967; Gustavson, 1972; Henley, 1971; Holmes, 1966; Hossack, 1967; Nicholson, Rutland, 1969; Nickelsen, 1967; Oftedahl, 1966; Peacey, 1963 a, b, 1964; Ramsay, 1971; Roberts, 1972; Roberts a. o., 1970; Rutland, 1959; Rutland, Nicholson, 1965; Strand, 1960; Strand, Kulling, 1972; Vogt, 1955; Wells, Brandshew, 1970; Wolff, 1967) на разных участках региона, позволяет сделать выводы о следующей общей направленности деформации скандинавской части каледонской геосинклинальной системы. Наиболее ранним процессом было шарьирование (I этап деформации). Оно происходило в позднем силуре. Тектонические пластины надвигались на недислоцированные отложения окраины Бал-

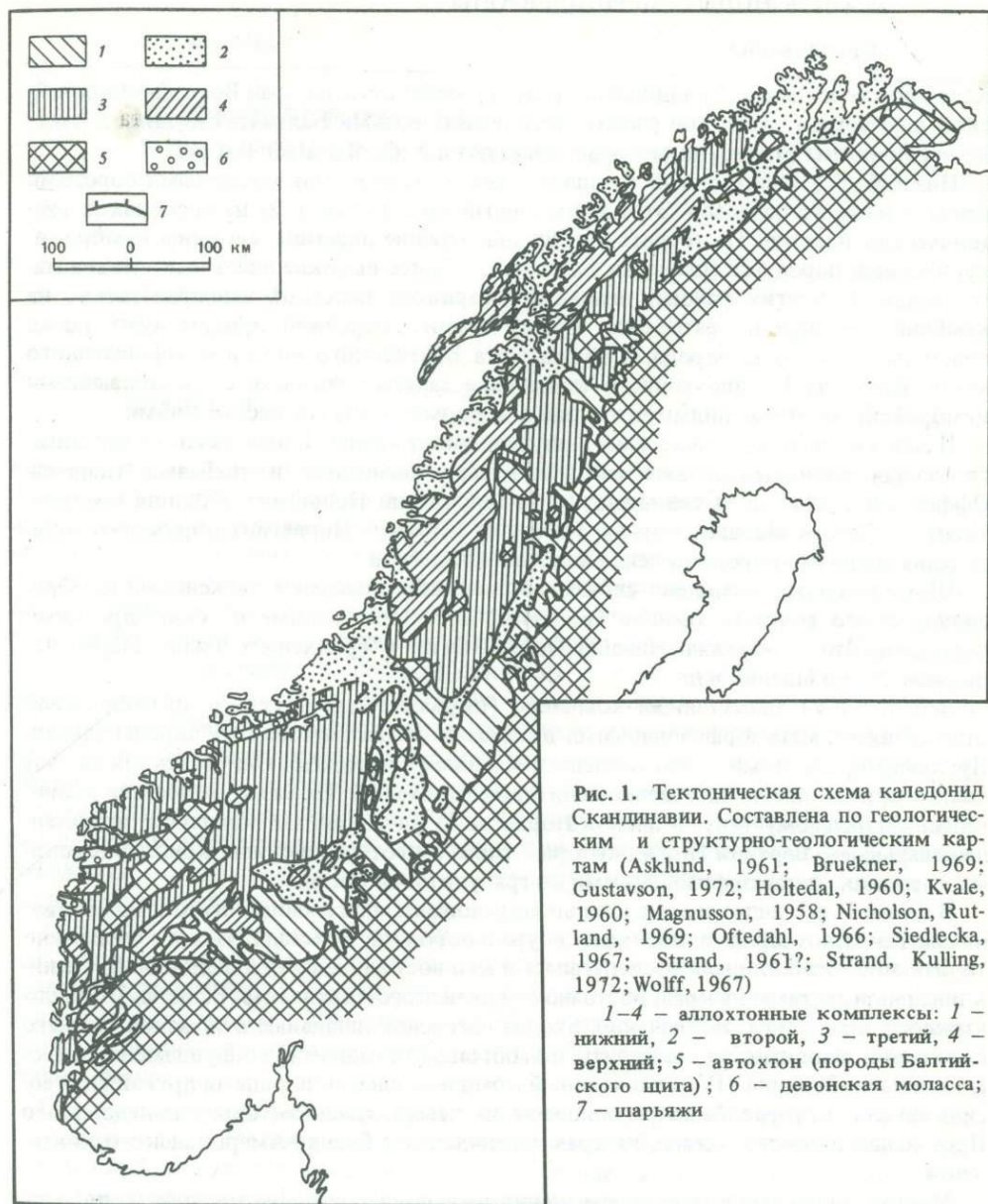


Рис. 1. Тектоническая схема каледонид Скандинавии. Составлена по геологическим и структурно-геологическим картам (Asklund, 1961; Bruekner, 1969; Gustavson, 1972; Holtedal, 1960; Kvale, 1960; Magnusson, 1958; Nicholson, Rutland, 1969; Oftedal, 1966; Siedlecka, 1967; Strand, 1961?; Strand, Kulling, 1972; Wolff, 1967)

1-4 - аллохтонные комплексы: 1 - нижний, 2 - второй, 3 - третий, 4 - верхний; 5 - автохтон (породы Балтийского щита); 6 - девонская моласса; 7 - шарьяжи

тийского щита. Для пород эвгеосинклинали и южной миогеосинклинали это были первые дислокации. Породы северной миогеосинклинали к этому времени уже претерпели несколько стадий деформации: тектонические пластины IV аллохтонного комплекса сложены ранее дислоцированными отложениями. В процессе шарьирования породы аллохтонных комплексов деформировались, образуя лежащие складки.

На II этапе деформации пакеты тектонических пластин были смяты в вертикальные складки. На некоторых участках установлены две стадии формирования синформных и антиформных складок в пределах этого этапа. Время деформаций II этапа - конец силура и девон.

К III этапу деформации относятся движения по секущим разломам и возникновение структуры Бергенских дуг на западном побережье Норвегии. Строение района г. Бергена интерпретируется как синформная складка, сложенная пластинами шарьяжей. Эта синформная складка после своего образования была дугообразно изогнута в горизонтальном направлении. Изгибы в горизонтальной плоскости и сдвиговые смещения имели место в позднем девоне или позднее.

## Британские острова

Миогеосинклиальная зона британских каледонид занимает территорию Северных и Грампианских нагорий Шотландии и северную часть о. Ирландия. В этой зоне развиты метаморфические докембрийские и кембрийские породы, ордовикские отложения и девонская моласса. Шарьяж Мойн отделяет эту зону от платформы Эриа. Двигаясь от границы платформы в юго-восточном направлении, мы поднимаемся вверх по стратиграфическому разрезу миогеосинклинали. Эта последовательность нарушена поверхностями шарьирования и лежащими складками.

Эвгеосинклиальная зона охватывает Южные нагорья Шотландии, значительную часть Англии, Уэльса и о. Ирландия. Типичный эвгеосинклиальный разрез известен в Эршире. В его нижней части залегают метаморфические зеленые сланцы и серпентиниты. На эти породы налегают шаровые лавы, кремни и сланцы с граптолитами аренига. Нижнепалеозойские отложения эвгеосинклиальной зоны слабо метаморфизованы.

*Последовательность деформаций.* Из многочисленных детальных исследований стадийности деформации, проведенных английскими геологами в различных районах (Anderson, Owen, 1968; Barber, 1965; Borradaile, 1972; Christie, 1963; Clifford, 1957, 1960; Curral, 1963; Dewey, 1967; Dewey, Pankhurst, 1970; Dickinson, 1973; Fleuty, 1961; Holm a. o., 1963; Johnson, 1960; Kennedy, 1946; King, Rast, 1955; Pitcher a. o., 1964; Powell, 1966; Ramsay, 1958, 1963; Rast, 1958; Read, 1956; Roberts, 1972; Rust, 1965; Simony, 1973; Simpson, 1968; Sturt, 1961; Sutton, Watson, 1954, 1958; Tanner, 1971; The British Caledonides, 1963; The Geology of Scotland, 1965; Weis, McIntyre, 1957), вырисовываются следующие общие закономерности деформации британских каледонид.

*Стадия Дб-1\*.* В миогеосинклиальной зоне была сформирована веерообразная система шарьяжей и лежащих складок. Время деформаций – ранний ордовик. В эвгеосинклиальной зоне деформаций стадии Дб-1 не было.

*Стадия Дб-2.* Формирование вертикальных складок северо-западного простирания имело место на территории миогеосинклиальной зоны и неизвестно за ее пределами. Время деформаций – ранний ордовик.

*Стадия Дб-3.* На всей территории миогеосинклинали возникли вертикальные складки, "каледонского направления". Оси этих складок имеют северо-восточное простирание в Шотландии и в северо-восточной части о. Ирландия. Западнее простирание складок меняется на почти широтное. Время деформаций – ранний ордовик. В эвгеосинклиальной зоне деформации Дб-3 не установлены.

*Стадия Дб-4.* В породах эвгеосинклиальной зоны возникла система вертикальных складок каледонского направления и сопровождающие их надвиги и сбросы. Миогеосинклиальная зона во время этой стадии деформации была шарьирована на платформу Эриа. Время деформаций – поздний силур. Во внутренней части миогеосинклиальной зоны деформации не происходили.

*Стадия Дб-5.* На значительной части территории каледонид возникли трещины, линейные депрессии и другие структуры растяжения, имеющие северо-восточное (каледонское) простирание. Время деформаций – ранний девон.

*Стадия Дб-6.* На этой стадии деформации в эвгеосинклиальной зоне возобновилось формирование вертикальных складок северо-восточного направления. Время деформаций – средний девон.

*Стадия Дб-7.* Формирование вертикальных складок поперечного (северо-западного) направления происходило на отдельных участках эвгеосинклиальной зоны и в зоне шарьяжа Мойн. Вероятно время деформаций – средний или поздний девон.

*Стадия Дб-8.* Движение по системе сдвигов. Левые сдвиги имеют северо-восточное простирание (они преобладают), правые – северо-западное. Время деформаций – поздний девон или позднее.

<sup>1</sup> Дб – деформации Британских островов.

## Эволюция стиля деформаций в каледонидах Северной Европы

Шотландская миогеосинклинальная зона, вероятно, продолжалась в северной миогеосинклинали Скандинавии, породы которой ныне слагают IV аллохтонный комплекс. Аналогом эвгеосинклинальной зоны британских каледонид является эвгеосинклинальная зона Скандинавии, породы которой представлены в III аллохтонном комплексе. Фауна в породах шарьяжа Тронхейм (III аллохтон Скандинавии) принадлежит американскому типу, а фауна эвгеосинклинальной зоны британских каледонид — к европейскому типу. Это свидетельствует о том, что на Британских островах и в Скандинавии представлены породы из разных бортов каледонской Протоатлантической океанической структуры: в британских каледонидах — породы европейского борта, а в шарьяже Тронхейм — породы американского борта. Эвгеосинклинальный аллохтон Скандинавии слабо охарактеризован ископаемой фауной. Не исключено, что под шарьяжем Тронхейм в пределах III аллохтонного комплекса залегают тектонические пластины, сложенные породами европейского борта этой океанической структуры. Далее к югу располагались южная миогеосинклинальная зона и Восточно-Европейская платформа.

Движение по сдвигам в Шотландии в позднем девоне или позднее (стадия Д6-8) хорошо коррелируется с самой последней стадией деформации Скандинавии, когда там возникли горизонтальные складки и сдвиги. Продольная (северо-восточная) и поперечная системы вертикальных складок, формировавшиеся в позднем силуре и девоне в эвгеосинклинальной зоне Британских островов, обнаружены также в эвгеосинклинальных породах Скандинавии. В Скандинавии, где эв- и миогеосинклинальные породы лежат друг на друге в виде тектонических пластин, эти деформации охватывают весь пакет шарьяжей.

Шарьяжи и лежащие складки, формировавшиеся в Скандинавии в позднем силуре, коррелируются с шарьированием Шотландской миогеосинклинали на платформу Эриа (стадия Д6-4). В обоих регионах это шарьирование происходило после завершения метаморфических процессов в северной миогеосинклинальной зоне. В эвгеосинклинальной зоне Британских островов в это время формировались вертикальные складки северо-восточного простирания, осложненные надвигами и взбросами. Известны здесь и отдельные шарьяжи.

Ордовикские деформации (Д6-1, Д6-2) Шотландской миогеосинклинали могут быть сопоставлены с дометаморфическими деформациями, которые выявлены в миогеосинклинальных отложениях, слагающих IV аллохтонный комплекс Скандинавии. Эти деформации представлены в Скандинавии шарьяжами и изоклинальными складками.

Используя данные по обоим регионам, можно нарисовать следующую картину истории деформаций в каледонидах Северной Европы. Каледонская геосинклинальная система охватывала окраины двух континентальных блоков (Северо-Американского и Восточно-Европейского) и Протоатлантическую океаническую структуру, которая в раннем палеозое разделяла эти континентальные блоки. Северо-Американский континент представлен на Британских островах платформой Эриа. На краю этого континента находилась северная миогеосинклиналь рассматриваемой геосинклинальной системы. В ордовике эта миогеосинклиналь претерпела деформацию и была подвергнута интенсивному метаморфизму. Вначале здесь возникла дивергентная система шарьяжей и лежащих складок, а затем последовательно формировались две системы вертикальных складок. В пределах миогеосинклинального края Восточно-Европейского континента деформаций в ордовике не было.

Закрытие каледонской протоатлантической океанической структуры произошло в силуре: в конце силура устанавливается связь между американской и европейской (балтийской) фаунистическими провинциями (Turner, 1970). В Скандинавии северный и южный континентальные блоки полностью сомкнулись, а затем породы миогеосинклинального края Северо-Американского континента были шарьированы на Восточно-Европейский континент. В результате породы океанической коры оказались лежащими между тектоническими пластинами, сложенными породами континентальной коры. Миогеосинклинальный край Восточно-Европейского конти-

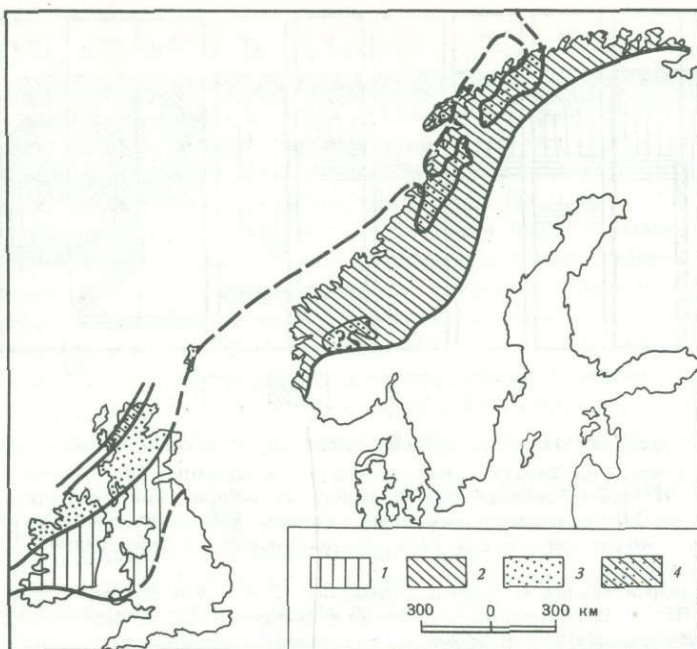


Рис. 2. Ряды деформаций в каледонидах Северной Европы

1 – Моффатский ряд; 2 – Тронхеймский ряд; 3 – Грампианский ряд;  
4 – Нурланнский ряд

нентального блока подвергся в ходе этого процесса расслоению, и возникла система парааллохтонных и параавтохтонных шарьяжей, достигших платформы. На Британских островах нет следов надвигания одного континента на другой, подобно описанному в Скандинавии. Шарьярование происходило здесь внутри эвгеосинклинальной зоны (шарьяж Кармел-Хед и др.) и было локализовано на отдельных участках. Миогеосинклинальный край Северо-Американского континентального блока сохранил здесь монолитность и был шарьярован в северном направлении на платформу Эриа. При этом в пограничной зоне возникли относительно небольшие парааллохтонные и параавтохтонные шарьяжи Мойн, Кинлох-Кишорн, Ассинтские и другие, сложенные миогеосинклинальными и платформенными отложениями. Тектоническое ссучивание на Британских островах на рассматриваемом этапе было значительно меньшим по сравнению со Скандинавией. В результате стиль деформации в обоих регионах различен. В Скандинавии – это шарьяжи и лежащие складки, а на Британских островах – вертикальные складки и лишь изредка – шарьяжи.

Поперечное сокращение складчатой системы продолжалось и позднее, когда в обоих регионах формировались вертикальные складки каледонского направления. Затем возникли вертикальные складки поперечного направления и после перерыва, в конце девона или позднее, начались деформации в горизонтальной плоскости (сдвиги, горизонтальные складки).

*Ряды деформаций.* В каледонидах Северной Европы могут быть выделены (Буртман, 1976) последовательности складкообразовательных процессов четырех видов: Грампианский, Тронхеймский, Моффатский и Нурланнский ряды деформаций (рис. 2, 3).

Грампианский ряд характеризует деформации на окраине палеозойского Северо-Американского континента, представленной в британских каледонидах миогеосинклинальной зоной Шотландии и о. Ирландия. Рассматриваемая последовательность деформаций имела место на всей территории этой миогеосинклинали, исключая зону шарьяжа Мойн. На I этапе деформации в указанном районе формировались лежащие складки и шарьяжи. На II этапе происходило образование вертикальных

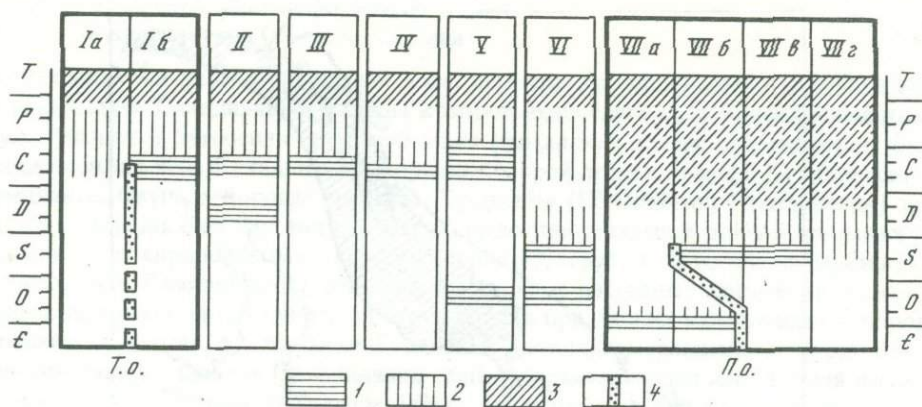


Рис. 3. Схема корреляции этапов деформации палеозойских геосинклинальных систем

*I* – варисский Тянь-Шань: *Ia* – Киргизский ряд деформаций, *Iб* – Алайский ряд деформаций; *II* – Урал; *III* – Кантабрийская зона (Испания); *IV* – Гарц; *V* – Южные Аппалачи; *VI* – Северные Аппалачи; *VII* – каледониды Северной Европы: *VIIa* – Грампианский ряд деформаций, *VIIб* – Нурланнский ряд деформаций, *VIIв* – Тронхеймский ряд деформаций, *VIIг* – Моффатский ряд деформаций.

1 – время шарьирования (I этап деформации); 2 – время формирования вертикальных складок и др. (II этап деформации); 3 – время формирования горизонтальных складок, сдвигов (III этап деформации); 4 – время существования океанических структур в варисцидах Тянь-Шаня и каледонидах Северной Европы. Т. о. – Туркестанская океаническая структура; П. о. – Протоатлантический океан

складок поперечного, а затем продольного (каледонского) направления. Оба этапа деформации происходили в течение раннего ордовика. На III этапе возникли сдвиги и горизонтальные складки. II и III этапы деформации разделены временным интервалом, охватывающим значительную часть ордовика, силура, девон.

Тронхеймский ряд характеризует деформации на территории скандинавских каледонид, сложенной тремя нижними аллохтонными комплексами, т.е. этот ряд объединяет деформации окраины Восточно-Европейского континента и шарьированных на нее пород Протоатлантической океанической структуры. На I этапе здесь формировались шарьяжи, на II этапе возникли вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. I и II этапы деформации относятся к позднему силуру и девону. Затем имел место III этап деформаций, стиль которого определяют горизонтальные складки и сдвиги.

Моффатский ряд характеризует деформации пород Протоатлантической океанической структуры на территории эвгеосинклинальной зоны Британских островов. Этот неполный вариант Тронхеймского ряда, в котором отсутствует I этап деформации (шарьирование). В позднем силуре и девоне здесь формировались преимущественно вертикальные складки каледонского, а затем поперечного направления. Позднее возникли сдвиги и присдвиговые горизонтальные складки.

Нурланнский ряд составной. Он характеризует деформацию пород миеосинклинального края Северо-Американского континента, которые в конце силура были шарьированы в Скандинавии на край Восточно-Европейского континента. Ныне эти породы слагают IV аллохтонный комплекс скандинавских каледонид. Деформации в породах этого комплекса вначале (в ордовике) развивались по грампианскому типу. Затем, в конце силура, вследствие далекого шарьирования эти породы оказались на другом континенте. Здесь они подверглись деформациям, которые происходили на окраине Восточно-Европейского континента по тронхеймскому типу. В результате Нурланнский ряд деформаций состоит из двух первых этапов Грампианского ряда, за которыми последовали все три этапа Тронхеймского ряда (см. рис. 3). Нурланнский ряд характеризует также деформации в зоне шарьяжа Мойн в Шотландии.

Северные Аппалачи были в палеозое непосредственным продолжением британских каледонид, и история каледонской деформации Аппалачской геосинклинали во многом подобна описанной в Северной Европе. На окраине Северо-Американского каледонского континента первые шарьяжи (таконские) возникли во второй половине ордовика. В это время эвгеосинклиналильные отложения были шарьированы в пределы миогеосинклиналильной зоны. Дж. Берд и Дж. Дьюи (Bird, Dewey, 1970) выделяют два эпизода в этой стадии шарьирования. Образование шарьяжей сопровождалось накоплением флишевой и олистостромовой формаций. Флишевое осадконакопление происходило и во время интервала между эпизодами шарьирования. Тектонические пластины таконских шарьяжей смяты в опрокинутые и лежащие складки (Cady, 1968, 1969; Zen, 1967, 1972). По данным Е. Зена, эти складки возникли не в процессе перемещения тектонических пластин, а несколько позднее в пределах той же стадии деформации. Все структурные формы стадии Дса-1\* имеют вергентность на северо-запад внутрь континента.

Более поздними были деформации, в результате которых возникла продольная система больших вертикальных складок преимущественно концентрического типа и система надвигов, имеющая северо-западную вергентность (Cady, 1967, 1968). Эти структурные формы аппалачского простирались формировались в течение двух стадий деформации. Большая часть из них возникла в девоне во время акадской стадии деформации (Дса-2). Менее интенсивными были аллеганские складчатые деформации (Дса-3), происходившие после раннего карбона. На следующей стадии (Дса-4) возникли секущие сдвиги (Rodgers, 1970). В этой последовательности стадии Дса-1 и Дса-2 относятся к каледонской, а стадии Дса-3 и Дса-4 — к варисийской эпохе.

Внутри эвгеосинклиналильной зоны Северных Аппалач лежащие складки и шарьяжи формировались в позднем силуре или раннем девоне (Dewey, 1969) одновременно с деформациями в эвгеосинклиналильной зоне Британских островов. Эти структурные формы в Северных Аппалачах имеют северо-западную вергентность (Cady, 1967). Их образование, вероятно, связано с происходившим в это время процессом закрытия Протоатлантической океанической структуры. В дальнейшем породы эвгеосинклиналильной зоны деформировались совместно с породами миогеосинклиналильной зоны.

Двигаясь вдоль складчатой системы из Северных Аппалач к Британским островам и Скандинавии, можно проследить изменение вергентности каледонских структур, формировавшихся во время закрытия Протоатлантического океана. В Аппалачах хорошо выражена вергентность в сторону Северо-Американского континента (и значительно слабее — в сторону Авалонской платформы). На Британских островах тектоническое скупивание было меньше и структура дивергентна; вергентность в сторону Северо-Американского континента еще преобладает. В Скандинавии каледонские структуры имеют вергентность в сторону Восточно-Европейской платформы.

В Южных Аппалачах каледонские деформации отчасти затушеваны интенсивными тектоническими процессами позднепалеозойского возраста. Следы ранних деформаций установлены в Южных Аппалачах на многих участках (Butler, 1973; Higgins, 1873; King, 1955, 1964; Rankin a.o., 1973; Rodgers, 1970; Roper, 1973, и др.). В Южном Теннесси Ф. Кингом (King, 1955, 1964) описан шарьяж Гринбрайе, который находится ныне в теле позднепалеозойского шарьяжа Грейт-Смоки. Шарьяж Грейт-Смоки сложен метаморфическими породами позднего докембрия и раннего палеозоя, которые налегают на неметаморфизованные палеозойские отложения провинции долин и гряд. А шарьяж Гринбрайе возник до метаморфизма: метаморфические изограды пересекают границы этого шарьяжа.

Последовательность деформаций в Южных Аппалачах получается следующей.

\* Дса — деформации Северных Аппалач.

Дюа-1\*: движение шарьяжа Гринбрайе в северо-западном направлении. Шарьирование сопровождалось пластическими деформациями в теле шарьяжа и в подстилающих породах. Видимая амплитуда шарьяжа достигает 45 км. Ф. Кинг предположительно считает эту стадию деформаций таконской.

Дюа-2: слабые деформации, которые, вероятно, происходили одновременно с метаморфизмом пород.

Дюа-3: образование шарьяжа Грейт-Смоки. Этот шарьяж также двигался внутрь континента. Его амплитуда достигает нескольких десятков километров. Шарьяж возник после раннего карбона.

Дюа-4: смятие шарьяжа Грейт-Смоки в вертикальные складки аппалачского простирания. Эти деформации были одновременны с формированием складчатой структуры провинции долин и гряд, где в строении складок участвуют породы до верхнего карбона включительно.

Дюа-5: движения по секущим сдвигам.

В этой последовательности стадии Дюа-1 и Дюа-2 принадлежат каледонской эпохе, а стадии Дюа-3, Дюа-4 и Дюа-5 — варисцийской.

Варисцийские деформации были интенсивными на большей части территории Южных Аппалач. На стадии Дюа-3 была создана система шарьяжей Блю-Ридж, амплитуда которых в Северной Каролине и Теннесси достигает 65 км (Rankin, 1973). На некоторых участках установлено по несколько эпизодов шарьирования в пределах стадии Дюа-3 (King, Ferguson, 1960). Вертикальные складки стадии Дюа-4 прослежены вдоль всей складчатой системы. Широко распространены и секущие сдвиги Дюа-5 (Butler, 1973; Rodgers, 1970). Вдоль Аппалачской складчатой системы в направлении на северо-восток уменьшается значение варисцийских деформаций. Это происходит путем выпадения из последовательности отдельных стадий, начиная с наиболее ранней. Так, в Северных Аппалачах отсутствуют или очень слабо проявлены деформации, которые привели в Южных Аппалачах к формированию структур Дюа-3. Деформации, сопоставляемые со стадией Дюа-4, в Северных Аппалачах имеют значительно меньшее значение, чем в Южных. В Северной Европе отсутствуют деформации, сопоставимые со стадиями Дюа-3 и Дюа-4. Лишь сдвиги могут оказаться синхронными варисцийским деформациям в Северной Европе и Аппалачах.

## УРАЛ

В формировании структуры Южного Урала выделено несколько стадий (Ильинская и др., 1972; Руженцев, 1971). Стадия Дюу-1\*\* — образование Сакмарских шарьяжей. В этой стадии выделены два эпизода. Вначале, в эйфельское время, пластины шарьяжей формировались в эвгеосинклинальной зоне Урала. Эти тектонические пластины трансгрессивно перекрыты верхнеэйфельскими отложениями. Во время следующего эпизода в живетском веке пакет шарьяжей был перемещен на запад в пределы миогеосинклинальной окраины Восточно-Европейской платформы. Здесь шарьяжи были трансгрессивно перекрыты живетскими отложениями. На следующей стадии деформации (Дюу-2) пластины шарьяжей вместе с более молодыми образованиями (до турнейских отложений включительно) были смяты в лежащие складки и шарьированы далее на запад. В пермское время на стадии Дюу-3 шарьяжи западного склона Урала были смяты совместно с автохтоном в систему продольных вертикальных складок (Камалетдинов и др., 1970).

Позднее на стадии Дюу-4 возникли поперечные антиформы широтного простирания. Они описаны в районе развития Сакмарских шарьяжей (Ильинская и др., 1972). Еще более поздними были движения по сдвигам (Плюскин, 1971; Чудинов, 1964).

В описанной последовательности деформаций шарьирование на стадии Дюу-1 относится по времени к позднекаледонской эпохе, а шарьирование на стадии Дюу-2 и более поздние стадии деформации являются варисцийскими.

\* Дюа — деформации Южных Аппалач.

\*\* Дюу — деформации Южного Урала.

Варисциды Тянь-Шаня являются шарьированной складчатой системой (рис. 4, вкладка). Первичная тектоническая зональность, существовавшая в этой геосинклинальной системе до начала шарьирования, может быть восстановлена путем палинспастических построений (Буртман, 1973, 1976). Варисцидская геосинклинальная система Тянь-Шаня в силуре, девоне и раннем карбоне состояла из трех континентальных блоков и двух структур с океаническим строением коры, которые разделяли эти континентальные блоки. С севера на юг располагались: а) Киргизский континентальный блок, б) Туркестанская океаническая структура, в) Алайский континентальный блок, г) Гиссарская океаническая структура, д) Таджикский континентальный блок.

*Последовательность деформаций.* В процессе деформаций этой геосинклинальной системы хорошо различимы три стадии.

**Р а н н и е д е ф о р м а ц и и (стадия Да-1\*).** В конце раннего карбона и в среднем карбоне на территории варисцидского Тянь-Шаня происходило формирование шарьяжей. Шарьяжи возникли при сближении Киргизского и Алайского континентальных блоков и закрытии Туркестанской океанической структуры, которая была расположена между этими континентальными блоками. Пластины шарьяжей сложены породами краевой части Алайского континента, породами Туркестанской океанической структуры и породами краевой зоны Киргизского континента. Шарьирование сопровождалось формированием флишевых и олистостромовых отложений, а на надвигающемся Киргизском континенте происходило излияние андезитовых лав.

Поверхности шарьирования на обширных территориях залегают параллельно со слоистостью в вышележащих аллохтонных отложениях. Это свидетельствует о том, что отслаивание пород при образовании шарьяжей происходило вдоль напластования, до смятия этих пород в складки. Поверхности шарьирования залегают также параллельно со слоистостью в подстилающих отложениях, т.е. пластины шарьяжей легли на недислоцированные отложения.

Складки, возникшие в процессе шарьирования, формировались в каждой пластине автономно в результате процессов течения, коробления и волочения. Среди этих складок — много опрокинутых и лежащих. Структурные формы, возникшие в рассматриваемую стадию деформации, имеют южную вергентность.

**Д е ф о р м а ц и и э п о х и г о р о о б р а з о в а н и я (стадия Д-2).** Уже во время шарьирования в тыльных частях надвигавшихся тектонических комплексов началось осадконакопление, связанное с образованием расчлененного рельефа. На окраине бывшего Киргизского континента в среднем карбоне, перми и раннем триасе происходило накопление мощной толщи континентальных вулканогенных пород преимущественно кислого состава. Вулканогенные молассы формировались также на бывшем Таджикском континенте. На большей части варисцидского Тянь-Шаня в это время происходило накопление мелководных и континентальных терригенных молассовых отложений. Молассовые отложения залегают трансгрессивно на породах разного возраста. В тех случаях, когда стратиграфический перерыв был небольшим, угловое несогласие под молассовым комплексом часто отсутствует.

На второй стадии деформации тектонические пластины шарьяжей были смяты совместно с автохтоном и молассовыми отложениями в систему вертикальных складок (рис. 5). Эти складки являются продольными по отношению к простиранию складчатой системы. Вергентность вертикальных складок Да-2 различна на разных участках. Складки сопровождаются продольными взбросами и надвигами.

Формирование структур стадии Да-2, вероятно, происходило одновременно с накоплением молассы. В пользу этого свидетельствуют уменьшение мощности гори-

\* Да — деформации Алая. Горная система Алая занимает большую часть территории варисцидского Тянь-Шаня.

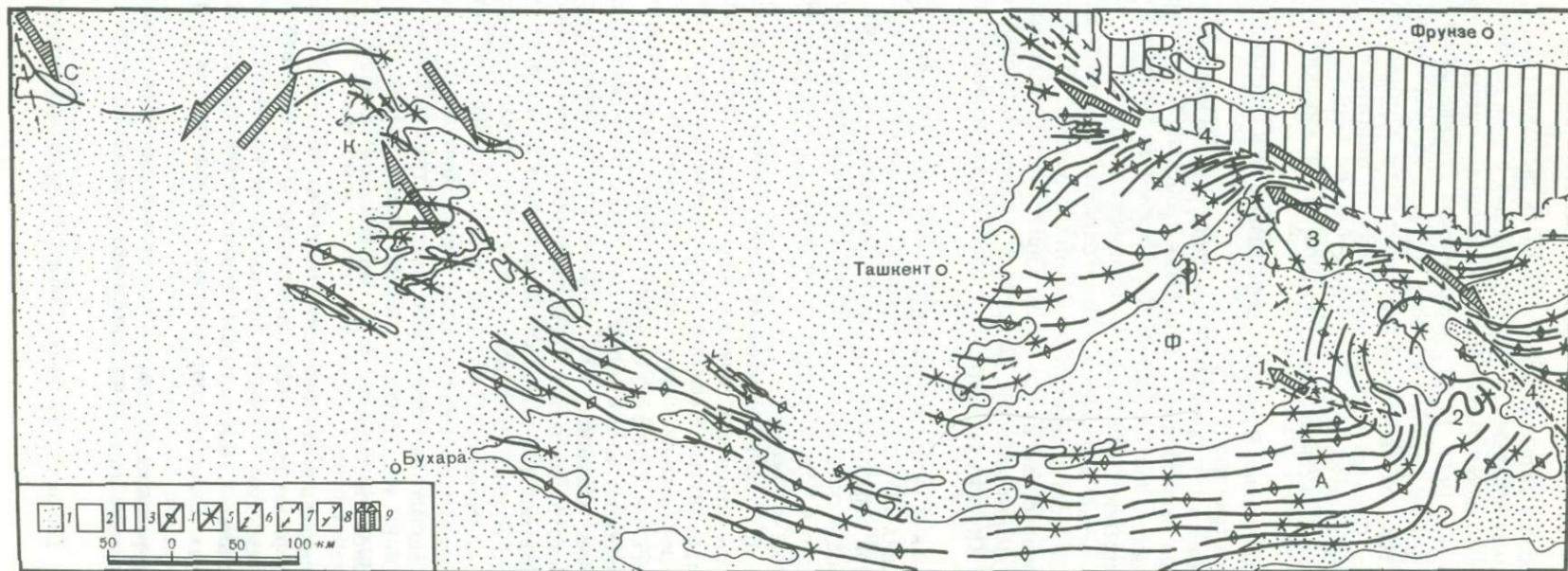


Рис. 5. Структурные формы, сформированные в вариссийском Тянь-Шане на стадиях деформации Да-2 и Да-3

1 – мезозой и кайнозой; 2–3 – палеозой и допалеозой: 2 – варисциды Тянь-Шаня, 3 – киргизские каледониды; 4–5 – складки стадии Да-2: 4 – антиклинали и антиформы, 5 – синклинали и синформы; 6–8 – структуры

стадии Да-3: 6 – правые сдвиги, 7 – левые сдвиги, 8 – надвиги; 9 – направление относительного перемещения масс на стадии Да-3.

Обозначения на карте: А – Алайский хребет; К – Кызылкумский блок; С – горы Султан-Уиздаг, Ф – Ферганская долина. Цифры на карте объясняются в тексте

зонтов молассового комплекса по направлению от оси к периферии синформной складки и угловые несогласия внутри молассы, которые наблюдал Г.С. Поршняков (1973).

Переход от стадии деформации Да-1 к стадии Да-2 сопровождался сменой стиля деформации, режим деформации остался прежним. В эпоху горообразования на второй стадии деформации продолжается тот же процесс поперечного сокращения геосинклинальной системы, лишь выраженный иными средствами.

Во внутренних частях Киргизского континента, где варисциское шарьирование отсутствовало, орогенные процессы начались в раннем намюре и продолжались в башкирское время — одновременно с процессами шарьирования в Туркестанской океанической структуре. Орогенные деформации на Алайском континенте начались в московское время после закрытия этой океанической структуры и формирования шарьей.

Заключительные деформации (стадия Да-3). В конце перми или триасе имела место третья стадия деформаций. Структурными формами, определяющими стиль деформации на стадии Да-3, являются горизонтальные флексуры, сдвиги и горизонтальные складки. С этими главными структурными формами сопряжены надвиги и вертикальные складки. Наиболее крупными структурами стадии Да-3 являются Ферганская левая горизонтальная флексура и Таласо-Ферганский правый сдвиг. При приближении к Таласо-Ферганскому сдвигу (4, рис. 5) складчатые и разрывные структуры Да-2 изгибаются навстречу друг другу в противоположных крыльях разлома, обрисовывая складки с вертикальными шарнирами. В целом они очерчивают правую горизонтальную флексуру, сопровождающую Таласо-Ферганский сдвиг и разорванную им. Полное горизонтальное смещение в зоне этого сдвига достигает 250 км. Оно включает величину перемещения вдоль сместителя разлома (до 180 км) и пластическую деформацию крыльев разлома (Буртман, 1964).

Южное крыло Ферганской левой горизонтальной флексуры образовано широкими структурами стадии Да-2, расположенными на территории Алайского хребта. Южное колено флексуры представляет собой сжатую почти изоклиналную горизонтальную складку. В ядре этой горизонтальной складки находится тектонический блок (1, рис. 5, 6) клиновидной формы, который во время формирования складки был выжат из ядра складки. В более восточной части южного колена Ферганской горизонтальной складки видны дисгармоничные горизонтальные складки (2, рис. 5, 6), осложняющие это колено флексуры.

Смыкающее крыло Ферганской левой горизонтальной флексуры и сместитель Таласо-Ферганского правого сдвига имеют ныне одинаковое северо-западное простирание. Анализ режимов деформации, в которых происходило формирование этих структур (Буртман, 1976), позволяет сделать вывод о том, что при образовании Ферганской горизонтальной флексуры ее смыкающее крыло имело первоначально иное — северо-восточное направление (рис. 6а). В то время флексура еще не была сжатой.

Затем одновременно с движениями по Таласо-Ферганскому сдвигу произошло сжатие горизонтальной флексуры — сближение ее колен (рис. 6б). Следствием этого являются дисгармоничные смятия в коленях флексуры и новое направление ее смыкающего крыла. В ходе этого процесса в северной части горизонтальной флексуры обособился тектонический блок (3, рис. 5, 6), который в дальнейшем отодвигался и надвигался на север и деформировался самостоятельно. В результате северное колено горизонтальной флексуры значительно шире южного. Соответственно на этом интервале вдвое изменяется амплитуда сдвига.

В западной части варицийского Тянь-Шаня на территории Кызылкума расположен большой тектонический блок, который на стадии Да-3 также был выдвинут в северном направлении. С западной стороны этот тектонический блок ограничен правой горизонтальной флексурой северо-западного простирания, а с востока — левым сдвигом или левой горизонтальной флексурой северо-восточного простирания. На стадии Да-3 ранее возникшие структурные формы Да-2 были на краях это-

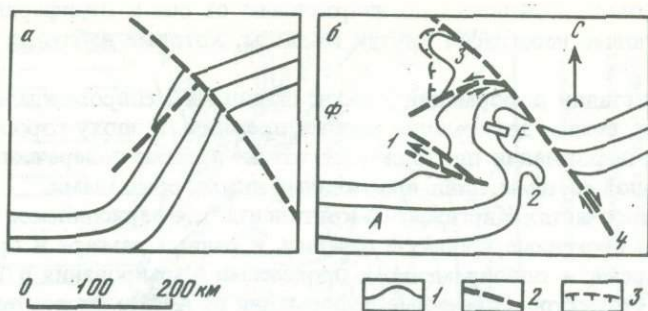


Рис.6. Схема формирования Ферганской горизонтальной флексуры

1 — простирания складок стадии Да-2; 2-3 — разломы стадии Да-3: 2 — сдвиги, 3 — надвиги.

Обозначения на схеме: А — Алайский хребет, Ф — Ферганская долина. Цифры на схеме объясняются в тексте

го тектонического блока переориентированы (образовались горизонтальные флексуры) и сжаты.

В крайней западной части рассматриваемого района в горах Султан-Уиздаг виден еще один дугообразный изгиб структурных форм Да-2, также сопряженный со сдвигом Да-3.

Кызылкумский район занимает положение в углу между меридиональными структурами Урала и широтными структурами Туркестано-Алая. Структуры Центрального Кызылкума, возникшие на стадии Да-3, вероятно, образовались в результате дисгармоничного горизонтального смятия внутри этого угла, при небольшом сжатии и сокращении угла.

#### Эволюция стиля и ряды деформаций в варисцидах Тянь-Шаня

Эволюция стиля деформаций протекала единообразно на всей территории варисцидской геосинклинальной системы Тянь-Шаня. На большей ее части последовательность этапов деформации полная (Алайский ряд деформаций), на меньшей части неполная (Киргизский ряд деформаций) (рис. 7; см. также рис. 3).

А л а й с к и й р я д д е ф о р м а ц и й. Алайский ряд характеризует деформации пород бывшего Алайского континента и пород, шарьированных на этот континент. В Алайском ряду на I этапе деформации в конце раннего и в среднем карбоне происходило формирование шарьяжей (стадия Да-1). Внутренние деформации в тектонических пластинах представлены большей частью опрокинутыми и лежащими складками.

На II этапе деформации в позднем карбоне и перми происходило формирование вертикальных складок и разломов, ориентированных продольно к простиранию складчатой системы (стадия Да-2). На III этапе деформации в поздней перми или триасе формировались горизонтальные складки, горизонтальные флексуры, сдвиги и сопряженные с ними надвиги (стадия Да-3). Эти структурные формы ориентированы косо по отношению к простиранию складчатой системы.

В ходе эволюции стиля деформаций складкообразовательные процессы распространялись сверху вниз внутрь континентальной коры. На каждом следующем этапе эти процессы охватывают толщу большей мощности, чем на предыдущем этапе. Одновременно с каждым новым этапом возрастали размеры наиболее крупных складчатых форм. Складки I этапа деформаций формировались автономно в каждой из тектонических пластин и не распространялись в автохтон за пределы постели нижней пластины. Вертикальные складки II этапа деформации сложены породами автохтона и аллохтонных пластин. Широкое распространение концентрических

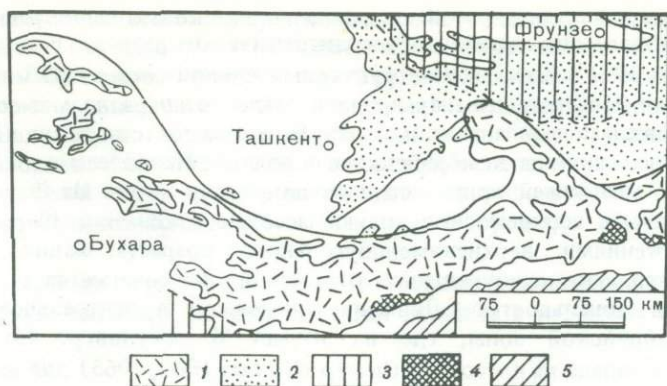


Рис.7. Ряды вариссийских деформаций Тянь-Шаня

1 — Алайский ряд; 2 — Киргизский ряд; 3 — каледониды; 4 — докембрийские массивы; 5 — область альпийских деформаций Памира

складок указывает на относительно небольшую глубину проникновения этих структур, их вероятную дисгармоничную природу и на наличие базального срыва. На III этапе складчатые деформации достигли наибольшей глубины. Об этом свидетельствуют: а) участие в горизонтальных складках очень разных структурных комплексов, включая платформенные, и огромные амплитуды таких складок; б) большая глубина заложения сдвигов, сопряженных с горизонтальными складками, о чем свидетельствуют результаты исследования современных сейсмогенных сдвиговых структур.

Последовательность и время проявления деформаций алайского ряда близки к описанным варицсийским деформациям Урала. Можно предположить, что в пределах Урало-Тяньшанской складчатой системы в направлении от Урала к Тянь-Шаню выпадает стадия позднекаледонского шарьирования или каледонские деформации, которые могли развиваться во внутренней части Туркестанской океанической структуры, но были затушеваны последующими интенсивными тектоническими процессами.

Киргизский ряд деформаций. Киргизский ряд характеризует деформации в пределах бывшего Киргизского континента (в том числе и территорию каледонид), исключая окраинную зону этого континента, породы которой участвуют в строении шарьяжей. Киргизский ряд неполный. В нем отсутствует этап шарьирования. Деформации в Киргизском и Алайском рядах начались примерно в одно время. Но в Киргизском ряду эти деформации начались с этапа вертикальных складок, образование которых происходило здесь одновременно с шарьированием в более южных зонах варисцид. После прекращения шарьирования на Алайский континент и закрытия Туркестанской океанической структуры начиная с позднего карбона этот континент и миогеосинклиальная окраина Киргизского континента испытывали совместные деформации.

### КАНТАБРИЙСКИЕ ГОРЫ (ИСПАНИЯ)

Кантабрийские горы и прилежащая к ним территория северной части Пиренейского полуострова относятся к Кантабрийской зоне европейских варисцид. Эта зона имеет в поперечнике (в широтном сечении) ширину 150 км. В течение всего палеозоя она была областью миогеосинклиального осадконакопления. Эвгеосинклиальная Галисийско-Кастильская зона находится западнее рассматриваемой территории. На наиболее ранней стадии деформации (Дк-1\*) в Кантабрийской зоне были сформированы

\* Дк - деформации Кантабрийской зоны.

рованы шарьяжи. В пределах этой зоны выделено несколько аллохтонных структурных единиц, отличающихся полнотой стратиграфических разрезов и составом отложений (Julivert, 1971). Каждая из структурных единиц состоит из многих тектонических пластин. Поверхности шарьирования залегают параллельно со слоистостью в вышележащих и подстилающих породах. Подошва тектонических пластин в большинстве случаев сложена кембрийскими породами. Наиболее молодые отложения под подошвой шарьяжей принадлежат московскому ярусу. На шарьяже Эсла несогласно залегают верхнемосковские молассовые отложения. Шарьяж Понга перекрыт отложениями верхнекаменноугольного возраста. Фации верхнемосковских и верхнекаменноугольных отложений не сочетаются с более ранней тектонической зональностью. Движение шарьяжей в центральной и северной частях Кантабрийской зоны, где их изучал М. Джуливерт (Julivert, 1971), происходило с запада на восток. Л. Ситтер (Sitter, 1960, 1965) для южной части зоны приводит данные о направлении шарьирования на север.

Пластины шарьяжей были затем смяты в вертикальные складки концентрического типа совместно с залегающей на них позднепалеозойской молассой и породами автохтона. Простириание складок меняется от широтного в южной части Кантабрийской зоны к меридиональному в ее средней части и до северо-восточного в северной части зоны. Они очерчивают Астурийскую дугу. Шарьяжи, описанные Л. Ситтером и М. Джуливертом, находятся на разноориентированных флангах этой дуги. Если Астурийская дуга вторична (об этом нет данных), то шарьирование в Кантабрийской зоне на стадии Дк-1 происходило в одном направлении.

Л. Ситтер (Sitter, 1960) в южной части Кантабрийской зоны установил две стадии формирования вертикальных складок, в которые были смяты шарьяж Эсла и подстилающие породы. Вначале возникли вертикальные складки север-северо-восточного простириания (стадия Дк-2). На стадии Дк-3 формировались вертикальные складки широтного простириания, являющиеся составной частью Астурийской дуги. В указанном районе наблюдали непосредственные соотношения между крупными складчатыми структурами стадий Дк-2 и Дк-3. На последней стадии деформации (Дк-4) в Кантабрийской зоне происходили движения по правым сдвигам, которые имеют северо-западное простириание. Все эти деформации имели место до отложения триасовых пород. Движения по сдвигам происходили и в мезозое.

Последовательность этапов деформации в Кантабрийской зоне подобна описанной в варисцидах Тянь-Шаня. Обращает на себя внимание одновременность этих этапов в столь отдаленных регионах (см. рис. 3).

## ГАРЦ

Гарц относится к Реногерцинской зоне европейских варисцид. Он сложен породами автохтонного и аллохтонного комплексов (Lutzens, 1975; Lutzens, Schwab, 1974). Автохтон образован эвгеосинклинальными отложениями девона и части раннего карбона, которые распространены в зонах Бланкенбург, Эльбингероде и др. Основные эффузивы автохтона имеют среднедевонский и позднедевонский возраст. По составу они соответствуют калиевым щелочным базальтам (Mucke, 1973). Эвгеосинклинальный бассейн, вероятно, представлял собой структуру рифтового типа. Юго-восточная окраина этого бассейна обгажена в зоне Виппра. Верхняя часть разреза автохтона сложена мощной толщей турбидитов и олистостромовых отложений позднего девона — раннего карбона. Эти породы распространены в зонах Гарцгероде, Бланкенбург и др. Аллохтонный комплекс представлен Южно-Гарцким и Зельским шарьяжами. Шарьяжи сложены породами среднего и верхнего девона: основными эффузивами (более 200 м), кремнистыми и глинистыми сланцами (300 м) и лежащими на них турбидитами (более 300 м). Встречены также горизонты олистостромового строения. Направление потоков при формировании олистостромовых отложений было с юго-востока на северо-запад. М. Шваб (Schwab, 1974) предполагает, что шарьяжи были также перемещены с юго-востока.

ЛИТЕРАТУРА

- Буртман В.С.* Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 104.
- Буртман В.С.* К исследованию эволюции складчатого процесса внутри тектонического цикла. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1.
- Буртман В.С.* Геология и механика шарьяжей. М., "Недра", 1973.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1976, вып. 289.
- Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Геологическое строение центральной части Сакмарской зоны. — Сов. геология, 1972, № 8.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Складчатые покровы западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4.
- Мобус Г.* Обзор геолого-тектонических особенностей Центральной Европы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1.
- Пейве А.В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Геотектоника, 1973, № 3.
- Плюсниц К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов на примере Урала. Пермь, 1971.
- Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973.
- Руженцев С.В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.
- Чудинов Ю.В.* О древних поперечных сдвигах на Полярном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8.
- Anderson J.G.C., Owen T.R.* The structure of the British Isles. Oxford-London, Pergamon Press, 1968.
- Barber A.J.* The history of the Moine thrust zone, Lochcarron and Lochalsh, Scotland. — Proc. Geol. Assoc. London, 1965, 76, N 3.
- Bennett J.D.* The structural geology of the Saura Region, Nordland. — Norg. geol. unders., 1970, N 264.
- Binns R.E.* A preliminary account of the geology of the Singaldalen — Upper Skibotndalen area, Inner Troms, N. Norway. — Norg. geol. unders., 1967, N 247.
- Bird J.M., Dewey J.F.* Lithosphere plate — continental margin tectonics and the evolution of the Appalachian orogen. — Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81, N 4.
- Borradaile G.J.* Dalredian structure and stratigraphy of the Northern Loch Awe district, Argyllshire. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1972, v. 69, N 1.
- Butler J.R.* Paleozoic deformation and metamorphism in part of the Blue Ridge thrust sheet, North Carolina. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A.
- Cady W.M.* Geosynclinal setting of the Appalachian mountains in south-eastern Quebec and northwestern New England. — Roy. Soc. Canada, Spec. Publ., 1967, N 10.
- Cady W.M.* Tectonic setting and mechanism on the Taconic slide. — Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 7.
- Cady W.M.* Regional tectonic synthesis on northwestern New England and adjacent Quebec. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1969, 120.
- Christie J.M.* The Moine thrust zone in the Asynt region, Northwest Scotland. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1963, v. 40, N 6.
- Clifford T.N.* The stratigraphy and structure of part of the Kintail district of Southern Ross-Schire: its relation to the Northern Highlands. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1957, 113, N 1.
- Clifford P.* The geological structure of the Loch Luichart area, Ross-shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1960, v. 115, N 4.
- Currall A.E.* The geology of the south-west end of the Slieve Gamp Mountains, Western Ireland. — Proc. Roy. Irish. Acad. B, 1963, v. 63, N 8.
- Dewey J.F.* The structural and metamorphic history of the Lower Paleozoic rocks of central Murrisk, County Mayo, Eire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1967, v. 123, pt. 2.
- Dewey J.F.* Evolution of the Appalachian-Caledonian orogen. — Nature., 1969, v. 22, N 5189.
- Dewey J.F., Pankhurst R.J.* The evolution of the Scottish caledonides in relation to their isotopic age pattern. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1970, v. 68, N 11.
- Dickinson B.* The Leannan fault in the Malin Head Peninsula, Co. Donegal, Eire. — Geol. J., 1973, v. 8, N 2.
- Fleuty M.J.* The three fold-systems in the metamorphic rocks of Upper Glen Orrin, Ross-Shire and Inverness-Shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1961, v. 117, N 4.
- Ghosh S.K., Ramberg H.* Bucling experiments on intersecting fold patterns. — Tectonophysics, 1968, v. 5, N 2.
- Gustavson M.* The Caledonian mountain chain of the Southern Troms and Ofoten areas: Structures and structural history. — Norg. geol. unders., 1972, N 283, bull. 11.
- Harland W.B.* Tectonic facies, orientation, sequence, style and date. — Geol. Mag., 1965, v. 93, N 2.
- Harland W., Bayly W.* Tectonic regimes. — Geol. Mag., 1958, v. 95, N 2.
- Holm D.G., Roberts B., Simpson A.* Polyphase folding in the Caledonides south of the Scottish Highlands. — Nature. 1963, v. 200, N 4911.
- Henley K.J.* The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, with special reference to the nappe hypothesis. — Norg. geol. unders., 1971, N 269.
- Higgins M.W.* Superimposition of folding in the Northeastern Maryland Piedmont and its bearing on the history and tectonics of the Central Appalachians. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A.
- Holmes M.* Structure of the area North of Ornes, Nordland, Norway. — Norg. geol. unders., 1966, N 242.
- Hossack J.R.* Structural history of the Bygdin area, Oppland. — Norg. geol. unders., 1967, 247.

- Johnson M.R.W.* The structural history of the Moine thrust zone at Lochcarron; Wester Ross. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1960, v. 64.
- Julivert M.* Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northern Spain. — Amer. J. Sci., 1971, v. 270, N 1.
- Kennedy W.* The Great Glen fault. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 102, N 1.
- King P.B.* Orogeny and Epeirogeny through time. — In: The Crust of the Earth. — Bull. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 1955, N 62.
- King P.B.* Geology of the central Great Smoky Mountains, Tennessee. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1964, N 349-C.
- King P.B., Ferguson H.W.* Geology of Northeastmost Tennessee. — U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1960, N 311.
- King B.C., Rast N.* Tectonic styles in the Dalradian and Moines of parts of the Central Highland of Scotland. — Proc. Geol. Assoc. London, 1955, v. 66, N 3.
- Lutzens H.* Ein Beitrag zur geologie des Unterharzes. — Z. geol. Wiss., 1975, H. 3, N 3.
- Hutzens H., Schwab M.* Die tektonische Stellung des Harzes in variscian orogen. — Geologie, 1972, 21, N 6.
- Mucke D.* Initialer magmatismus in Elbingeroder komplex des Harzes. — Freiburger Forschungh. C, 1973, 279.
- Nicholson R., Rutland R.W.R.* A section across the Norwegian Caledonides; Bodo to Sutitjelma. — Norg. geol. unders., 1969, N 260.
- Nickelsen R.P.* The structure of Mellene and Heggeberg, Valdres. — Norg. geol. unders., 1967, N 243a-243c.
- Oftedahl C.* Note of the main caledonian thrusting in Northern Scandinavia. — Norsk. geol. todsskr., 1966, Eind. 46, h. 2.
- Peacey J.S.* Deformation in the Gangasvann area. — Norg. geol. unders., 1963a, N 223.
- Peacey J.S.* Deformation in the Gangasvann area. — Norg. geol. unders., 1963b, N 223.
- Peacey J.S.* Reconnaissance of the Tommeras anticline. — Norg. geol. unders., 1964, N 227.
- Pitcher W.S., Elwell R.W.D., Tozer C.F., Cambridge F.W.* The Lannan fault. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1964, v. 120, N 2.
- Powell D.* The structure of the South-Eastern part of the Morar antiform. — Proc. Geol. Assoc. London, 1966, v. 77, pt 1.
- Ramsay J.G.* Superimposed folding at Loch Monar, Invernes-shire and Ross-shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, v. 113, N 3.
- Ramsay J.G.* Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the North-West Caledonides. — In: The British Caledonides. Edinburgh, 1963.
- Ramsay D.M.* The structure of North-West Soroy. — Morg. geol. unders., 1971, N 269.
- Rankin D.W., Espenschade G.H., Shaw K.W.* Stratigraphy and structure of the metamorphic belt in north-western North Carolina and south-western Virginia. — Amer. J. Sci., 1913, v. 273-A.
- Rast N.* Tectonics of Schiehallion complex. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, v. 114, N 1.
- Read H.H.* The Buchan anticline of the Bauff nape of Dalradian rocks in N.E. Scotland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1956, v. 112.
- Roberts D.* Tectonic deformation in the Barents Sea region of Varanger Peninsula, Finnmark. — Norg. geol. unders., 1972, N 282.
- Roberts D., Springer J., Wolff F.C.* Evolution of the Caledonides in the northern Trendheim region, Central Norway: a review. — Geol. Mag., 1970, v. 107, N 2.
- Roberts J.C.* The structure of the Dalradian rocks between Glengad Head and Merville, Eastern Inishowen, Donegal. — Proc. Roy. Irish Acad., 1972, B-72, N 20.
- Rodgers J.* The tectonics of the Appalachians. New York, 1970.
- Roper P.J., Justus P.S.* Polytectonic evolution of the Brevard zone. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273-A.
- Rust B.R.* The stratigraphy and structure of the Whithorn area of Wigtownshire, Scotland. — Scott. J. Geol., 1965, v. 1, p. 2.
- Rutland R.W.R.* Structural Geology of the Sokumvath Area, Norway. — Norsk. geol. tidssk., 1959, v. 39, pt 4.
- Rutland R.W.R., Nicholson R.* Tectonics of the Caledonides of part of Norland, Norway. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1965, v. 121, pt 1, N 481.
- Schwab M.* Harz — verkehrt Gestapelt: neue Theorien zum Geburgsbau des Harzes. — Wissenschaft und Fortschritt, 1974, 24, N 2-3.
- Simony P.S.* Lewisian sheets within the Moines around the Saddle of northwest Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, 1973, v. 129, N 2.
- Simpson A.* The caledonian history of the north-western Irish Sea region and its relation to surrounding areas. — Scott. J. Geol., 1968, v. 4, N 2.
- Sitter L.U.* Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian mountains and in the Pyrenees. — Geol. en Mijnb., 1960, N 5.
- Sitter L.U.* Hercynien and Alpine orogenesis in northern Spain. Geol. tn Mijnb., 1965, v. 44, N 3.
- Strand T.* The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. — In: Geology of Norway. Norg. geol. unders., 1960, N 208.
- Strand T., Kulling O.* The Scandinavian caledonides. Interscience Publishers, 1972.
- Sturt B.A.* The geological structure of the area south of Loch Tummel. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1961, v. 117, N 2.
- Sutton J., Watson J.* The structure and stratigraphical succession of the Moines of Fanich Forest and Strath Bran, Rosshire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1954, v. 110, N 1.
- Sutton J., Watson J.* Structures in the caledonides between Loch Doich and Glenelg, north-west Highlands. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, v. 114, N 2.
- Tanner P.W.G.* The Sgurr Beag Slide — a major tectonic break within the Moinan of the Western Highlands of Scotland. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1971, v. 126, N 4.

- The British Caledonides. Edinburgh, 1963.  
The Geology of Scotland. Oliver and Boyd,  
Edinburgh - London, 1965.
- Turner S. Timing of the Appalachian - Caledonian orogen contraction. - Nature, 1970, v. 227, N 5253.
- Vogt T. The lateral compression in Norway and the Great Glen fault in Scotland. - Kgl. norske vid. selskabs forhandl, 1955, v. 2.
- Weiss L.E., Mchtyre D.B. Structural geometry of Dalradian Rooks at Loch Leven, Scottish Highlands. - J. Geol., 1975, v. 65.
- Wells M.K., Bradshaw R. Multiple folding in the Sorfinnset area of Northern Norway. - Norg. geol. unders., 1970, N 262.
- Wolff F.C. Geology of Meraker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. - Norg. geol. unders., 1967, N 245.
- Zen E.-An. Time and space relationships of the Taconic allochthon. - Geol. Soc. America, Spec. Papers, 1967, N 97.
- Zen E.-An. Some revisions in the interpretation of the Taconic allochthon in west-central Vermont. - Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, N 9.

# СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5
<i>М. Шваб</i> СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГАРЦА . . . . .	7
<i>В. Нейман</i> ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-САКСОНСКОГО ЛИНЕАМЕНТА И ГРАНУЛИТОВЫХ ГОР . . . . .	53
<i>П. Банквигц, А. Фришбуттер, Э. Банквигц</i> СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗОНЫ ЭЛЬБЫ. . . . .	64
<i>П. Банквигц</i> МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ В СРЕДНЕЙ И ЗАПАД- НОЙ ЕВРОПЕ. . . . .	93
<i>Э. Шрёдер</i> ИНИЦИАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ. . . . .	109
<i>Г.-Ю. Пейх</i> ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ В ВАРИСЦИДАХ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ . . . . .	115
<i>Г.-Ю. Пейх</i> СРАВНЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВАРИСЦИД ЮЖНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛИША . . . . .	132
<i>Г.С. Сенченко, Э. Шрёдер</i> СРАВНЕНИЕ ВАРИСЦИЙСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОГО УРАЛА И СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ	153
<i>В.С. Буртман</i> ИСТОРИЯ ДЕФОРМАЦИЙ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМАХ . . . . .	178

Строение и тектоническое развитие Гарца. Ш в а б М. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Рассмотрено положение Гарца в Ренгерцинской зоне средневропейских варисцид. Описаны региональная стратиграфия и тектоника Гарца. Большое внимание уделено описанию олистостромовых комплексов и тектонических покровов. Рассмотрены история тектонического развития, эволюция вулканизма и осадконакопления.

Табл. 6, ил. 26. Библ. 172 назв.

УДК 551.24

Тектоническое развитие Центрально-Саксонского линейного элемента и Гранулитовых гор. Н ё й м а н В. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Рассмотрено строение Центрально-Саксонского линейного элемента и Гранулитовых гор. Описаны шесть структурных ярусов. Освещена история формирования структуры региона, предложены палеотектонические реконструкции. Рассмотрены в историческом аспекте соотношения между Гранулитовыми горами и Центрально-Саксонским линейным элементом.

Ил. 3. Библ. 24 назв.

УДК 551.24

Строение и тектоническое развитие зоны Эльбы. Б а н к в и т ц П., Ф р и ш б у т т е Р А., Б а н к в и т ц Э. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Зона Эльбы как тектонически активная структура существует с протерозоя. Особенно активна она была на послеварисцидском платформенном этапе развития региона. Зона Эльбы имеет гетерогенное строение. На разных ее участках в различные эпохи происходили внедрения интрузивных тел и вулканизм, она служила границей седиментационных бассейнов и отчасти ограничивала область варисцидского тектогенеза Средней Европы.

Табл. 3, ил. 12. Библ. 51 назв.

УДК 551.24

Магматизм и метаморфизм в раннем палеозое в Средней и Западной Европе. Б а н к в и т ц П. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Рассмотрены магматические и метаморфические процессы, проявившиеся в течение кембрия, ордовика и силура на территории варисцид Средней и Западной Европы и в Альпах. Сделан вывод, что, хотя в этом возрастном интервале на территории варисцид и не было геосинклинальной складчатости, земная кора обладала подвижностью, которая по своей интенсивности соответствует подвижности при геосинклинальных процессах. Эпизоды магматизма и метаморфизма Средней и Западной Европы сопоставлены с эпизодами активности британских каледонид.

Ил. 8. Библ. 67 назв.

УДК 551.24

Инициальный магматизм в варисцидах Средней Европы. Ш р ё д е р Э. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы СССР. М., "Наука", 1977.

Девон-раннекаменноугольные инициальные магматические образования распространены во внешних и внутренних зонах варисцид Средней Европы. Большая их часть залегает в стратиграфических разрезах выше раннепалеозойских и позднпротерозойских осадочных толщ. Эти инициальные магматические породы не могут рассматриваться в качестве фрагментов новообразованной океанической коры.

Ил. 2. Библ. 8 назв.

УДК 551.24

Возраст деформаций в варисцидах Средней Европы. П е й х Г.-Ю. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

На основании анализа несогласий рассмотрен возраст деформаций в пределах средневропейских варисцид. Значение доварисцидских тектогенезов и образованных ими областей консолидации очень мало. В варисцидском тектогенезе выделяются предваряющие движения, главная складчатость и завершающие движения. Названия фаз, по Г. Штилле, рекомендуется применять лишь для главной складчатости. Она начинается в позднем девоне (позднэдевонская фаза), достигает кульминаций в бретонскую и судетскую фазы и оканчивается астурийской фазой (конец вестфала — силезий).

Табл. 1, ил. 2. Библ. 73 назв.

УДК 551.24

Сравнение тектонического развития варисцид Южного Урала и Средней Европы во время формирования флиша. П е й х Г.-Ю. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

В Средней Европе и на Южном Урале турбидитный флиш и олистостромы образуются в узких трогах. Для флишевых прогибов типична асимметрия мощностей и фаций. Флише-

вые прогибы медленно смещаются по направлению к платформе. Между Южным Уралом и Средней Европой существуют различия в продолжительности флишевого этапа, строении олистостром, составе флиша, времени максимального развития флиша.

Табл. 1. Ил. 4. Библ. 37 назв.

УДК 551.24

Сравнение варисцидских структур Южного Урала и Средней Европы. Се н ч е н к о Г.С., Ш р ё д е р Э. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Проведено сравнение Предуральского краевого прогиба с Субварисцидской зоной Средней Европы, Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория — с Реногерцинской зоной, Уралтау — со Среднегерманской кристаллической зоной, Тагильско-Магнитогорского мегасинклинория — с Центральным мегасинклинорием Саксотюрингской зоны, Восточно-Уральского поднятия — с Фихтельберг-Рудногорской синклинальной зоной. Главное внимание уделено характеристике и сравнению складчатых структур.

Табл. 1. Ил. 8. Библ. 68 назв.

УДК 551.24

История деформаций в палеозойских складчатых системах. Б у р т м а н В.С. — В сб.: Тектоника варисцид Средней Европы и СССР. М., "Наука", 1977.

Стиль деформации закономерно эволюционирует за время тектонического цикла. Типичный полный ряд деформаций геосинклинальной системы включает три этапа деформации. Главными структурными формами, которые возникают на I этапе деформации, являются шарьяжи и лежащие складки, на II этапе — вертикальные складки, продольные взбросы и надвиги, на III этапе — горизонтальные складки и сдвиги. Во время существования океанических структур деформации на бортах этих океанических структур протекают несинхронно. Наиболее крупные шарьяжи возникают во время закрытия океанических структур и непосредственно вслед за этим событием. После закрытия океанической структуры сблизившиеся континенты деформируются совместно.

Ил. 7. Библ. 92 назв.

**ТЕКТОНИКА ВАРИСЦИД СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ  
И СССР**

*Утверждено к печати Геологическим  
институтом АН СССР*

Редактор *А.А. Моссаковский*  
Редактор издательства *Л.П. Ладычук*  
Художественный редактор *И.К. Капралова*  
Технический редактор *Н.Н. Копнина*

Подписано к печати 21/X-77 г. Т-18612  
Усл.печ.л. 17,5+1,4 вкл. Уч.-издл. 21,0  
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетн. № 1  
Тираж 650 экз. Тип. зак. 585.  
Цена 2 р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>,  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 10 к.

2300