ISSN 0002-3272



# УРАЛС ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И СТРАТИГРАФИИ



«НАУКА»



и др.	
	и дра

Глубина, м	Свита	Лигология	Глубина взятия образцов, м	Amphicraspedium gracilis (Lipman) A murrayanum (Haeckel) A consumum of A circum (Karlova)	rstopratum C. A. viscitation (versional) Calocyclura cf. C. anapographa (Niedel et Sanfilippo) Citrodiscus circultaris (Clarc et Campbell) Clathrocyclas elegans (Lipman)	Conoactinomma stilloformis (Lipman) Cryptocarpium reticula (Kozlova) Phormocyrtis striata exquisita (Kozlova)	Heliodiscus sp. indet. Heliostylus clandestinus (Krasheninnikov) Lophophaena sibirica (Gorbovetz)	Lychnocanium longipes Kozlova Podocyrtis aphorma Riedel et Sanfilippo Podocyrtis sp. aff. P. aphorma Riedel et Sanfilippo	Cromyocarpus sp. Periphaena heliasteriscus (Clark et Campbell) Spongasteriscus cruciferus Clark et Campbell	Stytosphaera minor viark et campoeu Stylosphaerella irinae (Lipman) "Stylotrochus" nitidus Sanfilippo et Riedel	l hecosphartella eocenica (Llark et Lampoeu) T. piomatus Sanfilippo et Riedel Tricolocapsa trisulca (Kozlova)	Acropyramis victori (Lipman) Spongodiscus americanus Kozlova Heliodiscus cf. H. inca Clark et Campbell	Lychnocanella ponderosa (Kozlova) Axoprunum mirum (Krasheninnikov) Amphicraspedium prolixum Sanfilippo et Riedel	Clathrocyclas multiplicatus (Lipman) Dorcadospyris platyacantha (Ehrenberg) Phormocyrtis s. striata (Brandt)	Lampionium 1. jabaeforme (Krasneninnikov) Petalospyris fiscella (Kozlova) Phormocurtis turgida (Krasheninnikov)	Podocyrtis papatis Entenberg Spongocyclia composita (Kozlova) Calocyclas semipolita Clark et Campbell	Lychnocanium bellum Clark et Campbell Dendrospyris fragoides Sanfilippo et Riedel Dictyoprora urceolus (Haeckel)	Heliodiscus inca Clark et Campbell Spongasteriscus ignorabilis (Krasheninnikov) Thecosphaerella urkmenica (Lipman)	Theocyrtis litos (Clark et Campbell) Axoprunum chabakovi (Lipman) Lithomitrella elizabethae (Clark et Campbell)	Theocosphaerella kuschnari (Lipman) Phacodiscinus testatus (Kozlova) Buryella longa Kozlova	Theocotylissa ficus (Entenberg) Calocyclas asperum (Ehrenberg) Thyrsocytis hirsula (Krashenimikov)	Lychnocanium separatum Moksjakova "Acanthosphaera" formosa Krasheninnikov Hexalonche senta Kozlova	Axoprunum venustus (Borissenko) Heliodiscus hexasteriscus Clark et Campbell Phacodiscinus sp.	Clathrocyclas talwanti (Bjorktund et Netlogg) Heliodiscus quadratus Clark et Campbell Albatrossidium laguncularis (Moksjakova)	Axoprunun toxytum (zarenerg) "Lithelius" hexaxyphophorus Clark et Campbell Halionuma triglobulata (Lipman) Hercossettan)	Phacodiscus rotula Haeckel Rhopalocanum ornatum Ehrenberg	Conocaryomma aralensis Lipman Artobotrys nor vegiensis (Bjorklund et Kellogg)
50	кая	:± <del>:</del> ±:	¥ 53 =										Зона Е	thmos	phaera	a poly	siphor	nià	Т		1	1 1		1			11
50	apcaño		58 58 60	- 1	+-						· - +	-									-+			-'-		-1 4	
70	Шyб:		- 65 - - 70 -		1								Зона Н	leliodi	scus	luadra	tus					٩.	a:	<b>.</b>	1.1		
80	пдур- іская		75 - 76 - 80 -	5-	<u></u> † - <b>"</b>			-					_					-				- <u>-</u> '				- +	-1
90	Ey		1111 555555555555555555555555555555555							Ŧ	1		T							I		=	т	<u>,</u> 1			
100			93 94 95 100 -							Ŧ													1 <sup>1</sup>	11			
110			105 107 109		1						ì.		Зона L	ychno	caniu	m sepa	aratum			ŧ							
120	айская		117 -		ıl ı	1	1			L	1									ļ	1	I.I.	111				
130	олакс	74747	122 - 125 - 128 -		L_'	L_				_			L _									'   				_	
130	E	~~~	130	-						1		-		ľ													
140			140 -	-			1						Зона I	Buryel	la lon;	g a					цī.	1					
150		8 8	152		1-	L _												<u>'</u> ــــ		Ľ	<u> </u>	L _				_	_
160			- 160 - - 162 -	-	4	1	i			Т			Зона І	  eliod 	iscus	inca I		1		, î							
170		- <u>"-</u> "-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"-"	170 - 173 - 175 -	= _	1		1		<b>.</b>	11	ī	11	∎¦							l							
180	іская		176 - 179 - 180 - 180 -					ļ₹i					μ'	<u>'</u> '		1	Ľ.,	ľ.,									
190	йлисай		189 - 190 - 192 -	<b>1</b>	+ -	ĽIJ	<u>     </u>				1.	ļ_i	L 💷	<u>1</u> 1	<u> </u>	Ľ	L.	_L	þ			L_				_	
200	Bai		196 - 200 - 202 -	-					!	1			1														
-210			205 - 207 - 210 - 212 - 214 -		, ,								Зона	Heliod	iscus	lentis											
-217	⊢	<u></u>																								-	

Рис. 3. Стратиграфическое распространение видов радиолярий в эоценовых отложениях скв. СП-1

Рис. 2. Геологическая схема Кыштым-Карабашского участка составлена С.Г. Самыгиным с использованием материалов В.Д. Яковенко и др. (1970 г.)

- I кайнозойские отложения;
- 2-8 аллохтонный (магнитогорский комплекс):
   2 вулканогенные и вулканотерригенные
- породы среднего и кислого состава, туфосилициты, известняки (улутауская свита,  $D_2ef_2-D_3f_1$ ),
- 3 диабазы, спилиты, гиалокластиты (карамалыташская свита, D<sub>2</sub>ef),
- 4 вулканиты андезито-базальтового состава (нрендыкская свита, D<sub>1</sub>e<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>),
   5 диабазы, порфиритоиды, габбро-диаба-
- зы, линзы известняков (S<sub>2</sub>p–D<sub>1</sub><sup>2</sup>?),  $\delta$  – глинисто- и углеродисто-кремнистые
- сланцы, микрокварциты, мелкообломочные терригенные отложения, базальты, диабазы (поляковская "свита", O<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>e<sub>1</sub>?). 7 – габбро (*a*), габбро-амфиболиты (*б*),
- в серпентиниты, серпентинизированные гиперба ит (a), серпентинитовый мел-коглыбовый меланж (б);
   итаравтоуточный (тариньский) ком
- 9–12 параавтохтонный (тагильский) комплекс;
   9 трахиты, андезито-дацитовые, реже ба-
- у грахиты, андезито-дацитовые, реже базальтовые порфириты, туфопесчаники, линзы известняков (туринская свита, S<sub>2</sub>p-D<sub>1</sub>l),

- 10 вулканомиктовые флишеподобные пачки, порфиритоиды, зеленые сланцы, мраморы (туринская и именновская, S<sub>1</sub>v-S<sub>2</sub>ld, свиты нерасчлененные),
- 11 диабазы, прослои эдафогенных песчаников (S<sub>1</sub>1?),
- 12 Таловский платиноносный массив; 13–15 – комплексы обрамления (возраст нея-
- сен): 13 – графитисто-кварцитовые и зеленые
- сланцы, филлиты, кварцито-песчаники зоны Уралтау, 14, 15 – Ильменогорский комплекс (14 – амфибо-
- литовые и кварцитовидные сланцы, порфиритоиды, мраморы, 15 – амфиболиты, гнейсы);
- 16 граниты, щелочные граниты (РД3);
- 17 выходы маркирующих горизонтов (a), в том числе известняков и мраморов (б);
- 18 граничные и внутренние надвиги и взбросы;
- 19 сдвиги (а) и сбросы (б);
- 2<sup>,</sup> зоны милонитизации и интенсивного «таклаза

							_	_	-	_		_			_	_	-	-				-	-	_			-	-	_	_		-	_		
Глубина, м	Свита	Литология	Глубина взятия образцов, м	"Cromyocarpus" sp. Amphicraspedium mugodscharicum (Lipman)	Claihrocyclas elegans (Lipman)	Cryptocarpium reticuta (Koztova) Stylosphaerella irinae (Lipman)	Thecosphaerella eocenica (Clark et Campbell)	Amphicraspeatum gractits (Lipman) Conoactinomma stilloformis (Lipman)	Lamptonium sp.	Lychnocanium longipes Kozlova Lychnocanella nonderosa (Kozlova)	Periphaena paleogenica (Lipman)	Phormocyrtis striata exquisita (Kozlova)	Spongasteriscus cruciferus Clark et Campbell	Spongotrochus curganica (Gorbovetz)	Stylosphaera minor Clark et Campbell	I necosphaera tarnactum sanyttippo et Ateuet Amphicraspedium prolixium Sanfilippo et Riedel	Aroprusum mirum (Krasheninnikov)	A. visendum (Kozlová)	Heliodiscus lentis Lipman	Heliodiscus ex gr. H. hexasteriscus Clark et Campbell	Phormocyrtis turgida (Krasheninnikov)	Podocyrtis aphorma Kiedel et Sanjuppo	P. papaus Enrenberg Spongasteriscus cf. S. ignorabilis (Krasheninnikov)	Thecosphaerella turkmenica (Lipman)	Thyrsocyrtis hirsuta (Krasheninnikov)	Calocyclas semipolita Clark et Campbell	Commune historicities ( inner	The cosphaerella ptomatus Sanfilippo et Riedel	Theocoryle ficus (Ehrenberg)	Heliodiscus inca Clark et Campbell	Lychnocanium bellum Clark et Campbell	Phacodiscinus testatus (Kozlova)	Buryella longa Kozlova Lamonium f fahaefarme (Krasheninnikov)	Lychnocanium cf. L. separatum Moksjako va	Hexacontium formosum Krasheninnikov Hexalonche senta Kozlova
- 70 - 90	уртинская		۲ <sup>80</sup>																																
- 110	Bynn		━L <sub>90</sub> ━		-		-		-	-	-	-		-	-			_	-	.		+	_	-	ł	_	ł		-	F	-	-	-	-	-
-130								вона	Ly	ch	noc	 :ar	niu	m	se	pa	rai	tur	n			1													
- 150	йская		<b>-</b> 145 -		Т	ı					đ					I					1											1		11	
- 170	олакса	<b>T T T</b>	<ul> <li>▲ 165 →</li> <li>▲ 175 →</li> </ul>																						1										
- 190	Ξ		- 187	- †	-	1	- 193	- ·	-		-	-		-	-		1	_	-	1	_				t.	-	t		_	F	ī	1	ī	Ē	-
-210			205				1				Зон		Bui	rye		a 1	o n	ga							Ľ	•				Ì.	ľ				
-230			- 220 -	-			-	-	_	F	-	-		-	-			_	-		_	-		<u>.</u>	t	-	'		_	ť	-	-	F	-	-
-250	Байли	()()(		<u>ן</u> י			-		_	L	2 <del></del>	-	_'	_	-	U.		T 		1	<u> </u>	Ī			ľ	-	_	3	она	ін Н	eli	i o c	lis	cus	
-270	×			1											1									•											
-290	ольска		1				-	F	-	F	-	ŀ	-	-	-		-	-		1	-	-	-	-	t	-		-0	_	t		-	F	-	-
-310	актык	11-11-1 T T T			• •	•				•				I	•	L	-					30	она	Pet		spy	ris	fove	eola	ta -	- P.	. fis	cell	a	
- 330	Kamo	TTT	318	-	_ '. =	F -	-	F	-	F	-	•	-	-	-		-	-			_		ŀ	_	t			-	-	t		-	F		1
- 350	кая		337 - 347	-																															
- 370	Тассайс																									0						_			

Рис. 4. Стратиграфическое распространение видов радиолярий в палеоцен-эоценовых отложениях скв. 148

#### К статье Г.Э. Козловой и др.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



### RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES GEOLOGICAL INSTITUTE

## THE URALS: FUNDAMENTAL PROBLEMS OF GEODYNAMICS AND STRATIGRAPHY

Transactions, vol. 500 Founded in 1932

COLLECTION OF SCIENTIFIIC PAPERS

Responsible editors: A. L. KNIPPER, S. A. KURENKOV, M. A. SEMIKHATOV



MOSCOW «NAUKA» 1998



Труды, вып. 500 Основаны в 1932 году

СБОРНИК НАУЧНЫХ СТАТЕЙ

Ответственные редакторы: А. Л. КНИППЕР, С. А. КУРЕНКОВ, М. А. СЕМИХАТОВ



MOCKBA «HAYKA» 1998

#### Редакционная коллегия:

#### Ю.Г. Леонов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов

#### Рецензенты: В.Е. Хаин, А.А. Моссаковский

#### Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. – М.: Наука, 1998. – 223 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500) ISBN 5-02-003668-4

Сборник содержит оригинальные материалы по различным аспектам региональной геологии Уральского покровно-складчатого сооружения, полученные в последние годы. Выводы, сделанные авторами, позволяют предложить новые решения некоторых вопросов геодинамической эволюции Урала, а также более общих проблем геодинамики и стратиграфии.

Для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами региональной геологии Урала, общими вопросами геодинамики и стратиграфии.

ТП-97-І-102

#### **Editorial Board:**

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov

#### **Reviewers**:

V.E. Khain, A.A. Mossakovsky

The Urals: Fundamental Problems of Geodynamics and Stratigraphy. – M.: Nauka, 1998. – 223 p. (Transactions of GIN RAS; Vol. 500) ISBN 5-02-003668-4

The papers of the volume contain original data on differect aspects of regional geology of the Urals fold belt obtained within last years. The inferences made by the authors permit to sufggest new solutions of several issues of the Urals geodynamic evolution as well as tackling more general problems of geodynamics and stratigraphy.

The book is addressed to a broad range of specialists interested in the Urals regional geology and the general geodynamic and stratigraphic problems.

ISBN 5-02-003668-4

© Российская академия наук и издательство "Наука", серия "Труды ГИН" (разработка, составление, художественное оформление), 1932 (год основания), 1998

#### предисловие

Предлагаемый читателям сборник научных статей является юбилейным – **пятисотым** – выпуском Трудов Геологического института РАН. Серия была основана в 1932 г., с тех пор не прерывалась и может служить отражением истории отечественной геологии.

Обдумывая содержание юбилейного выпуска, редколлегия решила остановиться на подборке научных статей по Уралу. Урал был выбран потому, что исследования Геологического института всегда, хотя и с перерывами, были связаны с этим классическим для геологии сооружением. К изучению главным образом тектоники и стратиграфии Урала коллектив института вновь обратился в последние годы. Решение отдать приоритет региональному материалу заключает в себе некий символический смысл. Одним из кредо института всегда была теснейшая связь теоретических обобщений с тщательной проработкой регионального фактического материала.

Геология идет вперед, в ней возрастает роль точных методов и все большее требование предъявляется к строгости теоретических, в том числе геодинамических, построений. Стоит подчеркнуть, что роль фактических данных, иначе говоря результатов региональных исследований, при этом не уменьшается или, во всяком случае, не должна уменьшаться. Региональный материал ничем заменить невозможно. При пренебрежении к нему или при недобросовестном его использовании теория неизбежно и быстро уходит в сферу дилетантизма. Лишний раз обратить на это внимание имеет смысл особенно сегодня, когда возможности проведения полевых исследований сокращаются и геологии грозит опасность превратиться в кабинетную науку.

Уральский покровно-складчатый пояс является важнейшей сырьевой базой России. При изучении этой структуры рождены многие геологические концепции; именно здесь, начиная со времен Петра Великого, добывался основной объем полезных ископаемых, способствовавших экономическому развитию России.

Геологические исследования 30-40-х годов нашего столетия привели к созданию отечественной петрографии и петрологии (А.Н. Заварицкий, Е.А. Кузнецов), геологической основы поисков в Предуралье нефтеносных месторождений (А.А. Богданов, Н.С. Шатский, П.Е. Оффман), к обоснованию нового стратона верхнего докембрия-рифея (Н.С. Шатский), выделению многих важнейших типов формаций (Б.М. Келлер, И.В. Хворова, Н.П. Херасков, Н.А. Штрейс), рождению теории глубинных разломов и вулканогенно-осадочного происхождения бокситов (А.В. Пейве).

В связи со сменой фиксистской парадигмы мобилистской в конце 60-х годов начался новый этап исследований Урала. Исследования связи эволюции лика Земли с движениями литосферных плит, которые сопровождались открытием и закрытием океанических бассейнов, позволили по-новому рассмотреть корреляцию тектонических событий, происходивших внутри массивов с корой континентального типа и на их окраинах, с тектоническими явлениями в областях, сложенных литосферой океанического типа.

В это время работами ученых Геологического института РАН и Уральского научного центра Академии наук было доказано покровное строение Уральского

складчатого сооружения и установлены основные этапы его палеозойской истории (А.В. Пейве, А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, И.В. Хворова, С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, В.М. Нечеухин, М.А. Камалетдинов и др.). В создании этой концепции большое значение имело изучение офиолитовых серий Урала, представляющих собой разномасштабные аллохтонные пластины литосферы океанического типа (А.С. Перфильев, А.А. Савельев, Г.Н. Савельева, Л.П. Зоненшайн, С.А. Куренков, А.А. Ефимов). Вовлечение в сферу стратиграфических исследований новых групп микрофауны (радиолярии, конодонты) позволило определить возраст отложений, считавшихся "немыми", и в связи с этим существенно пересмотреть стратиграфические схемы и последовательности латеральных рядов формаций.

В рамках программы "Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии" на протяжении трех последних лет сотрудниками Геологического института в содружестве с исследователями из других организаций выбраны нерешенные или слабо разработанные вопросы геологии Урала. Можно выделить четыре группы проблем, первая и вторая из которых связаны с изучением ранних стадий развития складчатой системы и ее историей в этап финальной складчатости, а решение двух других может расширить представление о связи указанных событий с соответствующими этапами развития континентов и с историей покровно-складчатого сооружения в период внутриплитного развития. От их решения во многом зависит понимание проблем истории формирования палеоокеанической и гранитно-метаморфической кор покровно-складчатых сооружений, современной структуры складчатых систем и принципов поиска месторождений полезных ископаемых.

С регионально-геологическими и тектоническими исследованиями теснейшим образом перекликаются фундаментальные и целенаправленные стратиграфические исследования верхнего докембрия и фанерозоя, для проведения которых Урал представляет собой один из наиболее удачных полигонов. Это прежде всего обусловлено тем, что здесь расположены типовые разрезы ряда подразделений общей стратиграфической шкалы фанерозоя (пермской системы, башкирского, оренбургского, сакмарского, артинского, кунгурского и уфимского ярусов) и рифейской эонотемы, детальное изучение которых именно сейчас имеет большое значение в связи с выбором глобальных стратотипов упомянутых подразделений фанерозоя и их границ и с дискуссией о примате хронометрического или хроностратиграфического принципа общего расчленения докембрия.

Природные особенности развитых на Урале морских отложений рифея, палеозоя и мезозоя позволяют рассматривать эти отложения в качестве модельных объектов для разработки общих шкал биостратиграфического (зонального для палеозоя и мезозоя) расчленения разнофациальных отложений, анализа условий обитания биот в бассейнах различного типа и выяснения соотношений эволюционных и палеоэкологических трендов в вертикальной смене комплексов органических остатков.

Еще раз подчеркнем, что в сборник включены статьи по геодинамике и стратиграфии, базирующиеся на новом фактическом материале, полученном за последние три года. Выводы, сделанные авторами, позволяют предложить новые решения некоторых из перечисленных выше вопросов геодинамической эволюции Урала, а также более общих проблем геодинамики и стратиграфии.

> А.Л. Книппер, С.А. Куренков, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов

### ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.242.8

#### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

#### С.В. Руженцев

Геологический институт РАН

На территории Полярного Урала выделяются следующие структурно-формационные зоны, соответствующие основным палеотектоническим элементам (см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в настоящем сборнике, рис. 1).

Елецкая зона сложена терригенными (O<sub>1</sub>) и карбонатными (в том числе биогермовыми) отложениями (O<sub>2</sub>–C), образующими неритовую серию шельфа Восточно-Европейского континента.

Лемвинская зона обычно рассматривается как континентальный склон, в пределах которого со среднего ордовика накапливались батиальные осадки [Пучков, 1979; и др.]. Это сложно построенный эпиконтинентальный прогиб, сформировавшийся на раздробленном протоуральском основании. Лемвинский разрез включает рифтогенную вулканогенно-терригенную толщу (€3-O1t), пестроцветные филлиты (O<sub>1</sub>a) и терригенно-кремнистую серию (O<sub>2</sub>-C). Здесь выделяются четыре подзоны: Западно-Лемвинская характеризуется развитием карбонатно-кремнистотерригенных отложений (О2-С) западного борта прогиба; Центрально-Лемвинская - бескарбонатных терригенно-кремнистых конденсированных осадков (O<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>fm), формировавшихся ниже КГК [Руженцев и др., 1996]; располагавшаяся восточнее Грубешорская подзона – полоса распространения вулканогенно-кремнистых отло-ренцированными эффузивами и эпикластами (O<sub>1</sub>a, игядейская или тыкотловская свиты), с постепенным переходом залегающими на песчаниках и диабазах (O<sub>1</sub>t). В палеотектоническом смысле аренигские вулканиты рассматриваются как образования надсубдукционной структуры (активная континентальная окраина андийского типа [Руженцев, Савельев, 1997]). Со среднего ордовика здесь формируется толща известковистых кварцевых песчаников и алевролитов, маркирующих восточный борт Лемвинского прогиба. Грубешорская подзона соответствует Уралтауской, а Восточно-Лемвинская – Салатимской зонам в понимании А.А. Савельева и С.Г. Самыгина [1979]. Первую указанные авторы рассматривают как поднятие на краю Восточно-Европейского континента, вторую - как палеоокеанический бассейн, трансформировавшийся в силуре в задуговой бассейн в связи со становлением Тагильской островной дуги. Как видно из приведенных описаний, трактовка палеоструктуры Лемвинской зоны иная. После отмирания раннеордовикского Восточно-Лемвинского вулканического пояса зона в целом представляла прогиб с глубоководной осевой частью и относительно приподнятыми бортами. Его восточным ограничением, по-видимому, являлось поднятие (Манитанырд-Пайпудынский микроконтинент), южная часть которого скрыта офиолитовыми аллохтонами массивов Рай-Из и Войкаро-Сыньинского. Начиная со среднего карбона в пределах Западно-Лемвинской подзоны обособился прогиб, заполнявшийся граувакковым флишем.

© С.В. Руженцев, 1998

Манитанырд-Пайпудынская зона – байкальский (возможно, кадомский или салаирский) микроконтинент, представляющий собой блок протоуральского фундамента, перекрытого чехлом терригенно-карбонатных отложений ( $\varepsilon_3$ -D<sub>3</sub>f). С фамена до среднего карбона включительно вдоль восточной периферии зоны накапливались глубоководные кремнистые осадки, маркирующие погруженную (склоновую) часть микроконтинента. В позднем карбоне здесь образовалась мощная толща олигомиктовых песчаников орангской свиты.

Няровей-Харбейская зона – полоса распространения в различной степени метаморфизованных (включая высокобарические метаморфиты) вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород харбейской, няровейской, хараматолоуской серий и пальникшорского комплекса. Их возраст традиционно считается позднедокембрийским, хотя допускается, что они включают и более молодые образования. Местами (Харбейский массив, бассейн р. Хараматолоу) метаморфические породы структурно перекрывают серпентинитовый меланж и рассматриваются как эксгумированный в позднем палеозое субдуктивный комплекс.

Наунтинская зона сложена породами офиолитовой серии  $(D_3-C_1?)$ , в том числе более или менее меланжированным ультрабазит-габбровым комплексом, базальтами и кремнями. Образования Тагильской зоны, представленные габброидами Хардъюсского и Мокросыньинского массивов, встречены только в южной части Полярного Урала, где приурочены к границе Лемвинской зоны и офиолитов. Так, например, габброиды Хардъюсского массива расположены в ядре сжатой синформы и залегают на отложениях грубешорского и центрально-лемвинского типов. Наоборот, гигантские офиолитовые массивы Щучьинской и Войкарской зон занимают обширные территории в осевой части и на восточном склоне Полярного Урала (массивы Суумкеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинский). Они характеризуются полным разрезом, а их вулканогенно-осадочная часть имеет силурийско-девонский возраст. В формационном отношении, это, по-видимому, комплекс пород энсиматической островной дуги.

Полярный Урал имеет покровное строение. Это сложно построенное покровно-складчатое сооружение представляет собой систему пластин, образованных различными в фациальном отношении отложениями. Каждый из выделяемых покровных элементов характеризуется пестрым набором структурных форм. Их анализу посвящена предлагаемая статья.

Идея покровного строения Полярного Урала в общем виде была сформулирована К.Г. Войновским-Кригером [1945], показавшим тектоническое совмещение елецкого карбонатного и лемвинского кремнисто-сланцевого комплексов. Впоследствии эта схема была обоснована фактически [Пучков, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Дембовский, 1981; Шишкин, 1989; Беляков и др., 1992]. В частности было показано, что не только лемвинская батиальная серия была надвинута на одновозрастные отложения Елецкого шельфа, но и офиолиты массивов Суумкеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинского образуют аллохтонные массы, дискордантно перекрывающие различные структурные элементы Лемвинской зоны [Савельев, Самыгин, 1979; Петрология и метаморфизм..., 1977; Афанасьев, 1990]. Имеющиеся сейчас геофизические материалы также подтверждают покровное строение Полярного Урала [Беляков и др., 1992].

Наиболее полно фактическое обоснование покровной структуры западного склона Полярного Урала дано в работах Б.Я. Дембовского [1981] и М.А. Шишкина [1989], показавших, что сформировавшийся здесь пакет пластин полого погружается к юго-востоку. В зоне фронтального надвига видимая амплитуда перекрытия елецких отложений лемвинскими достигает 15 км, а амплитуда шарьирования, определенная с учетом геофизических данных, оценивается примерно в 45– 50 км [Беляков и др., 1992]. Если же учесть внутризональные надвиги, смятие пластин и др., можно предположить, что суммарное сокращение первоначальной ширины Лемвинской зоны достигало значительно больших размеров.

Проблема "фациальности" покровов рассмотрена М.А. Шишкиным [1987] на примере южной части Полярного Урала (бассейн верхнего течения р. Лемва). Здесь выше карбонатных отложений елецкого типа (автохтон) располагаются четыре покрова: Хайминский (карбонатно-кремнисто-терригенные отложения, О1-С), Главный или Фронтальный (в основном бескарбонатные, преимущественно терригенные и кремнистые отложения, Є<sub>3</sub>-С), Верхнепарнокский (верхнекембрийские-нижнеордовикские отложения, аналогичные таковым Главного покрова). Приводораздельный (вулканогенные отложения аренига). Все перечисленные покровы представляют собой более или менее деформированные, погружающиеся к востоку пластины. По крайней мере, нижние из них залегают полого. Для них характерны следующие структурные парагенезы: 1) лежачие складки и сопряженные с ними пологие надвиги, 2) наложенные крутые, часто изоклинальные складки, сопряженные с продольными взбросами, 3) крупные анти- и синформы, возникшие в результате смятия самого пакета пластин. Формирование внутризональных покровов началось в восточной части Лемвинской зоны в конце среднего карбона, в западной – не ранее конца ранней перми. Общее шарьирование Лемвинской аллохтонной массы на Елецкий автохтон происходило в поздней перми. В это время имела место полная переработка структуры покровных пластин, сложенных отложениями лемвинского типа.

На Полярном Урале выделяются три сектора (см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в настоящем сборнике, рис. 1): южный (бассейн верховьев р. Лемва и ее правых притоков, бассейн верховьев рек Западная и Восточная Тамбулава, Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный Погурей, Пага), центральный (верховья рек Грубею, Грубешор, Ниедзю, Средняя Лагорта, Кечпель, Харута) и северный (бассейн рек Собь, Большая и Малая Пайпудына, Лонготъеган, Большая Хадота, Щучья). В южном секторе, представляющем северовосточное погружение Кожимского поднятия, вскрыты породы автохтона (включая протоуральский фундамент), а также лемвинской системы покровов, занимающих обширную площадь. Офиолиты отодвинуты здесь на восток. Наоборот, в центральном сегменте офиолиты продвинуты к западу, вследствие чего лемвинские отложения слагают здесь серию узких тектонических клиньев. В пределах северного сектора (Собское поперечное поднятие) вновь широко обнажен автохтон. Офиолиты расположены далеко на востоке, где выполняют ядро крупной Щучьинской синформы.

#### ЛЕМВИНСКАЯ СИСТЕМА ПОКРОВОВ

Южный сектор. Структура южного сектора изучалась в бассейне рек Восточная Тамбулава, Игядейегарт, Западная и Восточная Кокпела, Западный Погурей и Пага. Здесь отложения центрально-лемвинского типа надвинуты на одновозрастные им породы западно-лемвинского разреза (Хайминский покров М.А. Шишкина) и образуют сложно деформированную аллохтонную массу, соответствующую Главному и Верхнепарнокскому покровам. В рассматриваемом районе она образована вулканитами кокпельской ( $\varepsilon_3$ ?- $O_1$ t) и терригенной толщей погурейской ( $\varepsilon_3$ - $O_1$ t) свит, пестроцветными филлитами ( $O_1$ а) и терригенно-кремнистыми отложениями черногорской серии ( $O_2$ - $D_3$ fm). Для рассматриваемой структурной единицы предлагается название Погурейский покров.

Важное значение для понимания структуры аллохтона имеет район Самсоновых гор (верховья р. Западная Кокпела). Выделяемые структурные элементы образуют здесь пологую антиформу, в ядре которой снизу вверх обнажаются



Рис. 1. Геологические профили через Самсоновскую антиформу

А – водораздел рек Западный Погурей и Покойница-Шор; Б – центральная часть Самсоновых гор I – Хайминский покров; 2–6 – Погурейский покров: 2–3 – кокпельская свита (2 – силлы, силло-потоки базальтов,  $\varepsilon_3$ ?-O<sub>1</sub>t, 3 – базальты, эпикласты, O<sub>1</sub>t), 4 – терригенная толща погурейской свиты ( $\varepsilon_3$ -O<sub>1</sub>t), 5 – пестроцветные филлиты грубеинской свиты (O<sub>1</sub>a), 6 – кремнистые осадки черногорской серии (O<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>)

Цифры на схеме: 1 – Самсоновская и 2 – Погурейская антиформы

(рис. 1): а) кремни и глинисто-кремнистые сланцы (D<sub>3</sub>fm), б) пестроцветные филлиты грубеинской свиты (O<sub>1</sub>a), в) песчаники погурейской свиты ( $\mathcal{E}_3$ -O<sub>1</sub>t) и г) базальты, эпикласты кокпельской свиты ( $\mathcal{E}_3$ ?-O<sub>1</sub>t). Контакт между горизонтами "а" и "б" задернован, "б" и "в" стратиграфический, "в" и "г" тектонический. Разрез здесь перевернут. Перечисленные горизонты слагают подвернутое крыло крупной лежачей складки, ядро которой (кокпельские базальты) выжато к западу в виде обособленной пластины. Замок (лоб) структуры откартирован на водоразделе рек Покойница-Шор и Западный Погурей, где погурейские песчаники облекают кокпельские вулканиты.

В висячем крыле Самсоновской антиформы расположены отложения погурейской ( $\mathcal{E}_3-O_1$ t) и грубеинской ( $O_1$ а) свит, а также кремни черногорской серии ( $O_2$ - $D_3$ fm). Хотя разрез здесь весьма сложно счешуен, слои относительно полого (20–40°) падают к востоку, образуя три пластины, в пределах которых наблюдается нормальная последовательность слоев. Видимая амплитуда надвигания каждой из этих пластин достигает 5–6 км. На фоне относительно пологого залегания слоев видна весьма сложная внутренняя дисгармония, особенно в аренигских филлитах. Кремнистые отложения обычно сорваны с филлитового основания, образуя систему чешуй (см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в настоящем сборнике, рис. 5).

К востоку степень дислоцированности слоев в висячем крыле Самсоновской антиформы быстро нарастает. В водораздельной части Урала (водораздел рек Западная и Восточная Тамбулава, Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный Погурей) структура приобретает форму серии крутых клиньев, слагающих полосу шириной 4-5 км. Такие клинья при ширине 0,3-1 км прослежены на расстояние 20-30 км. Для них характерно максимальное рассланцевание пород. Так, например, гранитная галька в погурейских конгломератах расплющивается, превращаясь в пятнистый листоватый агрегат. Здесь широко проявлен процесс вертикального течения вещества, будинаж, дисгармоничная плойчатость. Иногда сохраняются замки изоклинальных кливажных складок, в том числе и с вертикальными шарнирами, что указывает на наличие сдвиговой компоненты. Отмеченная полоса крутых нарушений рассматривается как зона, сформировавшаяся



Рис. 2. Геологическая карта среднего течения р. Восточная Тамбулава

I - Грубешорский покров (базальты, фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, O<sub>2</sub>-S); $2-7 – Нелкинский покров: 2 – песчаники погурейской свиты (<math>\mathfrak{E}_3-\mathcal{O}_1$ t), 3 – пестроцветные филлиты нижней толщи игядейской свиты ( $\mathcal{O}_1$ а), 4 – вулканиты, эпикласты средней толщи игядейской свиты ( $\mathcal{O}_1$ а), 5 – пестроцветные филлиты верхней толщи игядейской свиты ( $\mathcal{O}_1$ а), 6 – песчаники и алевролиты нелкинской свиты ( $\mathcal{O}_2$ -S), 7 – силлы диабазов; 8 – рассланцованные породы Погурейского покрова; 9 – офиолиты Войкарского массива; 10 – надвиги, срывы; 11 – взбросы, сдвиго-взбросы; 12 – элементы залегания: a – наклонные,  $\delta$  – опрокинутые,  $\delta$  – вертикальные

Буквы на карте: И -- р. Игядейегарт, Т -- р. Тамбулава



Рис. 3. Геологические профили через Тамбулавскую антиформу (положение см. на рис. 2)

l – офиолиты Войкарского массива; 2 – Грубешорский покров (базальты, фтаниты, песчаники грубешорской свиты, O<sub>2</sub>–S); 3–7 – Нелкинский покров: 3 – песчаники погурейской свиты ( $C_3$ –O<sub>1</sub>t), 4 – пестроцветные филлиты нижней толщи игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), 5 – вулканиты, эпикласты средней толщи игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), 6 – пестроцветные филлиты верхней толщи игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), 7 – песчаники и алевролиты нелкинской свиты (O<sub>2</sub>–S)



Рис. 4. Геологический профиль через Игядейскую антиформу(верховья ручья Южный Контактный)

 офиолиты Войкарского массива; 2, 3 – Грубешорский покров: 2 – пестроцветные филлиты грубеннской свиты (O<sub>1</sub>a), 3 – базальты, фтаниты, сланцы грубешорской свиты, (O<sub>2</sub>-S);
 4-6 – Нелкинский покров: 4 – пестроцветные филлиты игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), 5 – вулканиты, эпикласты игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), 6 – песчаники, алевролиты нелкинской свиты (O<sub>2</sub>-S?)

в результате максимального градиента горизонтально ориентированного сжатия. Очевидно это наложенная структура, возникшая вследствие смятия и последующего тектонического разлинзования корневой части Самсоновской антиформы. Она прослежена от долины Чигим-Харуты, на юге, до верховьев Восточного Погурея.

Тектонические покровы, сложенные отложениями грубешорского и восточнолемвинского типов, расположены восточнее отмеченной зоны рассланцевания. Здесь вскрыты две пластины. Нижняя образована пестроцветными филлитами грубеинской свиты (O<sub>1</sub>a) и базальтами, фтанитами, углеродистыми сланцами грубешорской свиты (O<sub>2</sub>–S), верхняя – конгломератами, песчаниками, диабазами погурейской свиты ( $C_3$ –O<sub>1</sub>t), вулканитами, эпикластами, филлитами игядейской свиты (O<sub>1</sub>a), песчаниками и алевролитами нелкинской свиты (O<sub>2</sub>–S?). Нижняя пластина выделяется как Грубешорский, а верхняя – Нелкинский (Приводораздельный) покровы. Структурное их соотношение отчетливо наблюдается в бассейне среднего течения р. Восточная Тамбулава, где расположена крупная антиформа. Это наиболее восточная из подобного рода дислокаций, имеющая принципиальное значение для понимания строения Лемвинской покровной системы. Тамбулавская антиформа (рис. 2 и 3) представляет собой куполовидную складку с четкой периклиналью, в пределах которой различные горизонты нелкинского разреза залегают на отложениях грубешорской свиты. Юго-восточное крыло антиформы характеризуется очень пологим залеганием слоев (редко свыше 30°). Нелкинские кварцевые песчаники и алевролиты здесь сорваны с нижнеордовикского основания по верхнему горизонту аренигских филлитов, образуя серию бескорневых складок. Это морфологически разнообразные, вплоть до изоклинальных, опрокинутые к западу нарушения, осложненные малоамплитудными продольными взбросами.

Иная структура откартирована северо-восточнее (бассейн рек Игядейегарт и Южный Контактный). В морфологическом отношении это крупная лежачая обращенная к западу антиформа, в ядре которой обнажается вулканогенно-кремнистая толща грубешорской свиты ( $O_2$ –S), а крылья сложены аренигскими филлитами Нелкинского покрова. Замок (фронтальный лоб) структуры прекрасно виден в верховьях ручья Южного Контактного (рис. 4). Осевая плоскость Игядейской антиформы воздымается к юго-западу, приспосабливаясь к форме Тамбулавской структуры. Поэтому на водоразделе Игядейегарта и Восточной Тамбулавы видно, как грубешорские вулканиты и кремни ядра практически горизонтально надвинуты на породы юго-восточного крыла Тамбулавской антиформы (см. рис. 2). Иными словами, здесь расположена структура, появившаяся в результате наката Игядейской антиформы на Тамбулавскую. В подвернутом крыле первой по мере развития складки возник пологий надвиг, по которому ее ядро и висячее крыло были выжаты относительно лежачего.

Вдоль контакта лемвинских отложений и офиолитов Войкарского массива структура усложняется. Появляется серия крутых изоклинальных складок (смятие висячего крыла Игядейской антиформы), осложненных продольными взбросами. Происходит резкое увеличение степени рассланцевания пород, их катаклаза и течения. Полоса таких пород, представляющая собой зону интенсивного тектонического разлинзования в структурно-морфологическом, а возможно, и генетическом смысле сходна с таковой, расположенной в тылу Самсоновской антиформы.

Нелкинский покров – наиболее верхний и восточный элемент Лемвинской системы. Видимая его амплитуда в рассматриваемом районе достигает приблизительно 12 км. Этот покров прослежен нами от верховьев рек Нелкаен и Чигим-Харута на северо-восток до верховьев Восточного Погурея, где погружается под офиолиты Войкарского массива. Далее к северу отложения восточно-лемвинского типа не вскрыты.

Таким образом, на территории Погурейско-Кокпельского района южного сектора Полярного Урала выделяются два структурных участка: западный, сложенный Хайминским и Погурейским, и восточный – Грубешорским и Нелкинским покровами. Каждый из этих участков с востока ограничен полосой крутых дислокаций, в пределах каждой из которых породы подвергались максимальному динамометаморфизму. Из приведенных выше описаний видно, что оба участка в принципе обладают сходным набором структурных парагенезов. Их последовательность, на наш взгляд, следующая: 1. Региональный срыв, приуроченный к поверхности раздела протоуральский фундамент-верхнекембрийско-тремадокская толща. Характерно, что здесь нигде не вскрыты породы древнее позднекембрийских. 2. Обособившаяся Лемвинская аллохтонная масса в процессе продолжающегося сжатия распалась на серию пластин, давших начало внутризональным покровам. Это и есть Хайминский, Погурейский, Грубешорский и Нелкинский покровы, каждый из которых характеризуется определенным набором ("фациальностью") слагающих толщ. З. Пакет пластин деформируется в связи с образованием лежачих и резко опрокинутых к западу антиформ, крупнейшими из



Рис. 6. Геологические профили, иллюстрирующие модели формирования структуры северного сектора Полярного Урала

А – Лемвинская корневая зона, Б – Лемвинский фронтальный останец

1-3 – Елецкая зона (Енганопэйская антиформа): 1 – протоуральский фундамент, 2 – шельфовый комплекс ( $\varepsilon_3$ ?- $D_3$ ), 3 – глинистые сланцы глубокого шельфа ( $D_{2-3}$ ); 4 – Лемвинская зона (Нияюская синформа) – батиальный комплекс (S–D); 5, 6 – Манитанырд-Пайпудынская зона (Манитанырдская антиформа): 5 – протоуральский фундамент, 6 – шельфовый комплекс чехла ( $\varepsilon_3$ ?- $D_3$ )

которых являются Самсоновская и Игядейская. В процессе смятия более или менее синхронно происходит формирование осложняющих надвигов. Основные из них приурочены к подвернутым крыльям складок. По мере развития такие надвиги могут обусловить дифференцированное смещение пластин второго порядка, дополнительные срывы и дисгармоничное структурообразование. Подобного рода чешуйчатые нарушения широко распространены в пределах Самсоновской и Тамбулавской антиформ. 4. Формирование крутых складок, сопряженных с взбросами и сдвиго-взбросами. Происходит как бы смятие осевых поверхностей лежачих складок. Этот процесс развит широко, но неравномерно, концентрируясь в основном вдоль поясов максимального рассланцевания пород (например, Кокпельская зона динамосланцев). 5. Смятие системы образовавшихся нарушений в связи с появлением крупных куполовидных анти- и синформ. Детально их строение рассмотрено М.А. Шишкиным [1989] на примере структуры бассейна р. Лемвы.

Центральный сектор. К северу от долин рек Пага и Пальниктывис происходит сужение полосы распространения отложений лемвинского типа. В бассейне рек Грубешор и Средняя Лагорта она достигает всего лишь нескольких километров. Офиолиты продвинуты к западу и резко сближены с флишевой зоной. Породы Нелкинского покрова здесь не вскрыты, Погурейского и Грубешорского – представлены серией узких клиньев, обычно круто (50–70°) падающих к востоку под габброиды Хардъюсского и ультрабазиты Войкарского массивов. Так, например, в обрывах правого берега р. Грубешор Погурейский покров представлены узким (до 250 м) клином катаклазированных кремней фамена, на которые взброшены рассланцованные песчаники и базальты грубешорской свиты (рис. 5). В принципе аналогичное строение характерно для всего центрального сектора. Перемешанные в разрезе чешуи пород Погурейского и Грубешорского покровов надвинуты на отложения Хайминского покрова, включая и каменноугольный флиш.

Перестройка структуры южного сектора Лемвинской зоны начинается уже в бассейне рек Пага и Пальниктывис. Рассмотренные ранее пластины в висячем крыле Самсоновской антиформы перекрывают фронтальную часть последней, выдвигаясь к западу, в полосу развития пород Хайминского покрова. Севернее, в бассейне рек Грубею и Грубешор масштаб надвигания нарастает: западные пластины перекрываются восточными. По правобережью верховьев Паги среди кремнистых отложений девона (черногорская серия), слагающих верхнюю часть Погурейского покрова, появляются первые клинья катаклазированных базальтов грубешорской свиты (см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в настоящем сборнике, рис. 5). Далее к северу количество чешуй последней растет. Соответственно уменьшается роль пород центрально-лемвинского типа (Погурейский покров). Иными словами, сужение структуры при переходе от южного к центральному сектору происходит за счет перекрытия Нелкинского и частично Грубешорского аллохтонов офиолитами. В результате рассмотренные выше структурные парагенезы были переработаны, дав начало однородной полосе чешуйчатых дислокаций.

Северный сектор. Структура сектора изучалась в бассейне верховьев рек Собь и Елец и их северных притоков рек Большая и Малая Пайпудыны, Лёк-Елец и Вучвож. В структурном отношении район представляет систему антиформ: западной (Енганопэйской) и восточной (Манитанырдской), между которыми расположены Нияюская синформа. В ядре Енганопэйской антиформы вскрыт протоуральский фундамент, несогласно, с базальным конгломератом перекрытый терригенными ( $\epsilon_3-O_1$ ) и карбонатными ( $O_2-C$ ) отложениями елецкого типа. В пределах Манитанырдской антиформы также обнажается протоуральский комплекс, также несогласно перекрытый чехлом вулканогенно-терригенных и терригенных отложений (Є3-О). Нияюская синформа выполнена породами лемвинского типа. Это карбонатно-кремнисто-терригенная серия харотской (S-D) и няньворгинской  $(D_3 - C_1)$  свит. На западе она полого надвинута на отложения елецкого типа, на востоке осложнена разломом, по которому породы Манитанырдской антиформы взброшены на отложения лемвинского типа Нияюской синформы. Лишь в пределах южной периклинали последней лемвинские толщи залегают структурно выше манитанырдских. Иными словами, отложения лемвинского типа надвинуты на елецкие и манитанырдские, а Нияюская синформа представляет собой дивергентную структуру, выжатую относительно окаймляющих ее с запада и востока антиформ.

Возможны две модели формирования такой структуры (рис. 6). Согласно первой Манитанырд-Пайпудынская зона в палеотектоническом смысле представляет собой микроконтинент, отделившийся от Восточно-Европейского континента вследствие кембрийско-тремадокского рифтинга последнего и вновь присоединившегося к нему в результате среднеордовикской коллизии. В этом случае Нияюская синформа – реликтовая структура Лемвинского прогиба, раздавленная между двумя континентальными блоками, а относительное расположение отложений елецкого, лемвинского и манитанырд-пайпудынского типов является первичным. Нияюская синформа может рассматриваться как корневая область лемвинских покровов. Вторая модель предполагает, что Нияюская синформа является фронтальным останцом Лемвинской покровной системы и соответствует Хайминскому покрову южного и центрального секторов Полярного Урала. Если это так, приходится допустить, что лемвинский аллохтон был переброшен через Манитанырд-Пайпудынскую зону, а его корневая область располагалась восточнее последней. Предпочтительнее является первая модель, главным образом потому, что вдоль восточной периферии мы не знаем выходов отложений лемвинского типа. Вместе с тем хотелось бы отметить, что проблема корневой области лемвинских покровов требует дальнейшего изучения.

#### СТРУКТУРА МАНИТАНЫРД-ПАЙПУДЫНСКОЙ ЗОНЫ

Строение зоны специально рассматривается в связи со структурным расслоением ее разреза и в первую очередь в связи с проблемой базального срыва и обособления аллохтона. Уже отмечалось, что на западе зоны (Манитанырдская антиформа) палеозойский осадочный чехол трансгрессивно залегает на протоуральском фундаменте. Аналогичная картина наблюдается в пределах расположенной восточнее Пайпудынской антиформы, где базальный горизонт палеозойского разреза представлен толщей (20-150 м) красноцветных конгломератов (Є<sub>1</sub>-О<sub>1</sub>). На территории восточного крыла Пайпудынской антиформы картина меняется: конгломераты здесь, как правило, тектонически срезаны и песчаноалевролитовая серия малопайпудынской свиты (О1-2) залегает на протоуральском фундаменте. Подобного рода соотношения наблюдались нами по правобережью Большой Пайпудыны (от ручья Развильного, на юге, до ручья Карьерного, на севере). Контакт здесь повсеместно притертый, местами создается впечатление структурного согласия между докембрийскими и ордовикскими песчаниками. Лишь изредка на контакте сохраняются небольшие линзы катаклазированных красноцветных конгломератов. Необходимо отметить также относительно пологое залегание палеозойских отложений (30-50°), их слабую внутреннюю деформированность, выдержанность структуры.

Разрез палеозойского чехла рассматриваемого района имеет стратиграфический диапазон верхний кембрий-верхний карбон и состоит из пяти толщ: песчаники и алевролиты ( $\mathcal{E}_{3}$ - $\mathcal{O}_{2}$ ), песчаники, известняки ( $\mathcal{O}_{2-3}$ ), известняки (S-D<sub>2</sub>), преимущественно кремнистые отложения (D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub>), олигомиктовые песчаники и алевролиты (PZ<sub>3</sub>). По правобережью Большой Пайпудыны и далее к юго-западу (левобережье верховьев р. Собь) они образуют моноклиналь (восточное крыло Пайпудынской антиформы, см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в настоящем сборнике, рис. 6). Указанный разрез структурно расслоен на отдельные пластины, объем которых в целом соответствует перечисленным толщам (литологический контроль). При общей нормальной последовательности (древние толщи приурочены к нижним частям пакета пластин) наблюдается их смещение, фиксируемое по повторяемости разновозрастных горизонтов в разрезе. Отметим структурное согласие в залегании пластин, что предполагает развитие субгоризонтальных срывов близких к послойным. Не исключается формирование здесь дисгармоничных лежачих складок, что находит свое отражение в перевернутой последовательности слоев в пределах отдельных пластин (например, в силурийско-девонских известняках по ручью Мраморному). Однако и в этом случае расчленение таких складок шло вдоль разрывов параллельных их осевым поверхностям.

Описанная выше структура интерпретируется как следствие тектонического расслоения чехла. Его срыв с протоуральского основания, обособление и дифференцированное смещение литопластин не сопровождалось образованием крупных аллохтонных масс. Рассмотренная структура является примером начальной стадии формирования покровов. Отслоение параавтохтонных пластин отражает нарастание горизонтального сжатия в нижних горизонтах разреза восточной части Манитанырд-Пайпудынской зоны. Этот процесс получил дальнейшее развитие далее к востоку, по левобережью Большой Пайпудыны. Здесь преимущественно распространены верхнепалеозойские песчаники орангской свиты, образующие сложно смятую массу, надвинутую на силурийско-девонские отложения Пайпудынской моноклинали. Породы орангской свиты смяты в крутые изоклинальные складки, опрокинутые к востоку и осложненные многочисленными продольными разрывами. Широко развит кливаж. Степень рассланцевания нарастает к востоку (бассейн ручьев Кемьрезьрузь и Большой Ханамей), где структура представляет собой систему расплющенных клиньев, а катаклаз и окварцевание пород развиты практически повсеместно.

Резкое различие в характере деформаций Пайпудынской моноклинали и зоны крутых дислокаций в орангских песчаниках предполагает структурную дисгармонию, отражающую неравномерность поперечного сжатия на разных структурных уровнях. Зона крутых дислокаций по морфологическим характеристикам, широкому распространению динамометаморфизма, структурной позиции, а возможно, и генезису сходна с рассмотренной ранее Кокпельской. Она имеет менее глубокое заложение, локализуясь только в верхнедевонских и каменноугольных отложениях. Общим у них является тыловое положение по отношению к фронтальной зоне расслоения чехла. Иными словами, парагенез фронтальный надвиг-тыловой пояс крутых дислокаций является характерным для структур Полярного Урала.

#### ОФИОЛИТОВЫЕ ПОКРОВЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Офиолиты слагают восточный склон Полярного Урала, где образуют систему крупных массивов: Суумкеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Все они представляют верхние аллохтонные массы, надвинутые на различные тектонические элементы западного склона. Это предполагает наиболее резкое структурное несогласие в основании офиолитовых покровов. Действительно, на севере (Суумкеу) офиолиты залегают на метаморфических породах Няровей-Харбейской зоны. Южнее (Рай-Из) они резко продвинуты к западу, образуя структурный "козырек", перекрывающий метаморфические породы, отложения Манитанырд-Пайпудынской и Лемвинской зон. Войкаро-Сыньинский массив по системе крутых взбросов также контактирует с различными структурными элементами: метаморфитами хараматолоуской серии и пальникшорского комплекса, которые он срезает к югу от долины Средней Лагорты, породами Хардъюсского массива (Тагильская зона), Восточно-Лемвинской, Грубешорской и Центрально-Лемвинской подзон. Срезание тектонических элементов, несмотря на крутой западный контакт массива, предполагает значительное структурное перекрытие последним комплексов западного склона.

Наиболее нижним офиолитовым элементом покровной структуры Полярного Урала является Хараматолоуский серпентинитовый меланж. Полоса меланжа приурочена к верховьям рек Хараматолоу и Яю, где прослеживается на расстояние около 25 км. Структурно она приурочена к контакту между породами Лемвинской зоны и хараматолоуской серии, подстилая последние (протрузивные тела меланжа прорывают толщу метаморфических пород). Наряду с глыбами и клиньями пород хараматолоуской серии в меланже широко представлены блоки диабазов, спилитов, плагиогранитов, амфиболитов. Возраст этих пород до сих пор не ясен.

Верхние офиолитовые аллохтоны в массивах Суумкеу и Рай-Из выполняют ядра обширных синформ, представляющих собой плоские изометричные мульды. Хорошо обнажены их западные края. К востоку офиолиты и перекрывающие их вулканогенно-осадочные и осадочные отложения силура-девона полого погружаются к востоку, где перекрыты чехлом Западно-Сибирской впадины.



Рис. 7. Геологическая схема северо-западной части массива Суумкеу (по [Афанасьев, 1990] с добавлениями автора)

1, 2 – относительный автохтон: 1 – метаморфические породы харбейского и няровейского комплексов, 2 – амфиболиты, габбро-амфиболиты; 3–5 – Наунтинский аллохтон: 3 – серпентиниты, серпентинитовый меланж, 4 – гарцбургиты ("недифференцированный" тип разреза), 5 – базальты, фтанитонды, глинисто-кремнистые сланцы, известняки (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>?); 6–11 – Щучьинский аллохтон ("дифференцированный" тип разреза): 6 – дуниты, гарцбургиты, 7 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, 8 – габброиды, 9 – непрерывно дифференцированные вулканиты (S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>), 10 – известняки (S<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>), 11 – флиш (D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub>); 12 – кварцевые диориты, тоналиты; 13 – то же (разгнейсованное); 14 – надвиг, разделяющий Наунтинский и Щучьинский аллохтоны, 15 – субвертикальные разрывные нарушения

Цифра на схеме: 1 – горы Наунтин-Пэ

На севере (Суумкеу) офиолитовый аллохтон включает две мощные покровные единицы. Нижняя, выделяемая как Наунтинский покров, наиболее полно вскрыта в горах Наунтин-Пэ. Снизу вверх здесь обнажаются следующие элементы (рис. 7): а) серпентинизированные гарцбургиты, образующие пластину мощностью до 3 км; б) серпентинитовый меланж, состоящий из блоков гарцбургитов, габбро, диабазов; в) базальты, туфосланцы, кремни, глинисто-кремнистые (графитистые) сланцы, редко известняки верхнего девона-нижнего карбона, смятые в систему дисгармоничных складок; г) массивные интенсивно рассланцованные диабазы и спилиты. Перечисленные пластины слагают северо-западный и западный борта Щучьинской синформы. Местами они структурно срезаются верхним аллохтоном.

Ядро синформы выполнено Щучьинским аллохтоном. В основании его разреза залегают офиолиты ("дифференцированный" комплекс А.К. Афанасьева [1990]). Это мощная, разделенная послойными или близкими к таковым срывами на отдельные чешуи масса, характеризующаяся типичным офиолитовым разрезом. Она выполняет изометричную мульду. Анализ геофизических данных показывает, что пластина, достигающая мощности 9 км, постепенно выклинивается к северу и югу. Она разбита на серию блоков со значительным относительным вертикальным перемещением. Верхняя часть Щучьинского аллохтона образована дифференцированными вулканитами островодужного типа ( $S_2$ - $D_2$ ), ассоциирующими с известняками и перекрытыми флишем ( $D_3$ -C).



Рыс. 8. Геологический профиль через Нырдвоменшорский меланж

I – гарцбургиты; 2 – серпентиниты; 3 – габбро-диабазы; 4 – диабазы, спилиты; 5 – кремни; 6 – песчаники; 7 – места сбора конодонтов: 1 – Gnathodus sp. (Paragnathodus? sp.) – C<sub>1</sub>, 2 – Siphonodella cf. praesulcata Sand., Neopolygnathus communis (Br. et Mehl) – D<sub>3</sub>fm<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>t

Юго-западнее в пределах массива Рай-Из структура в принципе сходная. Здесь также выделяются две аллохтонные единицы. Нижняя представлена серпентинитовым меланжем, полоса которого прослеживается вдоль северного края массива. Меланж залегает на различных элементах Манитанырд-Пайпудынской и Лемвинской зон, образуя структурные "козырьки" по внешнему фронту аллохтона.

Специально строение меланжа изучалось нами в верховьях р. Нырдвоменшор (правый приток р. Собь), где выше кремней и песчаников орангской свиты (D<sub>3</sub>fm-С) залегает толща серпентинитовых брекчий, включающих многочисленные блоки разнообразных пород. Блоки представляют собой мощные (до 100-120 м) линзовидные тела, вытянутые согласно с общим простиранием меланжевой полосы. Большинство таких тел падают к югу под углом 30-70° под дуниты и гарцбургиты массива Рай-Из (рис. 8). В первом приближении в составе меланжа выделяются три горизонта, отличающихся набором глыб. Нижний в основном содержит согласные пластинообразные тела фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев (D<sub>1</sub>fm-C<sub>1</sub>t). Реже здесь присутствуют блоки габбро, диабазов, спилитов. Средний, самый мощный горизонт характеризуется пестрым составом глыб, их большим катаклазом и фрагментацией, что находит свое выражение в значительных вариациях их размеров, формы и ориентировки. Здесь широко представлены габбро-диабазы, спилиты, кремни, глинисто-кремнистые сланцы, вулканомикты, кварцевые песчаники. В русловых обрывах сохраняются отпрепарированные фрагменты складок, дезинтеграция которых от места к месту меняется. Верхний элемент меланжа – толща спилитов с редкими прослоями кремней. Это относительно монолитная пластина; серпентинитовые "просечки" встречаются здесь преимущественно в ее основании.

Главное отличие между нижними аллохтонами Суумкеу и Рай-Иза – более высокая степень меланжирования нижних офиолитов последнего. В остальном их сходство очевидно. Два нижних меланжевых горизонта соответствуют пластинам "б" и "в", верхний горизонт – пластине "г" наунтинского разреза.

Верхний офиолитовый аллохтон Рай-Иза образован мощной пластиной дунитгарцбургитового комплекса, габброидами и тоналитами. В северной части массива они залегают на рассмотренном выше меланже, в южной непосредственно на метаморфических породах хараматолоуской серии. В структурном отношении они образуют северо-западное крыло крупной синформы. Здесь хорошо виден северозападный "козырек" надвига, сложенный гарцбургитами. Далее, по геологическим и геофизическим данным, породы массива круто погружаются к юго-востоку, где, по-видимому, располагалась корневая часть массива, соответствующая гравитационному максимуму со ступенью шириной до 12 км. В Хараматолоуской депрессии, представляющей крупное полуокно между Рай-Изом и Войкаром, гравитационная ступень смещается далеко на юго-восток, достигая ширины 21 км.

Породы Войкарской зоны, включая крупнейший на Урале Войкаро-Сыньинс-

кий офиолитовый массив, образуют более или менее деформированную, погружающуюся к юго-востоку массу. Офиолитовый аллохтон состоит здесь из двух частей: нижней (ультрабазиты, габброиды, диабазовый комплекс) и верхней (вулканиты силура-девона), разделенных практически непрерывной, согласно ориентированной с общей структурой полосой тоналитов.

Строение Войкаро-Сыньинского массива рассмотрено в ряде специальных работ [Савельев, Самыгин, 1979; Петрология..., 1977; и др.], в которых показано: габбро-гипербазитовая пластина разбита на серию блоков и тектонических линз, сформировавшихся в результате многократного дробления и макробудинажа, происходивших на разных глубинных уровнях. Процессы амфиболитизации, образования бластомилонитов и зеленосланцевых диафторитов локализовались в относительно узких зонах, ориентированных в целом согласно с простиранием массива. Установлено [Леннах и др., 1976; Петрология..., 1977], что здесь происходит регрессивный ход метаморфических преобразований, обусловленный выдвижением масс меланократового фундамента на все более высокие структурные горизонты.

Вулканогенно-осадочная серия зоны, представленная базальтовыми пиллоулавами (S?) и вулкано-терригенной толщей (D), структурно залегает выше офиолитов. Она смята в серию продольных, часто напряженных складок, осложненных многочисленными разрывами. По направлению к востоку структура упрощается. Преимущественным распространением здесь пользуются относительно простые, открытые складки.

#### ВРЕМЯ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В структурном отношении Полярный Урал представляет собой серию тектонических покровов, шарьированных к западу (в современных координатах), в пределы пассивной окраины Восточно-Европейского байкальского (возможно, кадомского или салаирского) континента. Здесь выделяются три системы покровов, каждая из которых соответствует крупной палеоструктуре (или группе структур) Урала. Западная система (Елецко-Лемвинская) включает относительный автохтон, образованный существенно карбонатными отложениями Елецкого шельфа, и аллохтон – серия покровов, сложенных фациально разнообразными породами Лемвинского прогиба. Центральная система соответствует Манитанырд-Пайпудынскому микроконтиненту, его пассивной окраине и верхнедевонско-каменноугольному(?) океаническому бассейну. Относительный автохтон здесь представлен протоуральским фундаментом и перекрывающим его чехлом неритовых терригенно-карбонатных пород (Є<sub>3</sub>--D<sub>3</sub>). Выше следуют три аллохтонные единицы: а) кремнисто-терригенная батиальная серия орангской свиты (D<sub>3</sub>fm-C); б) метаморфические образования няровейского, харбейского, хараматолоуского и пальникшорского комплексов, в) офиолиты (D<sub>3</sub>-C?) Наунтинской зоны. Восточная система образована гигантскими офиолитовыми аллохтонами массивов Суумкеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинского, вулканогенный в вулканогенно-осадочный чехол которых имеет в основном силурийско-девонский возраст.

Ранее было показано, что формирование покровно-складчатой структуры Полярного Урала было процессом сложным и достаточно длительным. Оно определялось региональным тектоническим сжатием, обусловившим выдвижение "разнофациальных" аллохтонных масс, по крайней мере, с девона [Савельев, Самыгин, 1979].

Более определенно о последовательности формирования покровной структуры можно говорить на примере Елецко-Лемвинской системы. Как уже отмечалось,

здесь существует следующая последовательность структурообразования: а) базальный срыв с протоуральского фундамента и совмещение "разнофациальных" пластин; б) смятие пакета пластин в лежачие или бизкие к таковым складки, их расчленение на пластины второго порядка; в) возникновение узких поясов крутых пислокаций (изоклинальные кливажные складки, расчлененные на субвертикальные пластины, в пределах которых породы испытали максимальный динамометаморфизм); г) продольные сдвиговые смещения вдоль этих зон и появление складок волочения с вертикальными шарнирами. Временная привязка перечисленных деформационных этапов затруднительна. С полной уверенностью можно говорить лишь о том, что формирование покровов началось в послефаменское время, когда толщи трех восточных лемвинских подзон стали надвигаться к западу, а в пределах восточной части Западно-Лемвинской подзоны обособилась седиментационная ванна, где накапливались полимиктовые песчаники (С1t-v) предфлиша, образование которых происходило при размыве фронтальных частей аллохтонных масс. Именно с этим временем мы связываем появление структур типа "а". Миграция области флишенакопления в среднем и позднем карбоне, а также ранней перми к западу отражает процесс последовательного смещения аллохтонов. В это время, по-видимому, происходило становление структур типа "б". Общее же надвигание лемвинских пластин (включая западнолемвинские) на Елецкий относительный автохтон имело место в поздней перми, когда возникли структуры типа "в".

Хуже разработана временная схема формирования структуры центральной покровной системы. Очевидно лишь, что возникновение надвигов Толота-Пайпудынской подзоны произошло в послефранское время. Выделение в разрезе подзоны среднекаменноугольных кремней показывает, что до среднего карбона здесь существовали глубоководные условия. Вообще же во временном интервале фамен-средний карбон терригенный материал в область седиментации почти не поступал. Если франские карбонатно-кремнисто-терригенные отложения образовывали единую осадочную серию с кремнями фамена-среднего карбона, то приходится признать, что шарьирование здесь началось в позднем карбоне, отражением чего является накопление мощных песчаников орангской свиты. Время окончательного становления покровов центральной системы не ясно из-за отсутствия данных о возрасте верхних горизонтов орангской свиты. Следовательно, покровы центральной системы несколько моложе таковых западной. В то время как на западе в среднем карбоне уже оформились пластины Лемвинской зоны, вдоль восточной периферии Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента существовала устойчивая зона прогибания, в пределах которой еще накапливались глубоководные кремнистые осадки. Время выдвижения в зону размыва метаморфических пород няровейского и харбейского комплексов соответствует возрасту верхней части орангской свиты. По-видимому, в этот период происходило надвигание и наунтинских офиолитов.

Уже отмечалось, что выведение офиолитовых аллохтонов восточной системы было длительным процессом. Согласно модели, предложенной А.А. Савельевым и С.Г. Самыгиным [1979], первые глубинные надвиги вдоль западного края офиолитовой зоны могли существовать уже в силуре, в полной мере они проявились в девоне, а сама структура офиолитового аллохтона оформилась в позднем палеозое. Вещественным выражением постепенного выведения офиолитов на более высокие структурные уровни является регрессивная серия последовательно сменявшихся метаморфических образований. Для расшифровки структурного развития офиолитового аллохтона принципиальное значение имеет их абсолютная возрастная датировка, так как надвигание офиолитовых аллохтонов на Полярном Урале происходило в "сухом" виде и не сопровождалось накоплением по их фронту типоморфных для шарьирования отложений (флиш, олистостромы). Таким образом, развитие покровной структуры Полярного Урала не укладывается в стандартную схему – шарьирование внутренних вещественных комплексов начиналось раньше внешних. Эта схема, характерная для большинства линейных складчатых поясов, на Полярном Урале нарушена в связи с возникновением в фамене Наунтинского океанического бассейна. Действительно, в то время как на западе (Лемвинская зона) и на востоке (офиолиты Суумкеу, Рай-Иза и Войкаро-Сыньинского массива) преобладали процессы тектонического сжатия, в центральной части региона – тектонического растяжения. Их взаимодействие обусловили сложные пространственно-временные соотношения покровных структур. В карбоне становление последних определялось системой фронтальный надвиг (Елецко-Лемвинская покровная система)-тыловой раздвиг (Наунтинский бассейн). По-видимому, в перми процессы тектонического растяжения были подавлены, что привело к появлению центральной покровной системы. С этого времени структура Полярного Урала формировалась уже в условиях регионального сжатия.

Кратко остановимся на механизме формирования структуры Полярного Урала. Лучше такой механизм может быть проиллюстрирован на примере Лемвинской и Манитанырд-Пайпудынской зон.

Уже отмечалось, что различные структурные парагензисы Лемвинской зоны локализуются только в отложениях палеоуральского чехла (верхний кембрийкарбон для Западно-Лемвинской подзоны, верхний кембрий-фамен для Центрально-Лемвинской, Грубешорской и Восточно-Лемвинской подзон). Здесь не вскрыт протоуральский фундамент, что предполагает регионально выраженный срыв по границе фундамент-чехол. Проблема уровня базального отслоения аллохтона имеет ключевое значение для понимания механизма формирования сорванных покровов. В Лемвинской зоне в связи со значительными амплитудами смещения и мошным скучиванием пород аллохтона его контакт с фундаментом не вскрыт. Он наблюдался нами в пределах Манитанырд-Пайпудынской зоны. В западной (Манитанырдской) ее подзоне в серии брахиформных антиклиналей видно несогласное, с базальным конгломератом налегание отложений чехла на фундамент. Восточнее (бассейн р. Малая Пайпудына) структура усложняется. Здесь появляются более напряженные складки, на крыльях которых, как правило, сохраняются базальные конгломераты. Однако часто их нижний контакт подорван, вследствие чего мощность варьирует от нескольких до 150 м, местами же конгломераты срезаны вообще. Еще восточнее (правобережье р. Большая Пайпудына) по мере дальнейшего усложнения структуры фундамента базальный срыв проявлен почти повсеместно. Конгломераты обычно срезаны, а контакт между фундаментом и ордовикскими песчаниками и известняками представлен зоной катаклазитов мощностью 1-2 м. Здесь же наблюдается счешуивание пород чехла (см. статью С.В. Руженцева и В.А. Аристова в этом сборнике, рис. 6). Иными словами, намечается парагенетическая связь: увеличение напряженности деформаций фундамента сопровождается развитием срыва в основании разреза чехла, его структурным расслоением и формированием тектонических пластин.

В Елецкой и Лемвинской зонах наблюдается сходная картина. В автохтоне (Елецкая зона) сохраняется стратиграфическое налегание палеоуральского чехла на фундамент. В Лемвинской зоне срыв чехла прошел повсеместно; в дальнейшем произошло совмещение обособившихся аллохтонных пластин. Основное отличие Лемвинской системы заключается в значительно большей амплитуде смещения покровов по сравнению с таковыми в Манитанырд-Пайпудынской зоне.

Важное значение для понимания механизма формирования покровов имеет проблема их "фациальности", т.е. комплекса признаков, позволяющих выделить ту или иную аллохтонную единицу из числа ей подобных. Практически все покровы Полярного Урала сложены характерными отложениями. Так, например, было показано, что каждый из четырех аллохтонов Елецко-Лемвинской системы сложен специфическими отложениями среднего ордовика-девона. Возникновение внутризональных аллохтонов обусловлено расчленением сорванной массы чехла, что, повидимому, связано с регенерацией конседиментационных границ (в первую очередь разломов) различных структурно-формационных комплексов в надвиги. Проблема эта сейчас достаточно хорошо разработана на многих конкретных примерах и в дальнейшем я не буду на ней останавливаться специально.

В процессе смещения пластины испытывали достаточно сложные деформации. До определенного момента они сводились к образованию дисгармоничных складок волочения, лежачих или резко опрокинутых в сторону относительного смещения аллохтона. По сути это непрерывный процесс, сопровождающийся появлением пластин второго и более высокого порядка, их перемешиванием по вертикали и повторным смятием. Подобного рода структуры могут быть более (Лемвинский покров) или менее (пластины Толота-Пайпудынской подзоны) сложными, но в любом случае они отражают неравномерное перемещение масс горных пород в условиях тектонического расслоения шарьируемых толщ.

Формирование поясов крутых нарушений (сдвигов) представляет собой частично синхронный, но в основном более поздний эпизод деформаций (конец перми, возможно, триас). Он наступает, когда возможность относительно свободного смещения аллохтона достигает своего предела. Как правило, такие пояса располагаются в тыловых частях аллохтона и обычно рассматриваются как "корневые" в том смысле, что именно здесь достигается максимальное сокращение первоначальной ширины деформируемого объема пород. Крайне высокая степень тектонического разлинзования и динамометаморфизма толщ, субвертикальная ориентировка пластин и осевых плоскостей изоклинальных складок предполагают формирование таких поясов в условиях горизонтального ориентированного сжатия, а тыловое их положение по отношению к фронтальным частям аллохтона показывает, что становление последних происходило в условиях пододвигания нижних элементов относительно верхних. Смещение аллохтона поэтому имело в основном относительный характер.

\* \* \*

На основании изложенного ранее материала можно сделать следующие выводы:

1. Полярный Урал представляет собой покровно-складчатое сооружение, в пределах которого тектонически совмещены структурно-формационные комплексы, образованные в различных геодинамических обстановках. Выделяются три системы покровов: а) западная (Елецко-Лемвинская), соответствующая в основном ордовикско-девонской пассивной окраине Восточно-Европейского континента; б) центральная (Пайпудыно-Наунтинская), сформированная комплексом пород верхнедевонско-каменноугольного океанического бассейна и пассивной окраины Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента; в) восточная (Щучьинско-Вой-карская), образованная комплексом пород силурийско-девонской энсиматической островной дуги.

2. Все покровы имеют западную (в современных координатах) вергентность и характеризуются разнообразными структурными парагенезами, отражающими сложную деформационную эволюцию аллохтонов.

3. Формирование покровной структуры Полярного Урала имело длительную историю. Выведение офиолитовых аллохтонов восточной системы возможно началось уже в силуре. Однако максимального развития процессы тектонического скучивания и шарьирования достигли в позднем палеозое, особенно в перми.

4. Анализ структуры Полярного Урала показывает, что она формировалась в условиях регионального тектонического сжатия, распределенного неравномерно в толще деформируемых пород. С этим связан регионально выраженный процесс тектонического срыва чехла с протоуральского основания, его расчленения на серию "фациальных" внутризональных пластин и последующее их совмещение по вертикали в виде аллохтонных пакетов. Анализ возникающих при этом структурных парагенезов показывает, что становление покровно-складчатых структур происходило в результате абсолютного пододвигания внешних (западных) комплексов Палеоурала под внутренние (восточные).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-64536).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.К. Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 20 с.
- Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Тимушева В.Н., Уколова Е.Ю. Строение Лемвинской аллохтонной пластины (Полярный Урал) // Геотектоника. 1992. № 4. С. 125–128.
- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27-45.
- Дембовский Б.Я. Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 48–53.
- Леннах В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1167–1170.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 220 с.
- Пучков В.Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А. О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 78–80.
- Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Там же. 1997. Т. 352, № 4. С. 507–510.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
- Шишкин М.А. Стратиграфическая модель фаций силурийских-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: КНЦ, 1987. С. 28–32.
- Шишкин М.А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86-95.

#### ABSTRACT

The Polar Ural is the orogenic belt where the different rock-complexes were combined structurally. It is separated three systems of the nappes which have the west vergency: Lemva, Manitanird-Pajpudyna and most upper, ophiolite. The formation of the nappes was continued during Middle and Upper Paleozoic. The thrusting of the ophiolites was begun from silur, but the maximum of the thrusting was during the upper Paleozoic.

#### новые данные по геологии полярного урала

#### С.В. Руженцев, В.А. Аристов

Геологический институт РАН

В пределах западного склона и осевой части Полярного Урала тектонически совмещены различные формационные комплексы нижнего и среднего палеозоя. Считается [Пучков, 1979; Шишкин, 1987], что они образовались на шельфе и склоне Восточно-Европейского континента. В позднем палеозое эти комплексы были сорваны с протоуральского основания, образовав пакет покровных пластин, каждая из которых имеет четкую фациальную характеристику [Войновский-Кригер, 1945; Дембовский, 1981; Шишкин, 1989]. Основание такого пакета слагает преимущественно карбонатная шельфовая серия (О-С, относительный автохтон). Выше следует система пластин терригенных, кремнистых, реже карбонатных и вулканогенных отложений (О-С, батиальные комплексы континентального склона). Венчает разрез аллохтонная масса преимущественно магматических пород (включая офиолиты), представляющих фрагменты коры Уральского палеоокеана, в том числе и образования силурийско-девонской энсиматической островной дуги [Савельев, Самыгин, 1979; Язева и др.; 1989].

Такова общая схема. Для удобства изложения фактического материала кратко остановимся на характеристике тектонической зональности Полярного Урала

Рис. 1. Схема тектонической зональности Полярного Урала

 І – Предуральский краевой прогиб; 2 – Елецка зона; 3–6 – Лемвинская зона (3 – Западно-Лемвинская, 4 – Центрально-Лемвинская, 5 – Грубешорская, 6 – Восточно-Лемвинская подзоны); 7, 8 – Манитанырд-Пайпудынская зона (7 – Манитанырдская, 8 – Толота-Пайпудынская подзоны); 9 – метаморфические породы няровейского, харбейского и хараматалоуского комплексов; 10 – Наунтинская зона; 11 – Тагильская зона; 12 – Щучьинско-Войкарская зона

Цифры на схеме: 1 – Кожимское поднятие; 2-4 – Лемвинская зона: 2 – бассейн верховьев р. Лемва, 3 – бассейн верховьев рек Западная и Восточная Тамбулава, Западная и Восточная Кокпела, Западный и Восточный Погурей, 4 – бассейн рек Грубею, Грубешор, Средняя Лагорта; 5 – Енганопэйская и 6 – Манитанырдская антиформы; 7 – бассейн р. Большая Пайпудына; 8 – Харбейский массив; 9 – Хардъюсский массив; 10 – хр. Наунтин-Пэ; 11 – бассейн р. Нырдвоменшор; 12 – Щучьинская синформа; 13 – массив Рай-Из; 14 – Войкарский массив





(рис. 1). С запада на восток (структурно снизу вверх) здесь выделяются следующие зоны: Елецкая (преимущественно карбонатная шельфовая серия,  $\mathcal{C}_3$ ?-С); Лемвинская (терригенные и кремнистые батиальные отложения,  $\mathcal{C}_3$ -С); Манитанырд-Пайпудынская (микроконтинент, на территории которого на протоуральском складчатом фундаменте сформировался чехол терригенно-карбонатных, неритовых,  $\mathcal{C}$ ?-D<sub>2</sub>, и терригенно-кремнистых, батиальных, D<sub>3</sub>-С, отложений); Няровей-Харбейская (метаморфические породы, включая глаукофановые сланцы, по разнообразным вулканитам, туфотерригенным, глинисто-кремнистым и кремнистым отложениям, PR<sub>3</sub>-PZ?); Наунтинская (офиолиты, в том числе недифференцированные базальты и кремнии, D<sub>3</sub>-C); Тагильская (пироксениты, троктолиты, габбро, габбро-нориты Хардъюсского и Мокросынинского массивов и др.); Щучьинская и Войкарская (офиолиты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования энсиматической островной дуги, выполняющие крупные синформы массивов Суумкеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинского).

Ниже дается характеристика типовых разрезов некоторых из перечисленных зон с упором на новые материалы, полученные в результате исследований 1993– 96 гг.

#### ЛЕМВИНСКАЯ ЗОНА

Лемвинская зона характеризуется пестрым набором отложений, соответствующих отдельным частям весьма сложно построенного прогиба (рис. 2).С запада на восток здесь выделяются следующие подзоны:

Западно-Лемвинская подзона. Характеристика ее разреза приведена кратко, так как рассмотрена в ряде специальных работ [Корень, 1972; Елисеев, 1973; Пучков, 1979; Шишкин, 1987; Дембовский и др., 1990]. Снизу вверх здесь залегают терригенная толща погурейской свиты (O<sub>1</sub>t), пестроцветные филлиты и туффиты грубеинской свиты (О<sub>1-2</sub>), черные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, кремни, известняки качамылькской свиты (О2-3), глинисто-кремнистые сланцы, кремни, известняки харотской свиты (S-D<sub>1</sub>), песчаники, известняки, кремни пагинской свиты (D<sub>2-3</sub>), глинисто-кремнистые сланцы, фтаниты няньворгинской свиты  $(D_3 - C_1)$ , терригенно-карбонатные отложения яюской свиты  $(C_{1-2})$ , граувакковый флиш кечпельской свиты (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>). В целом разрез хорошо охарактеризован фаунистически. Основной его фон (со среднего ордовика до девона включительно) слагают относительно маломощные глинисто-кремнистые породы. Специально отметим присутствие карбонатных осадков, играющих впрочем подчиненную роль. Смена вверх по разрезу мелководных терригенных отложений (O<sub>1</sub>) конденсированными, существенно кремнистыми (O<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>) осадками связана с опусканием дна бассейна, глубина которого оценивается в 2-2,5 км [Шишкин, 1987]. Накопление осадков шло на уровне КГК, на что указывает присутствие в разрезе карбонатных прослоев.

-

Рис. 2. Схема сопоставления типовых разрезов Лемвинской зоны Полярного Урала

I – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – филлитизированные алевролиты, глинистые сланцы; 4 – глинисто-кремнистые сланцы, кремни; 5 – известняки; 6 – эпикласты; 7 – бимодальная вулканическая серия (базальты, риолиты, эпикласты); 8 – базальты; 9 – дифференцированная серия (андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты)

Буквенные обозначения – подзоны: ЗЛ – Западно-Лемвинская, ЦЛ – Центрально-Лемвинская, Г – Грубешорская, ВЛ – Восточно-Лемвинская (Нелкинская). Цифры по схеме: 1 – погурейская, 2 – кокпельская, 3 – грубеинская, 4 – качамылькская, 5 – харотская, 6 – пагинская, 7 – няньворгинская свиты, 8 – черногорская серия, 9 – грубешорская, 10 – истокская, 11 – нелкинская свиты

#### Конодонты 2 3 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 1 4 5 6 7 €ı 02 O3-S1 $S_1In_3-w_1$ S-D<sub>1</sub> D<sub>1</sub>I D<sub>1</sub>e D<sub>2</sub>e $D_2$ Dozv D2-3 D<sub>1</sub>f D<sub>2</sub>fm<sub>2</sub> Cordylodus proavus Mull. × Ecconodontus notchpeakensis (Mill.) × Proacontiodus jilinensis (Chen et Gond) × Phakelodus cf. tenuis (Mull.) x x Drepanoistodus subrectus (Br. et Mehl) × Panderodus gracilis (Br. et Mehl) x Oulodus sp. × Pseudobelodella silurica Armst. × × Belodella cf. cooperi Armst. × Carniodus cf. carnulus (Wallis.) × Belodella cf. silurica Barric × ? Distomodus staurognathoides Wallis. × Pterospathodus sp. × Ozarkodina sp. ¥ × ¥ ¥ × Pterospathodus pennatus (Wallis.) × Belodella sp. ¥. × х Panderodus unicostatus Br. et Mehl × P. sp. x × x × ÷ Pandorinellina optima (Mosk.) х × Ozarkodina remscheidensis cf. repetitor x O. remscheidensis (Ziegl.) ¥ Icriodus sp. х x × Polygnathus foliformis Snig. × P. ex gr. linguiformis Hinde × P. cf. trigonicus Bisch. et Ziegl. × P. cf. angustipennatus Bisch. et Ziegl. x Tortodus sp. × Polygnathus sp. \* × х P.ex gr. varcus Stauf. ×

×

.

х

#### Таблица. Комплексы конодонтов в образцах с участка верховьев р. Погурей

Примечание. - присутствие таксонов в образце; (\*) – переотложенные конодонты. Местоположение образцов см. на рис. 3.

Ancyrognathus sp.

Polygnathus perplexus Thomas

Центрально-Лемвинская подзона также характеризуется широким развитием конденсированных отложений, отличающихся однако рядом особенностей. Здесь выделяется четыре литостратона:

1. Погурейская свита ( $\mathcal{E}_3$ - $\mathcal{O}_1$ t) изучалась нами в бассейне рек Западная Кокпела, Погурейсоим, Западный и Восточный Погурей, Малюдшор и Пага. Свита представлена терригенными отложениями, видимая мощность которых варьирует в пределах 200-800 м. Большая нижняя часть разреза образована конгломератами, гравелитами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Обломочный материал представлен кварцевыми плагиопорфирами, их эпикластами, жильным кварцем, реже базальтами. В верхней части разреза в песчаниках появляются прослои черных и фиолетовых алевролитов, линзы бурых известковистых песчаников с остатками брахиопод тремадока. Наряду с сиалическим обломочным материалом местами (например, в верховьях Восточного Погурея) широко распространены базальтовые вулканомикты. В этом разрезе появляются отдельные потоки базальтов.

В целом погурейский разрез характеризуется разнообразием обломочных пород как по составу (смешение кислых и основных вулканомиктов), так и по гранулометрии (от песчаников до валунных конгломератов). Возраст свиты на основании многочисленных сборов брахиопод считается тремадокским. Сейчас в песчанистых известняках свиты собраны остатки конодонтов верхнего кембрия (рис. 3 и табл. – точки 1, 2 и 3).

2. Кокпельская свита ( $\mathcal{C}$ ?- $O_1$ t) является возрастным аналогом погурейской. Это бимодальная вулканогенная серия, образованная базальтами, риолитами и их эпикластами. В сложно чешуйчатой структуре района базальты и риолиты образуют отдельные полосы, чередующиеся с выходами погурейских пород. Риолиты слагают преимущественно субвулканические тела, хотя местами (истоки Западной Кокпелы и ручья Перевального) широко распространены риолитовые туфы (в том числе ингимбритоподобные). Базальты часто представлены массивными потоками (до 5-7 м), между которыми иногда залегают прослои вулканомиктовых конгломератов. От места к месту относительная роль основных и кислых вулканитов меняется. Основание свиты не вскрыто, вследствие чего ее мощность оценить трудно. Местами видимая мощность толщи достигает нескольких сотен метров.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается по правобережью ручья Покойница-Шор (северо-восточное окончание Самсоновых гор). Здесь в составе свиты выделяются две толщи. Нижняя (видимая мощность 200–300 м) – массивные, черные или лиловые базальты, по крайней мере, некоторые из которых являются силлами и силло-потоками; верхняя (400–450 м) – сложное чередование линз базальтовых потоков, основных и кислых эпикластов, аркозовых и полимиктовых песчаников, полимиктовых конгломератов, много диабазовых силлов и даек. Вверх по разрезу обломочный материал становится тоньше, появляются прослои фиолетовых филлитизированных алевролитов, а сама толща сменяется пестроцветными филитами аренига. Именно в этом районе в тонких прослоях известняков, залегающих между базальтовыми потоками, В.Н. Пучков [1973] собрал остатки конодонтов тремадока. Это, а также налегание с постепенным переходом на вулканотерригенную толщу грубеинских филлитов определяет возраст кокпельской свиты как тремадокский; возможно, что она включает также и верхнекембрийские отложения.

3. Грубеинская свита (O<sub>1</sub>a) представлена достаточно однообразной толщей пестроцветных (фиолетовых, зеленых, голубых), филлитизированных кварцевых алевролитов, кремнистых туффитов, глинистых сланцев. Отложения чрезвычайно сложно сплоены, образуя бесчисленные мелкие складки. Отсутствие маркирующих горизонтов и повсеместное развитие интенсивного кливажа не позволяют оценить истинную мощность разреза свиты; условно она определяется в 400–500 м.



Рис. 3. Геологическая карта верхнего течения р. Погурей. Составлена по материалам П.М. Кучерины, М.М. Гаптулкадырова и авторов

- l базальты кокпельской свиты ( $C_3$ ?– $O_1$ t);
- 2 терригенные отложения погурейской свиты (С<sub>3</sub>-O<sub>1</sub>t);
- 3 пестроцветные филлиты грубеинской свиты (О<sub>1</sub>а);
- 4 фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, песчаники черногорской серии (O<sub>2</sub>–D<sub>3</sub>fm);
- 5 места сбора конодонтов;
- 6 гора Черная (выс. 707 м). Цифры на карте – номера образцов с конодонтами (состав комплексов см. в табл.; сборы М.М. Гаптулкадырова, П.М. Кучерины и авторов)

4. Черногорская серия (O<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>fm) выделяется впервые. Наиболее полно ее разрез представлен в бассейне верхнего течения р. Западный Погурей (гора Черная и ее окрестности, см. рис. 3). Серия включает отложения чигимской и малюдшорской свит [Гессе и др., 1976] и сложена фтанитами и фтанитоидами, глинисто-кремнистыми высокоуглеродистыми сланцами, черными кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками. Изредка в девонской части разреза появляются прослои туфогенных пород. Песчаники образуют невыдержанные по простиранию горизонты мощностью до 100 м. По крайней мере, в девоне они присутствуют на всех уровнях (от лохкова до франа). Их мощность и пространственное распространение не поддаются какой-либо систематизации. Отложения полностью бескарбонатны.

Породы серии образуют три полосы выходов: западную (Самсоновы горы), центральную (бассейн Западного Погурея) и восточную (пересекает верховья рек Малюдшор, Пага и Пальниктывис). В литологическом отношении отложения всех трех полос идентичны [Руженцев и др., 1996]. Как уже отмечалось, наиболее полный в возрастном отношении набор пород установлен для центральной полосы, где выделены слои от среднего ордовика до фамена (см. рис. 3 и табл. – точки 4– 18). В западной полосе нами установлено присутствие только фаменских отложений. Здесь в перевернутом залегании, структурно под грубеинскими филлитами с постепенным переходом обнажается толща кремней видимой мощностью до 300 м. Примерно в 70–90 м структурно ниже контакта нами собраны конодонты среднего фамена (рис. 4, точка 1). В этом же прослое присутствуют переотложенные конодонты (D<sub>1</sub>e–D<sub>3</sub>fm<sub>1</sub>).

В восточной полосе кремни залегают выше грубеинских филлитов. Они сорваны со своего основания и сложно счешуены (рис. 5). Ордовикские и силурийские слои здесь не установлены, а девонские – контактируют непосредственно с грубеинскими филлитами.



Рис. 4. Геологический профиль через северо-восточную часть Самсоновых гор

I – базальты кокпельской свиты ( $\varepsilon_3$ ?- $O_1$ t); 2, 3 – грубеннская свита ( $O_1$ a): 2 – пестроцветные филлиты, 3 – туфопесчаники; 4 – фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы черногорской серии (D); 5 – уровни сбора конодонтов (1 – Palmatolepis rugosa ampla Müll. –  $D_3$ fm<sub>2</sub>, переотложенные конодонты эмса-нижнего фамена, 2 – Palmatolepis glabra prima Ziegl., P. minuta loba Helms, Polygnathus sp. –  $D_3$ fm<sub>1</sub>); 6 – задернованный участок



Рис. 5. Геологический профиль вдоль правого борта долины верхнего течения р. Пага

I – базальты кокпельской свиты ( $\mathcal{C}_3$ ?- $\mathcal{O}_1$ t); 2 – пестроцветные филлиты грубениской свиты ( $\mathcal{O}_1$ а); 3. 4 – черногорская серия (D): 3 – фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, 4 – кварцевые песчаники; 5 – базальты грубешорской свиты ( $\mathcal{O}_2$ -S); 6 – уровни сбора конодонтов (1 – Ozarkodina sp., Pandorinellina sp., Icriodus sp., Belodella sp. –  $\mathcal{D}_1$ ?; 2 – Palmatolepis triangularis Sann., P. minuta loba Helms, P. delicatula Br. et Mehl., Polygnathus sp., Apatognathus sp. –  $\mathcal{D}_3 fm_2$ , здесь же переотложенные конодонты –  $\mathcal{D}_1$ е; 3 – фрагменты конодонтов семейства Polygnathidae –  $\mathcal{D}_{2-3}$ ; 4 – Polygnathus varcus Stauf. –  $\mathcal{D}_2$ zv; 5 – Mesotaxis asymmetricus (Bisch. et Ziegl.), Polygnathus cf. webbi Stauf., P. ex. gr. decorosus Stauf., Belodella sp. –  $\mathcal{D}_3 f_1$ )

Проблема стратиграфического диапазона черногорской серии ставит вопрос о возрасте ее нижней границы в различных районах подзоны. Для центральной (погурейской) полосы вопрос в общем-то ясен – в ее пределах присутствуют среднеордовикские и силурийские кремни. В восточной и особенно западной полосах дело сложней. Совмещение здесь грубеинских филлитов и девонских кремнистых пород предполагает либо тектоническое срезание нижней части серии, либо скользящий возраст верхней границы филлитов. Вопрос остается открытым, так как до сих пор пачка переслаивания филлитов и кремней фаунистически не охарактеризована.

Грубешорская подзона представляет собой систему тектонических пластин, образованных отложениями, характерным элементом которых являются потоки базальтов. Отложения подзоны изучались нами в бассейне верховьев рек Восточная Тамбулава, Игядейегарт, Восточная Кокпела, Грубешор, по ручью Голубому. Разрез повсеместно относительно однообразен. Он плохо охарактеризован фаунистически и соотношения его отдельных частей не всегда ясны. В этом плане исключением является разрез ручья Голубого. Это крайне северный выход пород подзоны (район массива Рай-Из). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Грубеинская свита (O<sub>1</sub>a) – пестроцветные филлитизированные алевролиты и песчаники (видимая мощность около 300 м).

2. Горизонт (25-30 м) переслаивания фиолетовых и черных филлитов, глинисто-кремнистых сланцев, в которых содержатся конодонты нижнего ордовика (устное сообщение П.М. Кучерины).

3. Грубешорская свита ( $O_2$ -S) включает следующие элементы: а) черные глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями (до 10 см) тонкоплитчатых ("ленточных") фтанитов (90-100 м); б) переслаивание глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, кремнистых алевролитов (150-170 м); в) спилиты с прослоями фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев, а также кварц-плагиоклазовых песчаников (видимая мощность до 400 м). Примерно в ста метрах выше подошвы толщи "в" из фтанитов выделены конодонты Panderodus cf. liratus Now. et Barn. -- $O_3$ -S<sub>1</sub>.

Сейчас не ясно, включает ли вулканогенно-кремнистая толща грубешорской свиты слои девонского возраста. Фаунистически доказанные вулканогенно-кремнистые отложения девона известны в верховьях р. Средняя Лагорта, где они выделялись П.М. Кучериной как истокская свита (до 1000 м). Она образует здесь тектонический блок, сложенный спилитами, углисто-кремнистыми сланцами, кремнями. В верхней части толщи появляются туфы с тонкими линзами известняков и кремней. Из кремней выделены конодонты Pandorinellina steinhornensis (Ziegl.), P. ex gr. optima (Mosk.), Polygnathus inversus Klap. et John. – D<sub>1</sub>e. Условно к образованиям подзоны отнесены также кремни, обнажающиеся в обрывах правого берега р. Грубешор. Пространственно они приурочены к полосе выходов вулканогенных отложений неясного возраста и содержат комплекс конодонтов: Palmatolepis rugosa ampla Mull., P. gracilis sigmoidalis Ziegl. - D<sub>3</sub>fm<sub>2</sub>. Следует отметить однако, что условия обнаженности не позволяют однозначно решить, находятся ли указанные кремни в составе вулканогенной толщи или образуют изолированный тектонический клин. Вообще же соотношение вулканогенно-осадочных отложений ордовика-силура, с одной стороны, и девона, с другой, нигде в поле не наблюдалось и их объединение в пределах единой структурно-формационной подзоны может быть принято только предположительно.

Восточно-Лемвинская (Нелкинская) подзона. Слагающие ее отложения в виде узкой полосы прослежены нами от верховья р. Восточный Погурей и далее на юг до долины р. Нелки. Разрез подзоны следующий:

1. Погурейская свита ( $\mathcal{E}_3$ -O<sub>1</sub>t). Наиболее полно свита обнажена на севере по ручью Короткому (правый приток Восточного Погурея). Здесь снизу вверх обнажаются пять толщ: а) конгломераты и гравелиты, красные, с галькой кислых и основных вулканитов, гранитоидов, туфосилицитов, различных песчаников, присутствуют силло-потоки и силлы диабазов (видимая мощность до 70 м); б) переслаивание серых и фиолетовых полимиктовых песчаников с линзами конгломератов, аналогичных рассмотренным выше (280–300 м); в) серые полимиктовые песчаники (до 500 м), иногда известковистые, содержат остатки нижнеордовикских брахиопод; г) толща (до 700 м) переслаивания серых полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев; присутствуют многочисленные силлы диабазов; д) черные, зеленовато-серые филлиты (до 300 м); в верхней части разреза появляются единичные прослои фиолетовых филлитов. Суммарная видимая мощность свиты достигает минимум 2 км.

2. Грубеинская (игядейская, тыкотловская) свита (O<sub>1</sub>) характеризуется разрезом, существенно отличающимся от таковых трех западных подзон. Во всех изученных нами пересечениях Восточно-Лемвинской подзоны в составе свиты выделяются три толщи (снизу вверх): а) филлиты пестроцветные, содержащие тонкие (до 15 см) прослои голубовато-серых туффитов (300-400 м); б) толща линзующихся фиолетовых, красных, черных, зеленых вулканомиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов и конглобрекчий, состоящих из слабо окатанных или угловатых обломков плагиопорфиритов, пироксеновых порфиритов, диабазов, кварцевых порфиров, фельзитов, разнообразных терригенных пород. Вулканомикты переслаиваются с кислыми туфами, тефроидами; много прослоев фиолетовых филлитов, встречаются пласты кварцевых песчаников. Эффузивные породы представлены массивными потоками плагио- и пироксеновых порфиритов. Относительная роль лав существенно меняется по простиранию от единичных потоков на севере (ручей Короткий) до мощных горизонтов, слагающих до половины разреза, на юге (верховья Восточной Тамбулавы). Здесь же резко возрастает мощность толщи (до 2–2,5 км); в) фиолетовые филлиты (120–130 м).

3. Нелкинская свита (O<sub>2</sub>-S?) залегает с постепенным переходом на грубеинских филлитах и представлена однообразной толщей (до 600 м) светло-серых слоистых кварцевых и олигомиктовых, местами известковистых песчаников и алевролитов. Поля их развития насыщены многочисленными дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов. Иногда на границе филлитов грубеинской и песчаников нелкинской свит располагается система диабазовых силлов и силло-потоков. Так, например, по левобережью верхнего течения Восточной Тамбулавы (выс. 829,8 м) их суммарная мощность достигает 350-400 м. Максимальное развитие силлов здесь совпадает с наибольшим насыщением грубеинской свиты вулканитами.

Нелкинская терригенная толща – верхний из наблюдавшихся нами элементов восточно-лемвинского разреза. Она не охарактеризована фаунистически. На основании залегания выше пестроцветных филлитов условно мы относим ее к среднему-верхнему ордовику, возможно, она включает и нижнесилурийские слои. Иными словами, по возрасту она соответствует качамылькской свите, нижним частям черногорской серии и грубешорской свите.

Лемвинская зона как единая структура образовалась в конце тремадока-арениге. Формирование батиальной серии ордовика, силура и девона происходило в глубоководном бассейне, располагавшемся в пределах окраины Восточно-Европейского континента. В пользу этого говорят состав и строение отложений, а также их структурно-фациальные связи с одновозрастным неритовым комплексом шельфа (Елецкая зона). Рассмотренные типовые разрезы укладываются в единый формационный ряд, отражающий переход преимущественно карбонатных осадков шельфа в батиальные терригенно-кремнистые, существенно карбонатные и далее на восток в терригенно-кремнистые, бескарбонатные.

#### МАНИТАНЫРД-ПАЙПУДЫНСКАЯ ЗОНА

Эта зона включает две подзоны: западную (Манитанырдскую) и восточную (Толота-Пайпудынскую).

Манитанырдская подзона. Ее отложения представлены манитанырдской вулканогенно-осадочной серией, несогласно залегающей на протоуральском складчатом основании. В ее составе выделяются две свиты [Дембовский и др., 1990]. Нижняя – бадьяшорская ( $\mathcal{C}_3$ ?- $O_1$ t; до 5000 м) образована сложно чередующимися терригенными породами (от конгломератов до алевролитов), базальтами, риолитами и их эпикластами; верхняя, усинская ( $O_1$ а; до 1500 м) сложена терригенной пестроцветной толщей, в верхней части которой появляются песчанистые известняки с остатками ангарелл и конодонтов аренига.

Толота-Пайпудынская подзона изучалась нами в междуречье Малой и Большой Пайпудыны, а также по правобережью верхнего течения р. Собь. Выше протоуральского основания здесь местами со стратиграфическим, местами тектоническим контактом несогласно залегает сложно счешуенный комплекс отложений (рис. 6), разрез которых приведен ниже:

 Малопайпудынская свита (€<sub>3</sub>−O<sub>1</sub>). В ее основании выделяется базальный горизонт (10–100 м) красноцветных песчаников и конгломератов, галька в которых 2 Урал...
 33



Рис. 6. Геологический профиль через Толота-Пайпудынскую подзону (ручьи Двойной и Развильный)

I – граувакки, диабазы (PR<sub>3</sub>- $\mathbb{C}$ ?); 2 – песчаники, алевролиты малопайпудынской свиты ( $\mathbb{C}_3$ ?- $\mathbb{O}_1$ ); 3 – известняки, песчаники, глинисто-кремнистые сланцы щугорской свиты ( $\mathbb{O}_{2-3}$ ); 4 – известняки пайпудынской свиты (S- $\mathbb{D}_2$ ); 5 – известняки, песчаники, глинисто-кремнистые сланцы ( $\mathbb{D}_3$ ); 6-8 – орангская свита ( $\mathbb{D}_3$ fm- $\mathbb{C}$ ): 6 – фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, известняки, песчаники ( $\mathbb{D}_3$ fm- $\mathbb{C}_2$ ), 7 – филлиты, песчаники ( $\mathbb{C}$ ), 8 – песчаники ( $\mathbb{C}$ ); 9 – диабазы; 10 – уровни сбора конодонтов (1 – Palmatolepis sp., Polygnathus sp., Icriodus symmetricus Br. et Mehl –  $\mathbb{D}_3$ f, 2 – Pandorinellina steinhormensis Ziegl., Eognathodus sp. –  $\mathbb{D}_1$ p; 3 – Ozarkodina cf. fundamentata Wallis., 0. inclinata (Rhodes), Ancoradella ploeckensis Wallis., Panderodus sp. –  $\mathbb{S}_2$ ld; 4 – Streptognathodus sp., Gnathodus sp. –  $\mathbb{C}_2$ , переотложенные конодонты – Palmatolepis gracilis sigmoidalis Ziegl. –  $\mathbb{D}_3$ fm<sub>2-3</sub>); 11 – надвиги, взбросы

представлена преимущественно жильным кварцем, реже встречаются фрагменты основных и кислых вулканитов, гранитоидов, песчаников. Выше с постепенным переходом залегает толща (600–700 м) серых и черных кварцевых и олигомиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. В верхней части толщи собраны остатки ангарелл нижнего ордовика.

2. Щугорская свита (O<sub>2-3</sub>, до 300 м) – переслаивание кварцевых песчаников, песчанистых известняков, калькаренитов, глинисто-кремнистых сланцев; в известняках содержатся остатки брахиопод и конодонтов среднего ордовика.

3. Пайпудынская свита (S--D<sub>2</sub>, видимая мощность до 600 м) – однообразные мраморизованные, серые, слабо битуминозные, шламовые и микритовые известняки; их контакт с подстилающими отложениями тектонический. Известняки образуют моноклиналь, в пределах которой установлено перевернутое залегание слоев (см. рис. 6, точки 2 и 3).

4. Верхнедевонские отложения образуют тектоническую пластину, залегающую между породами щугорской и пайпудынской свит. Разрез здесь следующий (снизу вверх): а) кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники, грубослоистые, серые, с редкими прослоями глинистых и глинисто-кремнистых сланцев и песчанистых известняков (200–300 м); б) переслаивание известняков и глинистокремнистых сланцев (40–50 м); отсюда собраны остатки конодонтов, указывающих на верхнедевонский, скорее франский возраст вмещающих слоев (см. рис. 6, точка 1); в) кварцевые песчаники, серые, зеленовато-серые, грубослоистые (70– 80 м); г) диабазы, вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты, прослои кварцевых и олигомиктовых песчаников (100–120 м).

5. Орангская свита образует обширные поля, обрамляющие с востока и юговостока выходы пород щугорской и пайпудынской свит. В основании вскрытой
части ее разреза залегает толща черных, темно-серых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с прослоями и линзами фтанитов и редкими линзами кварцевых алевролитов (видимая мощность 600–700 м). Выше следуют серые, зеленоватосерые филлитизированные алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, олигомиктовые песчаники (100–120 м), постепенно переходящие в зеленовато-серые филлитизированные олигомиктовые и кварцевые песчаники (до 1500 м). В песчаниках встречаются прослои конгломератов (галька основных и кислых эффузивов, их туфов, диоритов, плагиогранитов, жильного кварца, различных терригенных пород, зеленых сланцев).

Отложения свиты по левобережью Большой Пайпудыны смяты в систему изоклинальных, опрокинутых к северо-западу и западу складок, осложненных многочисленными продольными разломами. Вся эта масса взброшена на отложения щугорской и пайпудынской свит. На правобережье р. Собь орангские отложения слагают систему клиньев, чередующихся с породами Лемвинской зоны. И те, и другие тектонически перекрыты офиолитами массива Рай-Из.

Возраст орангской свиты традиционно считался ордовикским [Гессе и др., 1980]. Это, а также отсутствие стратиграфических контактов со структурно подстилающими их отложениями, по-видимому, обусловило представления, что орангская свита сформировалась в особой тектонической зоне. Полученные материалы позволяют взглянуть на проблему иначе. Так, например, по левобережью Большой Пайпудыны (участок между ручьями Понпельшор и Ампельшор, в 1 км западнее высоты 421,0 м) из фтанитов нижней толщи свиты выделены конодонты среднего карбона (см. рис. 6, точка 4). Южнее, по правобережью р. Собь (правый берег верховьев р. Нырдвоменшор) из фтанитов орангской свиты выделены конодонты Gnathodus sp. (Paragnathodus sp.?) – C<sub>1</sub>? Сказанное дает основание отнести нижнюю, существенно кремнистую толщу к фамену-среднему карбону, а две верхние – среднему-верхнему карбону. Эта точка зрения позволяет допустить, что породы орангской свиты надстраивали пайпудынский разрез, стратиграфический диапазон которого, следовательно, охватывает верхний кембрий(?)-карбон.

Манитанырд-Пайпудынская зона характеризуется разрезом, представляющим комбинацию существенно кварцевых, хорошо отсортированных песчаников и алевролитов, известняков, глинисто-кремнистых сланцев и кремней. Набор пород, их состав и строение отложений (по крайней мере, с франа и особенно фамена) сходен с таковыми Западно- и Центрально-Лемвинской подзон. Вверх по разрезу происходит смена терригенно-карбонатного неритового комплекса  $(O_2-D_2)$  батиальным  $(D_3-C_2)$ . В современной структуре Полярного Урала зона располагается восточнее выходов лемвинских пород (Нияюская синформа) и рассматривается нами как блок протоуральской консолидированной коры, перекрытой чехлом палеозойских отложений. На юге (правобережье р. Собь) породы зоны погружаются под офиолиты массива Рай-Из и далее к югу не вскрыты.

#### НАУНТИНСКАЯ ЗОНА

Наунтинская зона соответствует нижнему, более или менее меланжированному офиолитовому аллохтону массивов Суумкеу и Рай-Из.

На территории массива Суумкеу – это система пластин, образованных ультрабазитами, вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями, возраст которых считается ордовикско-раннесилурийским [Афанасьев, 1990]. Разрез зоны изучался нами в горах Наунтин-Пэ. Снизу вверх здесь обнажаются (рис. 7):

1. Пластина гарцбургитов (до 3 км), надвинутая на глаукофан-зеленосланцевые породы няровейской серии.



#### Рис. 7. Геологическая карта гор Наунтин-Пэ

I – гарцбургиты; 2 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 3 – габбро; 4 – спилиты, кремни (слой 3); 5 – глинясто-кремнистые спанцы, кремни, филлитизированные эпикласты (слой 4); 6 – спилиты (слой 5); 7 – горизонты мраморизованных известняков; 8 – место сбора конодонтов; 9 – амфиболиты

2. Серпентинитовый меланж, включающий вытянутые согласно с общим простиранием структуры блоки габбро, габбро-диабазов и диабазов, базальтов.

3. Рассланцованные спилиты, диабазы, пироксеновые порфириты, прослои туфосланцев и филлитизированных эпикластов(?). В верхней части толщи (район выс. 231,8 м) встречаются единичные прослои катаклазированных кремней и известняков, из которых выделены фрагменты конодонтов Polygnathus или Siphonodella – D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>t(?).

Плохая сохранность конодонтов позволяет датировать эту находку лишь предположительно. Видимая мощность до 800 м.

4. С постепенным переходом выше залегает толща (до 400 м) черных и темносерых глинисто-кремнистых и углисто-кремнистых (графитистых) сланцев, микрокварцитов (по фтанитам?), зеленых филлитизированных туфогенных песчаников и алевролитов.

5. Водораздельную часть гор слагают массивные, достаточно однообразные, брекчированные, зеленовато-серые, местами лиловые спилиты (до 500 м), включающие многочисленные тела диабазов.

Рассмотренные породы тектонически перекрыты мощной офиолитовой пластиной, образующей основание Щучьинской синформы, верхняя часть разреза которой содержит горизонты известняков верхнего силура-девона. Таким образом, Наунтинский офиолитовый аллохтон включает вулканогенно-осадочные отложения более молодые, чем перекрывающий их Щучьинский аллохтон. Вулканогенно-осадочная толща (слой 3) имеет, по-видимому, верхнедевонский-турнейский(?) возраст, соответственно глинисто-кремнистые сланцы (слой 4) могут быть отнесены к карбону. Возраст спилитов (слой 5) не установлен.

В пределах массива Рай-Из картина в принципе сходная. Здесь в верховьях р. Нырдвоменшор (северный край массива) из-под дунит-гарцбургитового комплекса вскрыты (снизу вверх):

1. Серпентинитовый меланж, залегающий на фтанитах, глинисто-кремнистых сланцах и песчаниках, относимых к орангской свите ( $D_3$ fm–C). Нижняя часть меланжа насыщена блоками диабазов и фтанитов, из которых выделены конодонты Siphonodella cf. praesulcata Sand., Neopolygnathus communis (Br. et Mehl) –  $D_3$ fm<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>t. Верхняя часть меланжа имеет более пестрый состав блоков (габбро, габбро-диабазы, базальты, эпикласты, фтаниты, глинисто-кремнистые сланцы, туффиты, кварцевые песчаники).

2. Катаклазированные спилиты, содержащие редкие линзы фтанитоидов. По набору пород и структурной позиции рассмотренные образования сопоставимы с таковыми гор Наутин-Пэ. Меланж, по-видимому, можно сопоставлять со слоями 2, 3 и 4, вулканогенно-кремнистую толщу – со спилитами слоя 5 суумкеуского разреза. Основное отличие между ними – гораздо более высокая степень меланжирования нижних элементов разреза в районе Рай-Иза. Приведенные сопоставления следует рассматривать как предварительные, так как возраст вулканогенно-осадочных отложений Рай-Иза палеонтологически обоснован слабо, вследствие чего их отнесение к образованиям Наунтинской зоны условно.

\* \* \*

Заканчивая характеристику типовых разрезов Полярного Урала, кратко остановимся на некоторых общих положениях.

1. Верхнекембрийский-тремадокский вулканогенно-терригенный комплекс вслед за многими исследователями [Пучков, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Дембовский и др., 1990; Петров, Пучков, 1994] мы рассматриваем как рифтогенный, начинающий период деструкции Восточно-Европейского байкальского (кадомского?) континента и становления Палеоурала. В пользу такой трактовки говорят особенности магматизма (бимодальный, внутриплитный) и пестрое чередование различных по составу и гранулометрии обломочных пород, отражающие существование локальных источников сноса и разобщенных седиментационных ванн с геоморфологически резко выраженными бортами. Большие градиенты мошностей указывают на различную степень погружения блоков фундамента. Областью максимального опускания были Манитанырдская и Восточно-Лемвинская подзоны, где накапливались очень мощные отложения. Мы допускаем, что именно здесь располагалась осевая структура, вдоль которой на рубеже тремадока и аренига предположительно произошло раскрытие океанического бассейна. Характерно, что в сторону от нее (Толота-Пайпудынская подзона) в это время формируется сравнительно маломощный чехол, представленный выдержанными на больших пространствах песчано-алевролитовыми отложениями.

2. Общее выравнивание тектонического рельефа и образование единого Лемвинского прогиба начинается с конца тремадока. В арениге в трех западных подзонах этот процесс получил дальнейшее развитие – идет накопление маломощных красноцветных алевропелитов; материал сносился с континента и разбавлялся тонким туфогенным материалом (туффиты, пеплы), поступавшим с Восточно-Лемвинского вулканического поднятия. По-видимому, это была непродолжительно живущая, энсиалическая, надсубдукционная структура (краевой вулканический пояс) [Руженцев, Савельев, 1997]. Если это так, то Лемвинский прогиб в арениге представлял собой тыловой бассейн, сформировавшийся на раздробленном протоуральском основании. Главный недостаток этой модели заключается в том, что на Полярном Урале до сих пор не установлены фрагменты ордовикской океанической коры.

3. Начиная со среднего ордовика, в Лемвинском прогибе формируется глубоководная серия, бескарбонатные, преимущественно кремнистые осадки которой накапливались ниже уровня КГК. В это же время в осевой части прогиба возникла зона базальтового вулканизма (грубешорская и истокская свиты), приуроченная к области, связанной с процессами растяжения и повышенной проницаемости коры. Следует отметить, что начавшийся в среднем ордовике новый этап деструкции восточного края континента не привел к образованию океанической коры (во всяком случае на сколь-либо значительных площадях).

Критическое значение для понимания тектонической природы Лемвинского прогиба в этот период имеет проблема его восточного ограничения. Здесь различаются два аспекта: а) структурно-временные связи лемвинских батиальных комплексов с офиолитами, б) источники сноса сиалического обломочного материала в отложениях черногорской серии, грубешорской и нелкинской свит.

а. Стандартный структурно-палеогеографический профиль пассивной континентальной окраины предполагает существование латерального ряда: шельфконтинентальный склон и его подножье-океан. Применительно к Уралу эта схема была разработана В.Н. Пучковым [1979] именно на Полярном Урале. Предложенное им понятие "батиклиналь" подразумевает смену батиальных отложений синхронными пелагическими осадками океана. В качестве океанического члена такого профиля предполагался лагортинский комплекс. К сожалению, ни его стратиграфический объем, ни характеристика старотипических разрезов даны не были. К лагортинскому типу разреза можно отнести либо вулканогенно-осадочные отложения грубешорской и истокской свит, либо сходные отложения меланжа массивов Суумкеу и Рай-Из (Наунтинская зона по нашей терминологии). Первые являются внутрибассейновыми образованиями. Они стратиграфически залегают на терригенных отложениях нижнего ордовика и никак не связаны с офиолитами. Вторые имеют позднедевонский-каменноугольный возраст и возникли в структурно-формационной зоне, отделенной от Лемвинской Манитанырд-Пайпудынским микроконтинентом.

б. Как уже отмечалось на рубеже раннего и среднего ордовика в разрезе Лемвинской зоны происходит смена красноцветных алевропелитов углеродистыми, преимущественно карбонатно-кремнистыми или кремнистыми осадками. Накопление последних сопровождалось сбросом в область кремнистой седиментации значительных масс песчаного материала, прослои которого встречаются в черногорской серии практически на всех стратиграфических уровнях. Разрез по сравнению с аренигским стал менее терригенным, но терригенные отложения стали более грубыми. Отметим также, что в Западно-Лемвинской подзоне, наиболее приближенной к континенту, такие породы отсутствуют (за исключением может быть пагинской свиты). Это на первый взгляд парадоксальная картина находит свое объяснение, если предположить другой источник сноса для указанных песчаников. Мы считаем, что, начиная со среднего ордовика, значительные объемы сиалического обломочного материала поступали с востока, из области Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента, который к этому времени мог коллидировать с Восточно-Европейским континентом. Косвенным подтверждением этому служит отмирание Восточно-Лемвинского вулканического пояса.

Предложенная схема может рассматриваться только как рабочая модель, которая однако позволяет объяснить происхождение сиалического детрита, в том числе формирование нелкинской терригенной толщи вдоль восточной окраины Лемвинского прогиба. Последний, по-видимому, представлял собой остаточную от раннеордовикского тылового прогиба структуру, продолжавшую существовать и после аренигской коллизии Восточно-Европейского континента и Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента. Процессы среднеордовикской деструкции, вообще широко развитой на Урале, в рассматриваемом регионе нашли свое выражение в появлении вулканитов Грубешорской подзоны. В отличие от Южного Урала, где в это время образуется Сакмарский океанический бассейн [Руженцев, 1976; Пучков, 1993], на Полярном Урале среднеордовикская деструкция в пределах Лемвинского прогиба не привела к формированию коры океанического типа. Однако мы не исключаем раскрытия этого прогиба к югу. На Северном Урале, например, установлены [Петров, Пучков, 1994] метабазальты (O<sub>3</sub>), сопоставляемые с породами лагортинского комплекса и структурно связанные с офиолитами.

4. Впервые на Полярном Урале условно выделен офиолитовый комплекс верхнего девона-карбона. Он располагается вдоль восточной периферии Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента. Это наиболее молодые из известных на Урале офиолитов. Их строение, геодинамические условия формирования и история развития требуют более основательного изучения. Кремнисто-глинистые сланцы и фтаниты нижней толщи (D<sub>3</sub>fm-C<sub>2</sub>) орангской свиты в формационном отношении аналогичны лемвинской батиальной серии. Они надстраивают в основном терригенно-карбонатные, относительно мелководные отложения (O-D<sub>3</sub>f) и соответствуют периоду становления Наунтинского океанического бассейна. Иными словами, толща девонско-каменноугольных кремнистых осадков в палеотектоническом смысле маркирует сформировавшийся в позднем девоне склон Восточно-Европейского континента (собственно континент и спаенный с ним Манитанырд-Пайпудынский микроконтинент). Конечно, это общая схема. Во многом ее конкретизация зависит от расшифровки возраста пород няровейской и харбейской серий. Предположительно мы считаем, что они слагают эксгумированный субдукционный комплекс метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений, в структурном отношении образующих мощную аллохтонную массу, надвинутую на орангскую свиту и тектонически перекрытую наунтинскими офиолитами.

5. Отмирание Лемвинского и Наунтинского прогибов, происходившее в связи с формированием покровно-складчатого сооружения Полярного Урала, начинается в карбоне и заканчивается в ранней перми. Отражением этого процесса является накопление флишевых толщ. В Лемвинской зоне это граувакки яйюской (C<sub>1-2</sub>) и кечпельской (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) свит. Первые граувакковые прослои встречаются уже в нижнем карбоне [Салдин, 1996]. Они соответствуют времени становления внутрибассейновых поднятий. В раннем карбоне граувакки еще переслаиваются с известняками и кремнистыми сланцами (предфлиш). Однако по мере развития покровноскладчатой структуры происходит миграция области флишенакопления к западу, а сам флиш становится мощнее и приобретает типичные характеристики.

Сложнее обстоит дело в Манитанырд-Пайпудынской зоне. Здесь также батиальные (преимущественно кремнистые) осадки сменяются мощными терригенными отложениями верхней орангской толщи. Ее возраст мы считаем средне- и позднекаменноугольным. Если это так, то орангская песчано-алевролитовая серия в целом одновозрастна с граувакковым флишем. По-видимому, она также отвечает периоду общего сжатия и, как следствие, формированию тектонического рельефа. Однако, накопление больших объемов олигомиктового материала ставит вопрос расшифровки питающих провинций, что требует специальных литологических исследований. Для нас появление мощной толщи сиалического терригенного материала между формирующимися офиолитовыми аллохтонами и областью грауваккового флишенакопления остается труднообъяснимым.

Тектоническое развитие Полярного Урала вкратце сводится к следующему. На протоуральском байкальском (возможно, кадомском или салаирском) основании в позднем кембрии возникла рифтовая система, начинающая деструкцию Восточно-Европейского континента (отделение Манитанырд-Пайпудынского микроконтинента). Мы полагаем, что в конце тремадока рифтовая система трансформировалась в океанический бассейн, сопряженный на западе с пассивной континентальной окраиной, на территории которой в середине аренига образовался краевой вулканический пояс, просуществовавший до конца аренига.

Нижнеордовикские офиолиты на Полярном Урале не доказаны, вследствие чего представления о тремадок-аренигском океаническом бассейне основаны только на факте появления Восточно-Лемвинского вулканического пояса (активная континентальная окраина андийского типа). Мы допускаем, что в конце аренига-начале среднего ордовика микроконтинент коллидирует с Восточно-Европейским континентом, а вулканический пояс соответственно перестает существовать. С этого времени в пределах восточной окраины континента образуется внутриконтинентальный Лемвинский прогиб. Накопление в нем батиальных отложений сопровождалось формированием осевой зоны растяжения (Грубешорская подзона), где происходило излияние значительных масс базальтов. Появление базальтоидов внутри Лемвинского прогиба связано со среднеордовикским деструктивным этапом, широко представленным на Урале (Сакмарский и Денисовский океанические бассейны). В отличие от Южного Урала, где Сакмарский прогиб имеет ту же структурную позицию и во многом сходное строение, что и Лемвинский, на Полярном Урале деструкция, по нашему мнению, не обусловила формирование бассейна с корой океанического типа.

Новый деструктивный этап начинается в позднем девоне. С ним связано образование наунтинских офиолитов и фамен-каменноугольной батиальной серии осадков восточной периферии Манитанырд-Пайпудынской зоны.

Сказанное укладывается в общую схему, согласно которой Палеоурал представлял собой комбинацию разновозрастных океанических бассейнов и разделяющих их микроконтинентов. Отмирание таких бассейнов на Полярном Урале началось в раннем карбоне (формирование флишевых серий) и закончилось в перми в связи со становлением герцинского покровно-складчатого сооружения.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Полярно-Уральской геологоразведочной экспедиции П.М. Кучерине, М.М. Гаптулкадырову и Е.С. Лыкиной за помощь в проведении полевых работ и полезные дискуссии по проблемам геологии Полярного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-64536).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.К. Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 20 с.
- Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27-45.
- Гессе В.Н., Дембовский Б.Я. Государственная геологическая карта СССР (лист Q-41 XI, XII). М.: Аэрогеология, 1980.
- Гессе В.Н., Савельев А.А., Савельева Г.Н. Государственная геологическая карта СССР (лист Q-41 XVI): Объяснительная записка. Свердловск: Недра, 1976. 129 с.
- Дембовский Б.Я. Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника. 1981. № 6. С. 48–53.
- Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Клюжина М.Л., Наседкина В.А. Ордовик Приполярного Урала. Свердловск: Урал. рабочий, 1990. 193 с.
- Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Полярного Урала. Л.: Наука, 1973. 204 с.
- Корень Т.Н. Граптолиты и зональное расчленение лландоверийских отложений западного склона Полярного Урала (Лемвинская фациальная зона) // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1972. Сб. 7. С. 62–112.
- Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Пучков В.Н. Находки конодонтов в палеозое Северного Урала и их стратиграфическое значение // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 66-67.
- Пучков В.Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18-33.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Руженцев С.В., Гаптулкадыров М.М., Аристов В.А. О возрасте кремнистых и вулканогенно-кремнистых отложений Лемвинской зоны Полярного Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 78–80.
- Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Там же. 1997. Т. 352, № 4. С. 507-510.

Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.

- Салдин В.А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Сыктывкар, 1996. 23 с.
- Шишкин М.А. Стратиграфическая модель фаций силурийских-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала и прогноз некоторых видов полезных ископаемых // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар: КНЦ, 1987. С. 28-32.
- Шишкин М.А. Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86-95.
- Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В. Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника. 1989. № 3. С. 76–85.

#### ABSTRACT

The model of the geodynamic evolution of the Uralian passiv margin has been treated. If has been shown that it development depends on the destruction processes in  $C_3-O_1$ ,  $O_2$  and  $D_3$ . Each of them corresponds to the reorganisation of the structure plan in connection with the formation of new ocean basins. It has been shown also – the Lemva zone is not continental slope in paleotectonic sence, but deepwater intercontinental basin ("Leptogeosyncline"), which is the wedging structure of the Sakmara paleoocean basin First it has been formulated the idea about Ural-Arctician late paleozoic singl basin ( $D_3$ -P), which occupied the Polar Ural, the Paj-Hoj and the New Land. It is proved the occurrence on the Polar Ural  $D_3$ -C ophiolites and synchronous slope complex (Orang formation).

# МАГНИТНАЯ ТЕКСТУРА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО МАССИВА: ОЦЕНКА ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

## А.Н. Диденко<sup>\*</sup>, С.А. Куренков<sup>\*\*</sup>, Н.В. Лубнина<sup>\*\*\*</sup>, В.А. Симонов<sup>\*\*\*\*</sup>

\* Объединенный институт физики Земли РАН, \*\* Геологический институт РАН, \*\*\* Геологический факультет МГУ, \*\*\*\* Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН

Войкаро-Сыньинский офиолитовый массив Полярного Урала относится к наиболее полно изученным объектам [Савельев, Савельева, 1977; Путеводитель.., 1978; Добрецов и др., 1978; Перфильев, 1979; Буякайте и др., 1983; Язева, Бочкарев, 1984; Савельева, 1987]. Ряд положений, связанных с особенностями строения офиолитов, в частности их аллохтонная природа, в настоящее время не вызывает сомнений. С другой стороны, вопросы о пространственных и временных соотношениях отдельных членов офиолитовой ассоциации решаются неоднозначно.

Правильное понимание истории формирования офиолитов, в том числе Войкаро-Сыньинских, зависит от расшифровки соотношений первичных и вторичных процессов, в результате которых офиолитовые разрезы сформировались в современном виде. В частности, важно знать природу полосчатости в породах габбрового слоя, которая может быть первично-магматической или вторичной, связанной с метаморфическими процессами. Для этого используется широкий спектр геологических, геохимических и геофизических методов. Среди последних особое место принадлежит исследованию анизотропных свойств вещества, по которым можно оценить не только первичный или вторичный характер процессов, формировавших анализируемые породы, но и абсолютную пространственную ориентацию направлений деформаций и напряжений [Шолпо, 1977; Symposia.., 1988].

В предлагаемой работе с помощью изучения магнитной текстуры пород – величины и формы анизотропии начальной магнитной восприимчивости – сделана попытка оценить поле напряжений в моменты формирования и последующих преобразований магматических пород Войкаро-Сыньинских офиолитов, а также определить первична или вторична природа наблюдаемых структурных элементов.

### КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В структуре герцинид Полярного Урала выделяются несколько офиолитовых аллохтонов: Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкаро-Сыньинский. Последний является наиболее крупным и в его составе участвуют следующие комплексы офиолитовой ассоциации: 1 – ультрабазитовый, состоящий из тектонизированных и серпентинизированных перидотитов с жильной серией разнообразных ультрамафитов; 2 – габброидный; 3 – дайковый; 4 – вулканогенный (подушечные лавы и гиалокластиты).

Для изучения анизотропии магнитной восприимчивости и термомагнитного анализа наиболее пригодны породы верхней части офиолитовой ассоциации.



Рис. 1. Фрагмент разреза дайкового комплекса р. Лагорта-ю

I – диабазы даек; 2 – эпидотизированные диабазы; 3 – скрины серпентинитов; 4 – эндоконтакты даек; 5 – места отбора проб; 6 – номера дайковых тел (см. табл. 3)

Исключены из анализа тектонизированные ультрабазиты, так как их магнитные свойства определяет вторичный многодоменный магнетит, который не несет первичной или близкой ей по возрасту информации. Петромагнитные исследования проведены на объектах с отчетливо проявленными структурными элементами: расслоенность в габброидах (кумулятивное габбро р. Правая Пайера, габбронориты ручья Норитовый) и эндоконтактовые зоны в дайковом комплексе (р. Лагорта-ю).

Расслоенный комплекс (верхнее-среднее течение р. Правая Пайера). Для пород кумулятивного габбро характерна хорошо выраженная ритмично-полосчатая текстура, обусловленная чередованием мелано- и лейкократовых разностей. Первые имеют в основании неровную границу. Зернистость пород уменьшается от подошвы к кровле. В этом направлении увеличивается количество плагиоклазов так, что в верхней части многих ритмов наблюдаются маломощные горизонты плагиоклазитов Ап<sub>91-94</sub> составляет в среднем: аз. пад. – 90–100°, ∠ пад. – 70–85°.

Габбро-нориты (верховья ручья Норитовый). Характерной чертой разреза габбро-норитов является присутствие среди них линзовидных или пластинчатых тел, сложенных гарцбургитами, дунитами или породами полосчатой серии. Мощность таких ксенолитоподобных участков в габбро-норитах меняется от первых до сотен метров. Их контакты ориентированы согласно с границами пород полосчатой серии и имеют аз. пад. – 115–130°, ∠ пад. – 70–90°. Размер и количество ксенолитов уменьшается в восточном направлении.

Другой характерной чертой разреза габбро-норитов является присутствие жил плагиогранитов, мощностью от первых сантиметров до метров. Ориентировка эндоконтактов плагиогранитов составляет: аз. пад. – 120–130°, ∠ пад. – 75–85°.

Дайковый комплекс (среднее течение р. Лагорта-ю). Единичные дайки и дайковые рои встречаются практически по всей площади восточной части Войкаро-Сыньинского массива, что хорошо наблюдается по рекам Лагорта-ю, Хойла-ю, Правая Пайера, Малая Лагорта. Комплексы, построенные по принципу "дайка в дайке", развиты менее широко. Впервые такой комплекс описан Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым в бассейне р. Лагорта-ю [1984]. Сходный разрез описан нами в береговом обрыве р. Лагорта-ю (рис. 1). Здесь наблюдается серия вложенных друг в друга диабазов и габбро-диабазов. В междайковых скринах присутствуют черные массивные и рассланцованные апогарцбургитовые, аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты, амфиболизированные габбро, габбро-диабазы и диабазы. В ряде скринов первичные контакты с дайками катаклазированы или рассланцованы на ранних стадиях формирования комплекса, так как многие из них рассечены дайками диабазов более молодого поколения. В изученном разрезе они представлены сравнительно редкими ступенчатыми дайками, простирание которых ориентировано поперек удлинения всей зоны.

Для описываемых даек характерно слабое проявление "последайкового" метаморфизма. В них хорошо сохраняется первичная структура – афировая в эндоконтактовых зонах и порфировая габбро-диабазовая в центральных частях тел. Порфировые выделения плагиоклаза частично замещены цоизитом, роговая обманка – актинолитом.

Изучение ориентировок эндоконтактовых зон показало, что внедрение базальтоидных расплавов в тектонически нарушенные метагаббро и гипербазиты происходило в условиях устойчивого растяжения по единой системе трещин (30– 50° СВ, современные координаты).

#### МЕТОДИКА ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из пород трех вышеописанных разрезов отобраны ориентированные штуфы, из которых выпилены 2-4 ориентированных кубика-дубля с ребром 2 см. Ориентировка штуфов и замер элементов залегания (для габброидов – полосчатость, для даек – плоскости эндоконтактов) проводились магнитным компасом. Поправка на магнитное склонение в месте работ составляла ±23,5°.

Магнитная текстура пород исследовалась с помощью измерений начальной магнитной восприимчивости (k) в 12-ти положениях на каппа-мосте KLY-2, с последующим вычислением полного эллипсоида магнитной восприимчивости. Однородность лабораторного магнитного поля позволяла проводить измерения с чувствительностью не менее  $10^{-7}$  ед. СИ, что примерно на порядок меньше чем k самого "слабого" образца. Магнитная восприимчивость образцов измерялась в 12ти положениях кубика – по 4 замера через  $45^{\circ}$  в каждой из трех взаимно перпендикулярных плоскостях. Измерения в каждой плоскости контролировались измерениями в смежных плоскостях, что позволяло вести контроль за дрейфом чувствительности прибора в процессе исследований. Измерения повторялись, если различия магнитной восприимчивости хотя бы по одной из трех осей (X, Y, Z) были более чем на 1%.

Исходные данные вводились в компьютер и по программе AMS рассчитывались направления и величины главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в географических координатах [Stupavsky, 1985]. Совокупность из 12-ти замеров позволила рассчитать полный эллипсоид магнитной восприимчивости дважды по 6-ти независимым переменным, что дало возможность дополнить эти данные значениями доверительных интервалов как для векторных ( $R_{95}$ ), так и для скалярных величин (Sdv – стандартное отклонение).

Направления главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости наносились на стереограммы для анализа характера их распределения на сфере. Величина магнитной анизотропии  $(A_k)$  характеризуется отношением  $(1 - k_3/k_1) \cdot 100\%$ . Тип и форма магнитной анизотропии рассчитывалась с использованием параметра  $E = (k_2 \cdot k_2)/(k_3 \cdot k_1)(E < 1 - линейный, E > 1 - плоскостной, <math>E \approx 1 - изотропный типы$ анизотропии). Для графического отображения типа магнитной анизотропии использовались диаграммы Д. Флинна – зависимость  $k_1/k_2 - k_2/k_3$  [Flinn, 1965].

На представительных образцах для всех разрезов исследовались магнитные параметры, характеризующие структуру и состав носителей магнетизма пород: температурные зависимости намагниченности насыщения в исходном состоянии  $(J_{s}-t)$  и после нагрева до 650–700°С  $(J_{st}-t)$ , отношение остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения  $(J_{rs}/J_{s})$ .

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА

Состав и структура магнитных минералов. По данным термомагнитного анализа (рис. 2) во всех исследованных образцах габбро, габбро-норитов и диабазов, где обнаружены ферримагнитные минералы, присутствует магнетит, который отчетливо фиксируется по точкам Кюри в районе 570–580°С, и маггемит. Последний устанавливается в ряде образцов по наличию подъема зависимости  $J_s - t$ 



					-		•					
№ образца	Dec	Inc	k,	Dec	Inc	k <sub>2</sub>	Dec	Inc	k3	k <sub>cp</sub>	Ak, %	E
пп-1а	158,1	-29.9	640,5	73.5	9.4	636.3	359.1	-58.4	630.2	635.7	1.60	1.00
nn-16	114,0	-38,3	282.1	349.9	-35.3	279.4	233.6	-32.0	278.5	280.0	1.26	0.99
пп-1в	263,3	-7,6	549,0	171,0	-16,8	544,5	376,8	-71.5	543,6	545,7	0,98	0,99
nn-1r	270,3	-57,2	488,2	150,4	-33,5	488,0	220,9	22,8	481,8	486,0	1,31	1,01
nn-1g	190,7	17,7	1564,8	70,3	57,8	1417,2	109,6	-26,0	1333,1	1438,4	14,81	0,96
пп-le	126,4	-23,2	293,5	234,5	-36,0	292,0	289,6	-27.2	289,5	291,7	1,36	1,00
пп-1ж	195,7	-8,2	641,0	102,6	-20,8	637,4	306,0	-67,5	629,6	636,0	1,77	1,01
пп-1и	176,9	-40,9	654,0	81,9	-5,7	651,1	345,5	-48,6	646,9	650,7	1,09	1,00
пп-1к	157,1	62,7	904,3	283,2	-16,9	900,0	379,8	-20,8	888,3	897,5	1,76	1,01
nn-1л	239,9	-5,0	294,4	150,6	7,5	294,0	116,3	-81,0	289,7	292,7	1,60	1,01
<del>пп-1м</del>	189,4	3,1	400,5	112,4	-69,8	396,0	267,2	-75,7	395,6	397,3	1,22	0,99
пп-1н	172,9	14,2	556,8	235,7	61,1	549,0	89,6	-24,6	544,2	550,0	2,26	0,99
<b>nn-1</b> n	202,8	-35,7	1009,3	212,9	53,9	975,5	116,3	4,8	923,3	969,3	8,53	1,02
nn-lp	352,4	-37,0	671,2	266,3	5,1	661,4	182,9	-52,5	654,4	662,3	2,51	1,00
nn-lc	204,9	-14,6	459,7	282,2	40,3	458,2	310,6	-46,0	454,6	457,5	1,10	1,00
пп-1т	177,5	-66,7	472,0	76,8	-4,6	469,4	344,8	-22,8	466,2	469,2	1,23	1,00
nn-ly	341,1	-11,8	272,4	334,0	14,7	272,0	108,4	-71,0	270,6	271,7	0,64	1,00
пп-1ф	179,1	1,9	475,7	91,1	-46,5	471,1	267,3	-43,5	470,2	472,5	1,17	0,99
пп-1x	209,2	-74,0	420,5	33,2	-16,0	419,9	302,9	-1,1	417,6	419,3	0,70	1,00
пп-1ц	229,1	-66,3	354,7	131,5	-3,3	342,0	220,0	23,4	338,8	345,2	4,50	0,97
nn-14	217,9	-42,0	368,3	112,5	-16,4	366,1	366,4	43,4	360,2	364,8	2,20	1,01
nn-1w	212,7	-75,4	320,0	99,3	-5,9	317,6	187,9	13,3	311,9	316,5	2,51	1,01
пп-1щ	295,0	-7,9	267,3	200,9	-27,3	265,7	39,7	-261,4-	261,4	1,4	1,01	1,01
m-1ə	124,6	-74,9	649,1	245,0	-7,8	644,1	156,8	12,9	637,8	643,7	1,73	1,00
пп-1ю	372,3	-60,3	391,1	250,4	-16,8	390,1	332,8	23,7	380,8	387,3	2,65	1,02

Таблица 1. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов полосчатого габбро р. Правая Пайера

Примечание. Здесь и в табл. 2 и 3: Dec, Inc – склонение и наклонение главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости в современных координатах (в градусах);  $k_1, k_2, k_3$  – величины максимальной, средней и минимальной осей эллипсоида магнитной восприимчивости соответственно (в ед.. СИ);  $k_{cp} = (k_1 + k_2 + k_3)/3$ ;  $A_k = (1 - k_3/k_1) \cdot 100\%$ ;  $E = (k_2 \cdot k_2)/(k_1 \cdot k_3)$ .

№ образца	Dec	Inc	k <sub>1</sub>	Dec	Inc	k <sub>2</sub>	Dec	Inc	k <sub>3</sub>	k <sub>cp</sub>	A <sub>k</sub> , %	E
лг-ба	278.4	-34.6	2000.0	55.9	-46.9	1876.7	351.9	22.3	1833.8	1903.5	8,31	0,96
лг-6б	200,1	-64,4	414,5	336,9	-19,3	411,0	72,8	-16,2	404,6	410,0	2,39	1,01
лг-бв	282,4	-60,7	776,1	177,6	-8,1	775,8	83,3	-28,0	762,6	771,5	1,73	1,02
лг-бг	290,7	-51,5	755,6	84,8	-35,6	748,2	364,1	12,8	746,6	750,2	1,19	0,99
лг-бд	313,8	-65,2	825,6	267,8	17,8	812,8	363,3	16,7	811,6	816,7	1,69	0,99
лг-6е	24,3	-6,1	937,9	297,1	24,0	918,8	280,9	-65,2	908,9	921,8	3,10	0,99
лг-6ж	364,9	-42,3	624,4	102,8	8,6	612,4	201,9	-46,4	607,2	614,7	2,75	0,99
лг-би	58,7	74,0	1967,4	63,8	16,0	1788,0	153,4	-1,4	1417,1	1724,2	27,97	1,15
лг-6к <sub>1</sub>	205,1	-55,0	481,5	206,6	35,0	449,5	296,1	-0,7	388,5	439,8	19,33	1,08
лг-6к <sub>2</sub>	230,3	-55,0	1562,0	203,2	31,9	1467,9	121,4	-12,8	1229,1	1419,7	21,31	1,12
лг-бл	226,2	-8,8	157,9	63,4	-80,8	154,7	316,6	-2,7	141,4	151,3	10,44	1,07
лг-бм	53,4	-50,6	1312,9	206,0	-36,0	1225,0	306,2	-13,7	967,6	1168,5	26,30	1,18
лг-бн	239,5	-25,7	1089,7	98,0	-58,4	1058,5	338,0	-17,1	1043,2	1063,8	4,26	0,99
лг-бп	91,7	-19,0	824,2	197,1	-37,6	815,7	340,6	-46,3	813,1	817,7	1,35	0,99
лг-бр	269,1	-24,6	255,5	90,7	65,4	247,8	179,4	0,6	239,7	247,7	6,16	1,00

Таблица 2. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов габбро-норитов ручья Норитовый

№ м.т.	№ обр.	Ч.д.	Dec	Inc	k <sub>1</sub>	Dec	Inc	k <sub>2</sub>	Dec	Inc	k3	k <sub>cp</sub>	A <sub>k</sub> , %	E
1	la	Энд,	318	-46	559	310	43	549	43	4	538	548	3,85	1,00
1	16	ц	338	-36	509	223	-29	500	105	-40	489	499	/6?/	1,01
1	18	Энд	196	-65	403	19	-25	<b>399</b>	108	1	395	399	1,86	1,00
2	lr	Экз,	187	-50	395	9	40	393	278	-1	391	393	1,01	1,00
2	Ід	ц	157	-43	461 -	25	-35	460	274	-26	457	459	0,76	1,00
2	le	Энд	56	-70	506	183	-13	501	277	-16	490	499	3,17	1,01
5	1ĸ	Энд	284	-62	396	58	-20	392	155	19	389	392	1,77	1,00
5	1л	Ц	333	-44	396	11	40	393	83	-20	387	392	2,28	1,01
6	1м	Энд	195	-54	640	20	-36	628	109	2	616	628	3,67	1,00
6	1н	Ц	336	54	384	330	35	381	63	4	375	380	2,35	1,01
6	1п	Энд	216	-37	726	248	48	725	139	16	721	724	0,69	1,00
7	lp	Экз,	155	-47	465	47	-16	461	303	-38	456	460	2,04	1,00
7	lc	ц	80	-62	514	246	-28	511	339	-6	503	509	2,14	1,01
7	lτ	Энд	102	-50	475	204	-9	474	301	-38	469	472	1,37	1,01
8	ly	Экз,	109	-26	575	221	-37	568	354	-42	562	568	2,26	1,00
8	1φ	Ц	78	-31	448	213	-50	444	333	-23	438	443	2,23	1,00
8	lx	Энд	129	-56	487	129	~56	479	296	-33	449	471	7,91	1,05
9	lц	Экз,	126	-49	535	334	-38	530	232	-14	514	526	3,84	1,02
9	ીપ	ц	99	-36	573	250	-50	566	359	-14	560	566	2,18	1,00
9	1ш	Энд	85	-52	565	270	-38	557	358	3	545	556	3,54	1,01
10	lщ	ц	81	70	623	216	-15	615	310	-14	610	616	2,09	1,00
12	1ю	Энд	74	29	446	246	-60	442	342	-4	438	442	1,80	1,00
12	1я	Ц	82	-37	538	257	-52	535	350	-2	531	534	1,39	1,00
12	4a	Энд	51	67	439	165	-10	438	258	-21	436	438	0,80	1,00
14	4в	Энд,	147	-25	503	275	-52	498	224	26	496	499	1,39	0,99

Таблица 3. Величина и направление главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов днабазов дайкового комплекса р. Лагорта-ю

14	4г	Ц	134	-48	437	303	-41	435	38	-5	430	434	1,72	1,01
14	4д	Энд	157	-50	460	331	40	458	244	3	449	455	2,50	1,01
16	4ж	Энд,	153	-61	419	28	-17	414	290	-21	406	413	3,22	1,01
16	4н	ц	117	-22	512	233	-47	511	11	-34	506	510	1,08	1,01
16	4к	Энд	127	-73	554	340	-14	549	248	-9	541	548	2,26	1,00
18	4м	Энд	348	-53	745	123	-28	743	46	22	729	739	2,15	1,02
18	4н	Ц	116	-61	564	237	-16	561	334	-24	550	558	2,48	1,02
18	4π	Энд	310	-74	516	234	4	510	325	15	484	503	6,11	1,04
19	4p	Экз,	151	-41	488	236	5	485	321	-48	478	483	2,05	1,01
19	4c	ц	360	-47	533	67	20	528	321	36	527	529	1,03	0,99
19	4т	Энд	82	-18	599	316	-60	589	180	-22	571	586	4,76	1,01
21	4ф	Энд	52	-47	549	211	-41	543	310	-10	523	538	4,65	1,03
21	4x	Ц	33	-60	459	177	-25	456	274	-15	454	456	0,98	1,00
21	′4ц	Экэ	71	-61	351	190	-15	350	287	24	347	349	1,28	1,00
22	4ч	Энд	0	-39	432	210	-47	431	283	15	427	430	1,04	1,01
22	4ш	ц	157	-51	474	350	-38	471	255	-6	469	471	1,05	1,00
22	4щ	Экз	73	-58	603	199	-20	593	297	24	586	594	2,82	1,00
23	4э	Энд	71	-59	414	196	-19	409	294	-24	392	405	5,31	1,03
23	4я	ц	150	-46	462	330	-44	460	330	24	456	459	1,30	1,00
23	5a	Энд	88	-56	427	194	-10	424	290	32	421	424	1,29	1,00
24	56	Экз,	107	-74	391	56	10	390	329	-12	389	390	0,51	1,00
24	5в	ц	24	-63	437	181	-25	437	275	-9	436	436	0,34	1,00
24	5г	Энд	130	-57	446	25	9	441	289	-31	430	439	3,59	1,01
25	5д	Экз	73	-47	377	184	-18	375	288	-37	372	375	1,33	1,00
25	5e	Ц	84	-65	317	243	-23	316	337	8	315	316	0,79	1,00
25	5ж	Энд	39	48	525	240	-55	524	317	7	522	523	0,57	1,00
27	5к	Ц	240	-55	374	82	-33	367	345	-11	362	368	3,08	1,00

Примечание. М.т. – магматическое тело; Ч.д. – часть дайки, из которой отобран образец; Энд – эндоконтактовая зона (индексы з, в – западная и восточная соответственно); Ц – центральная часть дайкового тела; Экз – экзоконтактовая зона (индексы з, в – западная и восточная соответственно). при T = 150-200°C и ее спаду при 330-440°C (см. рис. 2, *a*), связанному с переходом маггемита в гематит. Величина  $J_{st}/J_{so}$  для образцов без маггемита близка к 1, а для образцов с маггемитом заметно меньше. В ряде образцов содержание ферримагнитных минералов не превышает сотых долей процента,  $J_{s}$ -*t* имеет гиперболическую форму, близкую парамагнитному типу (см. рис. 2, *a*). Между величинами намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости наблюдается положительная корреляция, коэффициент которой равен 0,9. Это означает, что величина магнитной восприимчивости в исследуемых породах в большей степени зависит от концентрации магнитных минералов, а не от состава и структурных особенностей магнитной фракции, т.е. состав последней практически однороден во всех изученных интрузивных породах.

Величина магнитной восприимчивости расслоенных габбро варьирует от 0,26 до 1,6  $\cdot$  10<sup>-3</sup> ед. СИ (табл. 1). Причем наименее магнитными являются лейкократовые разности. Отношение  $J_{rs}/J_s$  у всех проанализированных образцов расслоенного габбро заметно меньше 0,1, что может свидетельствовать о наличии в этих породах многодоменного или псевдооднодоменного магнетита [Щербаков, Щербакова, 1980].

Наиболее магнитными являются габбро-нориты – величины  $J_s$  и k достигают 1,5 А м<sup>2</sup>/кг и 2 · 10<sup>-3</sup> ед. СИ соответственно. В пользу многодоменного состояния основного носителя магнетизма этих пород – магнетита – свидетельствуют низкие величины  $J_{rs}J_s \leq 0,06$  (см. 2, 6, 6). Наименее магнитными в разрезе ручья Норитовый являются плагиограниты: их зависимости  $J_s$ -t имеют гиперболическую форму, близкую парамагнитному типу (см. рис. 2,  $\epsilon$ ), величины  $J_s \leq 0,01$  А м<sup>2</sup>/кг,  $k \leq$  $\leq 0,5 \cdot 10^{-3}$  ед. СИ (обр. лг-6к<sub>1</sub>, лг-6л)(табл. 2). Очевидно, что в  $J_s$  преобладающий вклад дает парамагнитная фракция, и отношение  $J_{rs}/J_s$ , в данном случае, не отражает структурного состояния магнитных минералов.

Для многих образцов диабазов даек из разреза р. Лагорта-ю поведение  $J_{s}-t$ близко к парамагнитному. Низкое содержание ферримагнитных минералов, вероятно, отражает не только условия кристаллизации, близкие к закалочным, но и наличие зеленокаменного перерождения пород даек. В ряде тел фиксируется распределение магнитных минералов, близкое к первичному: закономерное понижение их концентрации от центральных частей даек к краевым (например, магматическое тело № 7, 9, 23) (табл. 3), что, вероятно, говорит о неполном уничтожении первичного ферримагнитного компонента диабазов даек. Для таких образцов зависимости  $J_{s}$ -t имеет Q-тип (см. рис. 2, d). Отношения  $J_{rs}/J_{s}$  для всех изученных образцов диабазов даек  $\leq 0,1$ , что свидетельствует о структурном состоянии магнетита, близкому к псевдооднодоменному. Для некоторых образцов этот вывод не очевиден, так как в величине  $J_{s}$  парамагнитная доля, возможно, соизмерима с ферримагнитной.

### МАГНИТНАЯ ТЕКСТУРА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Величина анизотропии образцов расслоенных габбро колеблется от 0,64 до 14,81% (см. табл. 1; рис. 3, *a*), анизотропия находится в пределах 3% (22 образца из 25). Модовое значение  $A_k$  не превышает 1–2% (см. рис. 3, *a*). Для основного количества образцов корреляции между величинами магнитной восприимчивости и магнитной анизотропии не намечается – рой точек располагается параллельно оси ординат (см. рис. 3, *б*); у оставшихся трех образцов, имеющих  $A_k$  от 4 до 15%, отмечается положительная корреляция (см. рис. 3, *б*).

Тип магнитной анизотропии у основного количества образцов выражен не явно, модовое значение величины *E* практически равно 1 (см. рис. 3 в, г). Три



**Рис. 3.** Основные характеристики магнитной текстуры расслоенного габбро р. Правая Пайера

a – гистограмма распределения величины магнитной анизотропни ( $A_k$ );  $\delta$  – зависимость величины магнитной анизотропии ( $A_k$ ) от начальной магнитной восприимчивости ( $k_{cp}$ ); a – гистограмма распределения характеристики формы магнитной текстуры (E); c – диаграмма Д. Флинна [Flinn, 1965]. n – количество образцов



Рис. 4. Распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости в проекции на нижнюю полусферу расслоенного габбро р. Правая Пайера

*а*-в – оси: *а* – максимальная, *б* – средняя, *в* – минимальная. Линией показана проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов расслоенности в габбро



Рис. 5. Основные характеристики магнитной текстуры габбро-норитов и плагиогранитов ручья Норитовый (см. рис. 3)



Рис. 6. Распределение направлений главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости в проекции на нижнюю полусферу габбро-норитов и плагиогранитов ручья Норитовый

1, 2 – проекции на полусферы: 1 – нижнюю, 2 – верхнюю; 3 – направление нормали к средним элементам расслоенности габбро-норитов (обр. лг-би, лг-бк<sub>1</sub>, лг-бк<sub>2</sub>, лг-бл, лг-бм); 4 – среднее направление минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости. Линией дана проекция на нижнюю полусферу плоскости среднего залегания элементов расслоенности габбро-норитов и контактов плагиогранитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4



Рис. 7. Основные характеристики магнитной текстуры диабазов дайкового комплекса р. Лагорта-ю (см. рис. 3)

образца с  $A_k$  более 4% и положительной корреляцией  $A_k$ - $k_{cp}$  (см. рис. 3. 6) имеют отчетливый тип анизотропии (см. рис. 3, г). Для двух образцов он приближается к линейному (пп-1д, ц), т. е. минимальная и средняя оси эллипсоидов примерно равны; а в одном – близок плоскостному (пп-1п): максимальная и средняя оси почти равны. Влияние петрографического состава габброидов на тип магнитной текстуры не отмечается.

Пространственное распределение направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов расслоенного габбро не свидетельствует о преимущественной ориентировке ни одной из трех главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости (см. табл. 1; рис. 4). Особенно отчетливо это видно на рис. 4, <sup>6</sup>, где дано распределение минимальных осей эллипсоидов каждого образца. Рой точек охватывает практически все пространство полусферы примерно с одинаковой плотностью.

Габбро-нориты. Величины магнитной анизотропии габбро-норитов, расположенных на удалении от жилы плагиогранитов, находятся в интервале от 1 до 5% (См. табл. 2; рис. 5, *a*), тогда как габбро-нориты, расположенные в экзоконтактовой



**Рис. 8.** Примеры распределения ориентировок главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости образцов из эндоконтактовых и центральных зон даек  $\mathbb{N}$  6 (*a*) и  $\mathbb{N}$  9 (*б*)

1-3 - оси: 1 - максимальная, 2 - средняя, 3 - минимальная. Залитые знаки - проекция на нижнюю полусферу, полые - на верхнюю. Проекции плоскостей контактов даны на верхнюю полусферу



**Рис. 9.** Распределение направлений главных осей эллипсоид магнитной восприимчивости в проекции на нижнюю полусферу диабазов дайкового комплекса р. Лагорта-ю.

Линией дана проекция плоскости среднего залегания контактов даек в массиве на нижнюю полусферу. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

зоне, и плагиограниты имеют высокую анизотропию – до 28% (см. рис. 5, *a*). Характер зависимости  $A_k$  от величины начальной магнитной восприимчивости имеет сложный характер: выделяются группы с положительной и отрицательной корреляцией (см. рис. 5,  $\delta$ ). Первую составляют образцы плагиогранитов и габброноритов из экзоконтактовых зон, вторую – габбро-нориты, расположенные на удалении от жил плагиогранитов.

Форма магнитной анизотропии имеет два типа. Первый – линейный (см. рис. 5,  $\theta$ , z) – характерен для удаленных от плагиогранитов габбро-норитов. Его появление, вероятно, связано с наличием тонких прорастаний магнетита в силикатах. Второй тип – плоскостной (см. рис. 5,  $\theta$ , z) – связан исключительно с образцами плагиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактовой зоны. Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает ориентировку максимальных осей большинства образцов как в плоскости слоистости габброноритов, так и в плоскости контактов жил плагиогранитов (рис. 6, a). Направление минимальных осей перпендикулярны к плоскостям слоистости габбро-норитов и жилам плагиогранитов (см. рис. 6, e). Преимущественной ориентировки минимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости габбро-норитов, расположенных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости габбро-норитов, расположенных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости габбро-норитов, расположенных на удалении от плагиогранитов, не наблюдается.

Днабазы дайкового комплекса. Изучение магнитной анизотропии диабазов

даек показывает, что разброс величин  $A_k$  значителен: от 0 (изотропное состояние) до 8%, модовое значение  $A_k$  около 2% (см. табл. 3; рис. 7, *a*). Корреляции между величиной магнитной восприимчивости и  $A_k$  не обнаружено (см. рис. 7, *б*). Параметр *E*, характеризующий форму анизотропии, варьирует от 0,97 до 1,05, при модовом значении около 1,01 (см. рис. 7, *г*). Образцы, отобранные из зон сланцеватости и трещиноватости, имеют величины  $A_k > 4\%$  и E > 1,02 (см. табл. 1; см. рис. 7, *a*, *в*). Форма магнитной анизотропии у значительной части образцов имеет плоскостной тип, хотя есть образцы с проявлениями линейного типа (см. рис. 7, *г*).

Ориентировка главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости диабазов выдержана по всему разрезу: максимальная и средняя оси располагаются практически в плоскости простирания даек, минимальная – перпендикулярна к плоскости контактов (рис. 8, 9). Такие соотношения фиксируются как для образцов из центральных, так и из эндоконтактовых частей даек, имеющих  $A_k > 2\%$  (см. рис. 8, *a*, *б*). Следует отметить, что среднее направление максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости имеет наклон на 20–30° от вертикали на CB, но находится в плоскости простирания даек (см. табл. 3; см. рис. 9, *a*). Это дает основания предположить, что изученный блок претерпел такой же наклон.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение петромагнитных свойств интрузивных образований офиолитовых ассоциаций палеозойско-мезозойского возраста показывает, что в слабо измененных вторичными процессами породах сохраняется информация об их магнитных текстурно-структурных особенностях (Южные Мугоджары [Печерский и др., 1983], Алтайский и Ферганский хребты [Диденко, Печерский, 1986; Диденко и др., 1995], Семаил [Luyendyk et al., 1982], Троодос [Hall et al., 1989] и др.). Тенденция сохранения первичных магнитных свойств интрузивных серий распространяется и на более древние породы. В частности, в многочисленных работах по дайкам Канадского щита протерозойского-нижнерифейского возрастов восстанавливаются не только стрессовые воздействия, но и направления течения внедряющейся магмы [Buchan, Halls, 1990; Ernst, 1990; Ernst, Baragar, 1992; Ernst et al., 1987; Park et al., 1988].

Основным носителем магнетизма изученных интрузивных пород Войкаро-Сыньинского массива является псевдооднодоменный-многодоменный магнетит. Известно, что в интрузивных породах первичный титаномагнетит в результате высокотемпературного окисления распадается на гемоильменит и малотитанистый, близкий магнетиту, титаномагнетит [Kent et al., 1978; Dunlop, Prevot, 1982; Печерский и др., 1983, 1993; Диденко, 1997; и др.]. Этот распад происходит на постмагматической стадии при температурах от субсолидусных до 600°С и вновь образованные носители магнетизма наследуют не только форму и ориентировку первичного титаномагнетита, но и преобретают намагниченность, которая может отождествляться с первичной.

Достаточно веским аргументом в пользу сохранности первичных или близких к ним по времени магнитных характеристик служит относительно низкие вторичные температурные воздействия, которые испытали интрузивные породы Войкаро-Сыньинского массива. Анализ содержания изотопов кислорода в габбро, габброноритах и диабазах комплекса предполагает незначительный вторичный прогрев пород [Буякайте, 1983].

Анализ данных по разрезу р. Правая Пайера позволяет предположить, что формирование магнитной текстуры основного объема пород расслоенного габбро проходило в условиях гидростатического (всестороннего) давления. В пользу этого



**Рис. 10.** Возможные механизмы формирования магнитной текстуры расслоенных габбро (*a*), габбро-норитов и плагиогранитов (*б*) и диабазов дайкового комплекса (*в*)

свидетельствуют следующие факты: 1) основная часть исследованных образцов (90%) не имеют ярко выраженной анизотропии (см. рис. 3, z) и ее модовая величина немногим больше 1% (см. рис. 3, a); 2) главные оси эллипсоидов магнитной восприимчивости не имеют преимущественных направлений и не соотносятся со структурными элементами (см. рис. 4).

Вариант образования магнитной текстуры расслоенного габбро представлен на рис. 10, а. При формировании в основном изотропной текстуры зерна магнитных минералов имеют незначительную анизотропию формы, так как их образование происходило ближе к солидусным фациям и они заполняли пространство между более тугоплавкими минералами. Причем, в пространственном расположении межзерновых пространств преимущественных ориентировок не отмечается. Анизотропия формы проявляется в незначительном уплощении межзерновых пространств и в их удлинении (см. рис. 3, г).

Появление в разрезе двух образцов (пп-1 п, пп-1 ц) с повышенной величиной и

линейным типом магнитной анизотропии можно объяснить образованием тонких прорастаний вторичного магнетита, связанного с распадом зерен силикатов на постмагматической стадии, что характерно для океанических габброидов [Dunlop, Prevot, 1982; Диденко, 1997].

Величина и тип магнитной анизотропии большей части габбро-норитов ручья Норитовый сходна с таковыми расслоенного габбро р. Правая Пайера. Необходимо отметить, что в габбро-норитах более заметен линейный тип анизотропии, связанный с появлением тонкого вторичного магнетита по силикатам. Увеличение концентрации такого магнетита в габбро-норитах связано с их большей железистостью по отношению к более "низким" по разрезу и ранним по времени выплавке расслоенным габбро. Большая концентрация вторичного магнетита в габбро-норитах определяется первично-магматическими процессами – магматической дифференциацией.

Величина анизотропии плагиогранитов и габбро-норитов из экзоконтактовых зон имеет очень высокие значения (см. табл. 2, см. рис. 5, *a*). Форма магнитной анизотропии характеризуется плоскостным типом, который обусловлен одноосными напряжениями. Их проявления связаны со временем внедрения жил плагиогранитов в габбро-нориты. На удалении от плагиогранитов подобных величин анизотропии и явно выраженного плоскостного типа не зафиксировано. Вариант образования магнитной текстуры пород разреза ручья Норитовый представлен на рис. 10, *б*.

При одностороннем сжатии значение магнитной восприимчивости уменьшается за счет возникновения в магнитных кристаллах микродефектов и смещением к ним доменных границ. При подобных напряжениях ось легкого намагничивания смещается в сторону наименьшего воздействия давления [Шолпо, 1977], в данном случае – в плоскости, параллельной плоскости контакта плагиогранитов с габбро-норитами.

Анализ магнитной анизотропии диабазов даек показал, что максимальные оси эллипсоидов магнитной восприимчивости располагаются в плоскости, параллельной контактам даек, а минимальные – перпендикулярно (см. рис. 8, 9). Средняя ось эллипсоидов магнитной восприимчивости в большинстве случаев близка по величине максимальной (см. табл. 3, см. рис. 7, г) и ее направление лежит в плоскости простирания даек, что и направление максимальной оси (см. рис. 8, 9). Образование такого типа анизотропии можно объяснить следующим механизмом (см. рис. 10, в). При движении магмы магнитные минералы, сформировавшиеся при более высоких температурах, располагались своими уплощенными сторонами параллельно плоскости контакта, а более удлиненными – по направлению течения магмы. Максимум магнитной восприимчивости приходится на ось, совпадающую с направлением внедрения базальтовых магм, а минимум - на ось, перпендикулярную плоскости контакта. Эта же закономерность прослеживается при петрографическом изучении шлифов диабазов из зоны контакта – длинные оси зерен гетерофазно измененных титаномагнетитов параллельны контактовым зонам. Анализ формы магнитной анизотропии показал, что ориентировки средних осей эллипсоидов восприимчивости большинства образцов диабазов находятся в плоскости простирания даек, так же как и максимальных осей эллипсоидов (см. рис. 9).

Среднее направление максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости диабазов заметно отличается от вертикального. Это может свидетельствовать о повороте на 25–30° в северо-восточном направлении блока, включающего дайковый комплекс, вокруг горизонтальной оси, перпендикулярной простиранию даек.

Не исключено, что магнитная анизотропия образцов с величинами  $A_k$  более 4-5% связана с зонами развития дробления и сланцеватости, т. е. со вторичными механическими нарушениями первичной текстуры пород. \* \* \*

Изложенный выше материал позволяет высказать ряд предположений, дополнительно раскрывающих геологическую историю становления Войкаро-Сынынского офиолитового массива:

1. Формирование расслоенного габбро проходило в условиях гидростатического (всестороннего) давления, что нашло отражение как в малых величинах маїнитной анизотропии, так и в хаотичном распределении главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости габбро кумулятивного комплекса. Это свидетельствует о первичном (кумулятивном) характере наблюдаемой расслоенности;

2. В большей части пород изученного разреза габбро-норитов характер магнитной текстуры также связан с их первично-магматическим становлением. Появление локальных участков со вторичной магнитной текстурой плоскостного типа обусловлено стрессовыми деформациями при внедрении жил плагиогранитов в габбро-нориты;

3. Плоскостной тип магнитной текстуры большинства пород дайкового комплекса отражает процесс течения магмы в момент внедрения;

4. Анализ магнитной текстуры интрузивных пород Войкаро-Сыньинского массива показал их пригодность для палеомагнитных исследований, так как величина и тип магнитной текстуры большинства изученных образцов из трех разрезов обусловлены первично-магматическими или близкими к ним условиями становления габброидов в магматических камерах и вертикальным течением магмы при образовании дайкового комплекса.

Авторы благодарят А.А. Савельева, В.И. Лаврикова, А.В. Ганелина и А.А. Шкиттина за помощь в проведении полевых работ. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 95-05-15477).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983, 184 с.
- Диденко А.Н. Магнитные свойства и магматическая дифференциация габброидов трансформного разлома 15°20' (Центральная Атлантика) // Изв. РАН. Физика Земли. 1997. № 5. С. 1–12.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллельных даек // Там же. 1986. № 9. С. 75–80.
- Диденко А.Н., Куренков С.А., Турманидзе Т.Л., Шелестун Н.К. Офиолиты Северо-Восточной Ферганы и их геодинамическая история по палеомагнитным данным // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 2. С. 254–259.
- Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм офиолитов рифейско-нижнепалеозойских складчатых областей (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1978. 221 с.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Куренков С.А. Геолого-петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 83–99.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н., Лыков А.В., Тихонов Л.В. Петромагнетизм океанской литосферы // Там же. 1993. № 12. С. 29-45.
- Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала" / Ред. Н.А. Богданов. М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46-60.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987, 246 с.

- Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
- Шербаков В.П., Шербакова В.В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136–147.
- *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулкано-плутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
- Buchan K.L., Halls H.C. Paleomagnetism of Proterozoic mafic dyke swarms of the Canadian Shield: Mafic dykes and emplacement mechanism // Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proc. of the Second Intern. dyke conf. Adelaide, 1990. P. 209–230.
- Dunlop D.J., Prevot M. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submariene intrusive rocks // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1982. Vol. 69, № 10. P. 763–802.
- *Ernst R.E.* Magma flow direction in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian Shield: As estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data Mafic dykes and emplacement mechanisms: Proc. of the Second Intern. dyke conf. Adelaide, 1990. P. 231–235.
- Ernst R.E., Baragar W.R.A. Evidence from magnetic fabric for the flow pattern of magma in the Mackenzie giant radiating dyke swarm // Nature. 1992. Vol. 356, N 9. P. 511-513.
- Ernst R.E., Bell K., Ranalli G., Halls H. The Great Abitibi Dyke, Southeastern Superior province, Canada // Mafic dyke swarms / Ed. H.C. Halls, W.F. Fahrig. 1987. P. 123-135. (Geol. Assoc. of Canada Spec. Pap., N 34).
- Flinn D. On the symmetry principle and the deformation ellipsiod // Geol. Mag. 1965. Vol. 102, N 1. P. 36-45.
- Hall J.M., Fiser B., Walls C. et al. Magnetic properties, oxide petrography, and alteration in the Cyprus study Project Drill Hole CY-4 section through the lower sheeted complex and upper plutonic complex of the Troodos, Cyprus ophiolite // Cyprus Crustal Study Project: Init. Rep. Hole CY-4. 1989. P. 235-278. (Geol. Surv. Canada. Pap.; W 88-9).
- Kent D.V., Honorez D.M., Opdyke N.D., Fox P.J. Magnetic properties of draged oceanic gabbros and the sourse of marine magnetic anomalies // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 55, № 7. P. 513-537.
- Luyenduk B.P., Laws B.R., Day R., Collinson T.B. Paleomagnetism of the Samail ophiolite, Oman. 1. The sheeted dike complex at Ibra // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. P. 10883–10902.
- Park J.K., Taczyk E.I., Desbarats A. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dyke of Labrador, Canada // Ibid. 1988. Vol. 93, NB 11. P. 13689-13704.
- Stupavsky M. SI-2 Magnetic susceptibility and anisotropy instrument operating manual and handbook. Canada: Sapphire Instruments, 1985. 132 p.

Symposia on magnetic fabrics / Ed. B.B. Ellwood et al. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1988, Vol. 51, N 4: Special Issue. P. 249–392.

#### ABSTRACT

Petromagnetic study of gabbro and diabase from Voikar-Synya ophiolite massif has allowed to composition and structure of magnetic minerals, type of the magnetic texture and orientation of major axes of magnetic susceptibility ellipsoid. Magnetic properties of rocks are predetermined by pseudo-singledomain, multidomain magnetite and maghemide. Anisotropy of magnetic susceptibility of the main part of cumulative gabbros and gabbronorites samples does not exceed 1-2%. No preference direction of main axes of ellipsoids of magnetic susceptibility is observed. Magnetic texture of these rocks was formed under hydrostatic compression, that is indicative of primary cumulative nature of the observed layering. Local manifestation of the oblate fabric in gabbros resulted from intrusion of plagiogranite veins. Short axes of ellipsoids of magnetic susceptibility have direction perpendicular to planes of contacts of plagiogranites and gabbro-norites. Oblate fabric of the most part of dyke swarm reflects a magma flow during intruding. Big and average axes of ellipsoids of magnetic susceptibility lie in planes of the dykes stretch. Moreover, directions of big axes have Fisher's distribution on the sphere. Average direction of big axes reflects a directions of basalt magmas intruding.

# ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ ДЛИТЕЛЬНО РАЗВИВАВШИХСЯ РАЗЛОМОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере восточного склона Урала)

## А.А. Рассказов\*, С.Ф. Скобелев\*\*, И.Е. Стукалова\*\*

\*Институт литосферы РАН, \*\*Геологический институт РАН

Настоящая работа посвящена оценке влияния геодинамических факторов на формирование угольных месторождений и постседиментационные преобразования пород. Как известно, формирование угленосных формаций связано с гумидным палеоклиматом и специфическими палеогеографическими и палеотектоническими обстановками. Последние определяли состав, строение и мощность осадочных угленосных формаций в палеобассейнах, морфологию и степень тектонической нарушенности геологических тел, а также постседиментационные преобразования минерального и органического вещества. Важнейшим тектоническим фактором являлось наличие долгоживущих разломов, которые контролировали систему линейных внутриконтинентальных бассейнов и определяли условия седименто- и литогенеза. Признаки позднейшей активизации этих разломов свидетельствуют об их долгом развитии, обеспечившем аномалии напряженного состояния, теплового потока и подъем в верхние слои осадочного чехла ювенильных мантийных пород угленосных формаций.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Классическим районом, где на формирование угольных бассейнов и месторождений оказывали влияние различные палеогеодинамические обстановки, и прежде всего системы линейных разломов, является Уральский горный пояс с прилежащими районами его западного и восточного склонов. Здесь углеобразование происходило с позднего палеозоя в коллизионную и, в большей мере, постколлизионную эпохи, периодически активизируясь, что привело к формированию разновозрастных угольных бассейнов, где сформировались различные типы углей.

На восточном склоне Урала широко развиты угленосные отложения (рис. 1). На севере среди палеозойских отложений выделяется Маньинская угленосная площадь, содержащая газовые и жирные каменные угли (марки  $\Gamma$ , Ж) раннекарбонового возраста ( $C_1$ ). В центральной части расположен Егоршино-Каменский район с жирными и коксовыми углями и полуантрацитами (марки Ж, К, ПА). На юге распространены высокометаморфизованные каменные угли Полтаво-Брединского района и антрациты Домбаровского месторождения (ПА, А). Мезозойские (позднетриасово-юрские) угленосные отложения также широко распространены и часто формировались унаследованно по отношению к позднепалеозойским. На севере выделяется крупный Северо-Сосьвинский бассейн (см. рис. 1) бурых углей (марка Б<sub>1</sub>). В центральной части находятся районы СеровсРис. 1. Схема распределения угольных бассейнов Восточно-Уральского региона с сопредельными территориями и положение активных разломов

I – угольные бассейны и районы: 1 – Кизеловский бассейн (C<sub>1</sub>), 2 – Егоршино-Каменский район (C<sub>1</sub>), 3 – Полтаво-Брединский район и Домбаровское месторождение (C<sub>1</sub>), 4 – Маньинская площадь (C<sub>1</sub>), 5 – Печорский бассейн (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>), 6 – Северо-Сосьвинский бассейн (T<sub>3</sub>-J), 7 – Серовский район (T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>), 8 – Буланаш-Елкинский район (T<sub>3</sub>), 9 – Челябинский бассейн (T<sub>3</sub>); 2 – активные разломы и зоны; 3-5 – угленосные отложения: 3 – раннекаменноугольные (C<sub>1</sub>), 4 – пермские (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>), 5 – триасово-юрские (T<sub>3</sub>-J)

кий, с рядом месторождений бурых углей (марка  $B_2$ ), и Буланаш-Елкинский, с каменными углями разных марок: газовых (Г), жирных (Ж), коксовых (К), отощенно-спекающихся (ОС). Раннемезозойские угли, известны в Челябинском бассейне (марки  $B_3$ , Д).

Столь широкое распространение угленосных отложений разного возраста и степени метаморфизма свидетельствуют об определенной общности условий накопления угленосных отложений и вместе с тем существенных различиях постседиментационной геодинамической обстановки. Структурные и формационные аспекты угленакопления рассматривались разными авторами [Тимофеев, Боголюбова, 1971; Allen, Allen, 1990; Еремин, Броновец, 1994; и др.]. Для нас наибольший интерес представляет последующая эволюция угольных бассейнов и их связь с системами разломов, о длительном развитии которых свидетельствовала новейшая активизация.

Угольные бассейны и месторождения восточного склона Урала расположены на сопряжении современного горного пояса с Западно-Сибирской равниной в зоне наибо-

лее контрастных мезозойских тектонических движений, которые усилились новейшим тектогенезом. Для позднепалеозойских и мезозойских бассейнов выявлены следующие общие закономерности угленакопления и преобразования: а) мощные угленосные толщи формируются в узких протяженных зонах шириной 2–4 км; б) в относительно широких (до 15 км) палеобассейнах угленакопление носит подчиненный характер, о чем свидетельствует наличие тонких угольных пластов среди терригенных и вулканогенно-осадочных пород; в) характерен широкий диапазон марочного состава углей и различная степень преобразования органического вещества от каменных углей до графита [Жуков, 1963]. Накопление и раннее преобразование палеозойских осадков происходило в относительно узких и протяженных внутриконтинентальных прогибах, преимущественно в мелководных лагунных условиях. Отмечена эпизодическая вулканическая деятельность по пе-



риферии угольных бассейнов. При ее активизации в разрезах начинает преобладать вулканогенный материал, а при затухании терригенный [Жуков, 1963].

В мезозое формирование углей происходило в линейных грабенах, заложившихся в результате тектонической активизации палеозойского складчатого пояса, и закончилось, вероятно, к концу юры, когда началась пенепленизация рельефа с образованием кор выветривания латеритного типа. Позднепалеозойские и раннемезозойские тектонические движения по краям угленосных бассейнов сопровождались формированием олистостромов, олистоплаков, постэрозионных и гравитационных покровов, которые образовывались в результате обрушения склонов в смежные с ними впадины грабенового типа. Гравитационно-тектонические покровы и обвально-оползневые комплексы привели к захоронению, частичному или полному разрушению угленосных, а местами и нефтяных залежей. Возобновление тектонических движений в новейшее (олигоцен-четвертичное) время привело к подвижкам по ранее заложившимся разломам, а также образованию новых узких протяженных грабенов. Эту особенность неотектонического развития Урала отмечают почти все исследователи [Лукьянова, 1995; Расулов, 1982].

Неоднократность тектонических перемещений по зонам разломов Восточного Урала, заложившихся в конце варисского орогенеза, и формирование грабенообразных постколлизионных структур создало условия осадкообразования, при которых накопление органического вещества сопровождалось притоком и обогащением углеводородами и другими мантийными газами и флюидами как на ранней, так и более поздних стадиях преобразования. Постседиментационные тектонические перемещения способствовали катагенезу и стресс-метаморфизму осадков [Лукьянова, 1995]. Подвижки инициировали приток ювенильных газов и растворов с глубоких горизонтов литосферы, а аномально низкое тепловое поле создавало благоприятные условия для полной реализации углеводородного потенциала [Соколов, 1995].

### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ В УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ

Зоны долгоживущих разломов являются наиболее деформируемыми участками литосферы, со специфическими гидрогеологическими и газохимическими режимами [Глубинное строение..., 1988; Макаров, Рассказов, 1985]. Показателем длительности развития постколлизионных разломов в областях формирования угольных бассейнов восточного склона Урала является их новейшая и, в частности, позднечетвертичная активизация. Разломы, испытавшие позднечетвертичную активизацию, называют активными [Трифонов и др., 1993]. На рис. 1 показаны разломы Урала, закартированные в масштабе 1:2 500 000 с использованием методики, разработанной в Геологическом институте РАН В.Г. Трифоновым с соавторами [Трифонов и др., 1988]. В основе этой методики лежит использование разномасштабных аэрокосмических снимков с привлечением геологических, геоморфологических и геофизических индикаторов молодых движений, а также доступных газогидрогеохимических данных как показателей современной проницаемости. Для реконструкции общих черт новейшей структуры Урала, выявления потенциальных активных зон и определения их возможной глубинности (путем сопоставления с геофизическими данными) использовались космические изображения малого и среднего разрешения (500-350 м). Более детальные космические изображения (с разрешением 350-10 м) и аэрофотоснимки применялись для картирования выявленных разломов и получения информации о возможном характере новейших движений. Суждения о направленности и интенсивности вертикальной компоненты движений основывались на выражении дешифрируемых разломов в рельефе и других элементах ландшафта (морфология речных долин, положение и форма озер и заболоченных участков, характер растительности и т.п.). Предположения о присутствии и направленности горизонтальной компоненты движений основывались на форме рисунка отдешифрированных разломов, в частности (для возможных сдвигов) на композиции рисунка оперяющих линий. Трудности выявления и картирования активных разломов Урала заключаются в том, что значительная часть региона, за исключением горных кряжей, прорезанных антицендентными речными долинами, представляет собой закрытую в геологическом смысле территорию, где коренные структуры и слагающие их отложения перекрыты достаточно мощным почвенно-растительным покровом и чехлом четвертичных отложений. На восточном склоне Урала амплитуды новейших вертикальных смещений в зонах разломов на порядок меньше, чем в классических горно-складчатых поясах, а сами зоны разломов большей частью представляют собой латентные структуры, скрытые под почвенно-растительным покровом и не имеющие прямых признаков разрыва сплошности горных пород на поверхности. Для картирования таких зон привлекались данные об аномальных геофизических полях и, в ряде случаев, гидрогеохимические признаки современной проницаемости (радон, метан и др.).

Структуры угольных месторождений восточного склона Урала осложнены различными разрывными нарушениями, среди которых значительная роль принадлежит пологим надвигам, которые в большей или меньшей степени испытали позднейшую активизацию. Буровыми и горными работами было доказано существование пологих надвигов, по которым магматические и метаморфические породы палеозоя надвинуты на угленосные осадочные и вулканогенно-осадочные триасовые отложения в Челябинском и Серовском угленосных районах [Геология..., 1969].

В разрезе Коркинского карьера Челябинского угольного бассейна наблюдаются три зоны тектонических нарушений – зона западного разлома шириной не менее 300 м, центрального и слабо выраженная в структуре месторождения восточного разлома. С.С. Шульц, обследовавший разрез в 1964 г., отметил, обнаружив на южном борту карьера деформацию пласта палеогеновых опок, что дислокации угольной толщи не мезозойские, а кайнозойские, новейшие Г [Шульц, 1968]. Наблюдения С. С. Шульца нами были подтверждены при работах на восточном и западном бортах карьера. Дислокации вдоль оси Центральной антиклинали и на ее западном крыле, ранее считавшиеся диапировыми [Геология..., 1969], более соответствуют, на наш взгляд, приразломным. Кроме того в зоне Западного разлома девонские эффузивы полого надвинуты на угленосную толщу (пласт 2, нижний). В зоне тектонического контакта эффузивные породы каолинитизированы, отмечаются зеркала скольжения, по которым развиты пленки пирита и марказита.

Зоны активных разломов, пронизанные системами мелких разрывов и трещин, субпараллельных или диагональных к основному нарушению, усложняют эксплуатацию угольных месторождений. Обычно такие зоны характеризуются повышенной обводненностью вследствие более высокой фильтрационной способности трещиноватых и брекчированных горных пород. Кроме того, в этих зонах возможен приток ювенильных вод, газов, а в некоторых случаях нефти и газа, как в Челябинском угольном бассейне. Наличие поровых вод в горной породе и ее брекчированность или раздробленность, как показали тектонофизические исследования при моделировании инженерно-геологических процессов, повышают способность к свободному перемещению блоков относительно друг друга в 3–10 раз по сравнению с монолитными блоками. Такая повышенная способность к тектоническим перемещениям отдельных блоков пород увеличивает опасность возникновения "горных ударов" при проведении горных работ. Возникают системы мелких листрических сбросов, субпараллельных бортам горной выработки и зоне активного разлома. Такая система листрических сбросов, простирающихся вдоль западного разлома Коркинского карьера, привела к обрушению западного борта по водоносному опоковому горизонту. В настоящее время вдоль зоны возникают системы небольших оползней на ступенях технологических уступов. Это же явление наблюдается в зоне восточного разлома на восточном борту Коркинского карьера.

Длительность развития зон разломов в областях распространения угольных месторождений восточного склона Урала способствовала интенсивному преобразованию углей вплоть до появления коксующихся разностей в активных зонах. Такие случаи известны в Егоршино-Каменском районе [Жуков, 1963].

#### ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД И ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

При изучении угленосных отложений важным является, наряду с выяснением первичных генетических признаков углей (микрокомпонентного состава и условий образования), определение степени их метаморфизма и стадии постседиментационного преобразования [Аммосов, 1968; Неручев и др., 1976; Hamor-Vido, Viction, 1993]. На основе совокупности генетических признаков и степени преобразования в процессе метаморфизма производится классификация углей по видам и классам и прогноз их качества. К генетическим и технологическим параметрам относятся: сумма отощающих компонентов, величина отражения витринита ( $R_a$ , % – в воздухе;  $R_0$ , % – в иммерсии), выход летучих веществ на сухое беззольное состояние (Vdaf, %), содержание углерода (Cdaf, %), теплота сгорания, толщина пластического слоя и некоторые другие [Еремин, Броновец, 1994; Allen, Allen, 1990]. Все большее значение при этих исследованиях, по ряду причин, отводится такому важному параметру, как величина отражения витринита. Вопервых, определить его сравнительно легко и не так дорого, как провести химические анализы, во-вторых, это статистический, количественный, а значит объективный показатель, и наконец, в-третьих, зная величины отражения и используя шкалы катагенеза, можно перейти на прямой прогноз палеотемператур и палеоглубин захоронения и преобразования органического вещества в осадочном бассейне, что важно как само по себе, так и с точки зрения прогноза нефтяного и газового потенциала осадочной толщи.

Геологи-нефтяники и геологи-угольщики выделяют в осадочном бассейне несколько стадий литификации и постседиментационного преобразования осадков и органического вещества (таблица). С учетом данных разных авторов [Аммосов, 1968; Неручев и др., 1976; Allen, Allen, 1990; Jaughland et al., 1992], выделяются стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза. Для этих стадий характерны типоморфный набор аутигенных минералов и вторичных структур в породах. Им соответствуют определенные степени метаморфизма органического вещества (OB). Эти преобразования осуществляются при соответствующей глубине погружения и температурах, т.е. определенных *P-T* условиях. Главная фаза нефтеобразования выделяется при температурах 100–150° С и глубине погружения 4–6 км при региональном метаморфизме. Эти данные могут изменяться с учетом влияния эндогенных факторов, повышающих или понижающих тепловые поля под бассейнами осадконакопления. Поэтому важно рассматривать процессы постседиментационного преобразования ОВ и пород в совокупности с историей формирования осадочного бассейна и эволюцией геодинамических обстановок.

Нами детально были проанализированы постседиментационные преобразования углей и пород Маньинской угленосной площади, Богословского месторож-

### Таблица. Стадии постседиментационного преобразования органического и минерального вещества в угольных месторождениях восточного склона Урала (пределы стадий по [Аммосов, 1968; Неручев и др., 1976])

	Подстадия	Марка углей	T°, C	10R <sub>a</sub> , %	R <sub>0</sub> , %	V <sup>daf</sup> , %	C <sup>daf</sup> , %	Угольные месторождения	
	Протокатагенез (ПК), соответствует буроугольному этапу углефикации. Глубина 1–3 км. Т = 50–75° С	ПК <sub>1</sub> ПК2 ПК3	Б <sub>1</sub> Б2 Б3	50 70	58 63 68	0,26 0,35 0,45	50	71	Северо-Сосьвинский бассейн (Б <sub>1</sub> ) Серовский р-н (Б <sub>2</sub> ) Челябинский бассейн (Б <sub>1</sub> , Д)
Стадия катагенеза	Мезокатагенез (МК) соответствует стадии метаморфизма каменных углей . Глубина 3–5 км. T = 75–280° C	MK <sub>1</sub> MK2 MK3 MK4 MK5	Д Г Ж К ОС Т	100 150 200	73 81 89 95 104 112	0,57 0,80 1,09 1,37 1,81 2,27	40 30 20 10	77 87	Манъинская площадь (Г, Ж) Буланаш-Елкинский р-н (Д, Г, Ж, К, ОС) Егоршино-Каменский р-н
	Апокатагенез (АК) стадии метаморфизма каменных углей от T до А. Глубина 5–7 км. T = 280–350° С	AK <sub>1</sub> AK <sub>2</sub> AK <sub>3</sub>	ПА ПА А	250	120 130 145	2,50 2,70 3,00	5	91 94	Полтаво-Брединский р-н (ПА, А) Домбаровское (А)

Примечание.  $R_s$  и  $R_0$  – величина отражения витринита, измеренная в воздухе и в масляной иммерсии соответственно;  $V^{daf}$  – выход летучих компонентов в сухом беззольном веществе;  $C^{daf}$  – содержание углерода в сухом беззольном веществе.

дения Серовского угольного района и Коркинского месторождения Челябинского бассейна. С использованием литературных данных сделаны выводы о палеоглубинах и палеотемпературах преобразования осадочных отложений других месторождений восточного склона Урала (см. табл.). Был изучен петрографический состав пород, проанализированы дифрактограммы пелитовой фракции, были измерены величины отражения витринитов в углях. По шкалам метаморфизма были сопоставлены и выяснены условия постседиментационного преобразования осадочной толщи, а также охарактеризованы геодинамические условия формирования осадочных комплексов.

Маньинская площадь является самым северным проявлением угленосных отложений палеозойского возраста на восточном склоне Урала. В структурном плане она приурочена к осадочному бассейну, имеющему унаследованный характер и развивавшемуся в течение длительного периода. Палеозойская эпоха угленакопления сменилась раннемезозойской. К северу от Маньинской площади расположен крупный буроугольный Северо-Сосьвинский бассейн, содержащий угли верхнетриасового и юрского возрастов.

Угленосные отложения Маньинской площади после погружения и захоронения подверглись воздействию повышенных температур и давлений, причем постседиментационные изменения, выявленные в них, являются характерными для стадии мезокатагенеза осадочных терригенных комплексов (см. табл.). Площадь приурочена к позднепалеозойско-раннемезозойскому межгорному прогибу субмеридионального простирания, структурно принадлежащая Тагило-Магнитогорскому синклинорию. Структура выполнена нижнекарбоновыми отложениями. Осадочный комплекс представлен конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже вулканогенно-осадочными породами (туфами и туфопесчаниками), а также пластами углей паралического генезиса различной мощности (от 0,5 до 2,5 м). Западное крыло впадины пологое, восточное срезано надвигом, висячее крыло которого сложено нижнедевонскими породами. Мощность угленосных отложений в пределах всей структуры изменяется от 500 до 1500 м. Осадочная толща прорвана дайками и силлами диабазов среднекарбонового возраста [Кривихин и др., 1995].

В угленосной толще осадков выделяется несколько литолого-фациальных циклов, которые закономерно сменяют друг друга в разрезе. В начале цикла развиты бассейновые отложения, которые сменяются озерно-болотным комплексом, и далее вверх по разрезу эти отложения перекрываются аллювиальными осадками, которые часто размывают верхнюю часть озерно-болотного комплекса [Кривихин и др., 1995]. Выделяется несколько литолого-фациальных циклов, которые закономерно сменяют друг друга. Мощность циклов небольшая: она составляет в среднем 60-70 м и является характерной для угленосных комплексов паралического генезиса. Угли нескольких генетических типов, в зависимости от количественного содержания микрокомпонентов и структуры угля, относятся к телинитовой, посттелинитовой и преколлинитовой группам по классификации ГИН РАН [Тимофеев, Боголюбова, 1971]. Уголь образовывался в условиях сильно обводненных торфяных болот с разной степенью устойчивости.

При выяснении степени метаморфизма углей большое значение имеет величина отражения витринита, определяемая петрографическими методами на микроскопах-фотометрах в воздушной или иммерсионной среде. Величины отражения витринитов используются в качестве природного палеотермометра, что позволяет прогнозировать глубину погружения осадка и температуру постседиментационных преобразований. Для Маньинской площади величина отражения витринитов в воздушной среде  $(10R_a)$  составляет 76–90%. Эти величины соответствуют стадии каменных углей и марке от длиннопламенных (Д) до газовожирных (Г, Ж), причем результаты измерений могут быть несколько занижены изза окисленности углей. В масляной иммерсии величина отражения витринитов ( $R_0$ ) составляет 0,70–1,16% (см. табл.).

Песчаники и алевролиты осадочного комплекса Маньинской площади по составу породообразующих компонентов относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатовым грауваккам. Постседиментационные преобразования пород сводятся к следующему. В песчаниках бассейнового комплекса выделяется поровый и пойкилитовый кальцитовый цемент ранней генерации с мозаичногранобластовой структурой. Кальцит только слегка корродирует обломочные частицы. В песчаниках аллювиального комплекса вторичные изменения более существенны и выражены преимущественным хлоритовым пленочным и хлоритово-каолинтовым поровым цементом. Аутигенный хлорит сложен чешуйками (около 0,005 мм) зеленоватого цвета, он образует нитевидные каемки вокруг зерен, переходя к центру отдельных пор в тонкоагрегатную массу, сменяемую чешуйками каолинита. Более поздним аутигенным образованием после хлорита является хорошо окристаллизированный кальцит, который сосредоточен в виде пятнистых включений вдоль трещинок спайности плагиоклазов, иногда образуя псевдоморфозы. Наблюдаются вростки аутигенной гидрослюды в обломки полевых шпатов. Преобразования песчаных пород в описанном разрезе соответствуют, судя по ассоциациям аутигенных минералов и вторичных структур, стадии мезокатагенеза. Характерными признаками принадлежности отложений к этой стадии постседиментационных преобразований являются: замещение вулканического стекла, преимущественно хлоритовый пленочный и хлоритово-каолинитовый поровый цемент, коррозия обломочных зерен карбонатом и иногда каолинитом, единичные конформные взаимоотношения обломков. Пелитовая фракция угленосных отложений Маньинской площади состоит из каолинита, смектитов и хлорита, в незначительных количествах в ней присутствуют кварц и полевые шпаты.

При сопоставлении результатов петрографического исследования, величин отражения витринитов и химических анализов с предлагаемыми шкалами палеотемператур и палеоглубин выясняется, что по показаниям величины отражения витринита ( $10R_a = 76-90\%$ ;  $R_0 = 0,70-1,16\%$ ), содержанию выхода летучих компонентов ( $V^{daf} = 35,31-37,0\%$ ) и содержанию углерода ( $C^{daf} = 79,38-85,65\%$ ), органическое вещество в осадочной толще Маньинской угленосной площади находится на стадии катагенеза (подстадии мезокатагенеза) и преобразовано до стадии метаморфизма газово-жирных углей. Это свидетельствует о том, что осадочная толща претерпела преобразования после осадконакопления при температуре 100–150° С и глубинах не более 3 км. Однако, глубина погружения осадочной толщи, по-видимому, была еще меньше, а преобразования до стадии мезокатагенеза происходили при повышенной температуре и влиянии стресс-метаморфизма при тектонических подвижках по зонам разломов.

Осадочные комплексы месторождений Серовского района находятся на стадии протокатагенеза, глубина их погружения не превышала 1-2 км, а палеотемпература была не выше 50-70° С. В Челябинском бассейне постседиментационные преобразования соответствуют стадии перехода от прото- к мезокатагенезу, и температура, по-видимому, не превышала 70-100° С. Месторождения Егоршино-Каменского и Полтаво-Брединского районов содержат высокометаморфизованные угли, палеотемпература преобразования осадочных толщ достигала 200-250° С (см. табл.). Не всегда такие различия в степени преобразования органического и минерального вещества в осадочном бассейне могли быть связаны с глубиной погружения осадочных комплексов. Отчасти причиной преобразования были тектонические движения, приводившие к стресс-метаморфизму и дополнительному притоку тепла из недр земли в виде ювенильных флюидов и газов.



Рнс. 2. Схема формирования осадочных комплексов в зоне перехода от подвижного пояса (возрожденного орогена) к платформе (восточный склон Урала)

a-в – схемы строения: a – зоны перехода (на примере района Челябинского угольного бассейна),  $\delta$  – верхней части литосферы в зоне перехода (по геофизическим данным) и миграции растворов и флюидов, e – осадочного комплекса, в том числе углеводородсодержащих отложений в предгорном прогибе зоны перехода; e – схема взаимодействия экзогенных процессов в зоне перехода от подвижного пояса к плите и влияние эндогенных факторов на осадочный углеводородсодержащий комплекс отложений

1-7 -осадочный чехол: 1 - кайнозойские отложения (P+Q), 2 - осадочный комплекс (T-J, K), 3-6 - литологические разности (3 - карбонатные породы, 4 - глины, 5 - пески и песчаники, 6 - гравелиты

### ОСОБЕННОСТИ ВЛИЯНИЯ ЮВЕНИЛЬНЫХ ФЛЮИДОВ И ГАЗОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОСАДОЧНОМ БАССЕЙНЕ

Угленосные осадочные отложения на определенных стадиях литификации при дегазации, уплотнении и перестройке минерального вещества и метаморфизме органического вещества могут явиться нефте- и газопродуцирующими толщами. К такому заключению приходят сейчас многие исследователи [Лукьянова, 1995; Соколов, 1995]. Механизм газо- и нефтеобразования в парагенезе с угольными бассейнами изучен недостаточно, и в большей степени разработан теоретически, но не подтвержден на конкретных геологических объектах. Традиционно считаются нефтепроизводящими осадочные породы, обогащенные сапропелевым органическим веществом (OB). Можно предположить и другой механизм газо- и нефтеобразования в угленосном бассейне, косвенными доказательствами которого, на наш взгляд, могут служить следующие факты.

При формировании осадочного бассейна важным процессом является проникновение газов и флюидов в литосферу по долгоживущим разломам, с которыми, как правило, связаны многие известные угольные бассейны. Это хорошо демонстрируется на примере месторождений восточного склона Урала (см. рис. 1). Парагенез угля, нефти и газа в осадочном бассейне, возникновение ювенильных флюидов и газов и особенности их влияния на формирование углеводородов в осадочном бассейне рассмотрены нами на примере Челябинского бассейна.

Челябинский грабен сформировался в конце палеозоя-начале мезозоя, возможно, вследствие сдвиговых подвижек по разломам, ограничившим на орогенном этапе Тагило-Магнитогорский синклинорий и смежный с ним Восточно-Уральский антиклинорий. Подвижки по разломам сопровождались вулканической деятельностью вплоть до середины или конца триаса [Газоносность..., 1979; Геология..., 1969; Расулов, 1982]. Это привело к формированию рельефа, характерного для областей действующих и недавно действовавших вулканов и окружающих их озерных котловин и речных долин.

В пределах Челябинского угольного бассейна с 1951 г. зафиксировано около 70 скважин с нефте- и газопроявлениями. В единичных случаях выделения нефти и битумов встречались при проходке шахт в Коркинском районе. Битумы, жидкая нефть и газ встречались в скважинах преимущественно в песчаниках, конгломератах и трещиноватых кремнисто-карбонатных породах в интервале глубин от 130 до 540 м. В ряде скважин вместе с самоизливом соленой воды происходило выделение газа. В водах обнаружен бром до 10 мг/л. Наличие

и конгломераты), 7 – вулканогенно-осадочный комплекс отложений (D–C; T–J<sub>1</sub>); 8 – платобазальты и базальты (C<sub>2</sub>) (рис. а и в); 9–11 – островодужный комплекс, осадочно-вулканогенные породы (D<sub>3</sub>; T–J<sub>1</sub>): 9 – туфа и лавы основного и среднего состава (S<sub>2</sub>, C<sub>1-2</sub>), 10 – туфы и лавы среднего и кислого состава (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; T–J<sub>1</sub>), 11 – разновозрастные туфобрекчии; 12–16 – кристаллический фундамент (верхняя высокоскоростная часть земной коры или "гранитно-метаморфический слой"): 12 – метаморфические серии пород (PT–E), 13 – их слоистые разновидности, 14 – ультраосновные породы, "зеленокаменный пояс" Урала, фрагменты океанической коры (PZ<sub>1-2</sub>), 15 – гранитовы "гранитного пояса" (PZ<sub>3</sub>), 16 – плагиограниты (PZ<sub>2</sub>); 17 – границы слоев; 18, 19 – разломы: 18 – в осадочном чехле, 19 – в фундамент; 20 – граница Мохоровичича; 21 – отражающие площадки сейсмических волн, 22 – возможные скорости продольных сейсмических волн; 24 – направление движения флюидов (a) и растворов (6); 25 – характеристики теплового потока ( $\Delta T$ , мВт/м<sup>2</sup>)

I-III - зоны: I - холодных растворов, II - термальных вод, III - артезианских вод

тяжелых углеводородов в составе газовых компонентов указывает на связь их с нефтеносностью, а наличие нефтепроявлений на незначительных глубинах (60-80 м) в зоне деметанизации угленосных отложений – на миграцию нефти с более глубоких горизонтов. Большинство известных нефтепроявлений приурочено к зонам продольных нарушений или их сопряжению с диагональными разрывами, большая часть которых относится к более поздней, возможно, позднемезозойской генерации. Материалы космических съемок, геологических и геофизических [Дружинин, 1975] исследований позволяют говорить о новейшей активизации этих разломов. На участке между Екатеринбургом и Челябинском отмечаются относительно высокая для Урала сейсмичность и интенсивность проявления современных тектонических движений [Ананьин, 1991; Трифонов и др., 1988]. Сейсмическая активность сопровождалась притоками радона и гелия в скважинах и источниках, приуроченных к зонам активизированных разломов [Ананьин, 1991; Макаров, Рассказов, 1985]. В северной части Челябинского грабена 7 скважин с нефтегазопроявлениями связаны со вторичными продольными нарушениями над разломом в центральной части грабена, 12 - с зоной Восточно-Камышенского разлома и 20 скважин – с зоной Восточного разлома [Газоносность..., 1979; Геология, 1969].

Активизация разломов с конца палеогена, в ходе новейшего ороге́неза увеличила проницаемость верхних слоев литосферы и создала дополнительные условия для формирования залежей углей, нефти и газа. Однако формирование конседиментационных диапироподобных структур типа Коркинской антиклинали, продолжавшееся вплоть до миоцена [Шульц, 1968], вероятно, привело к разрушению положительных структур осадочного чехла и вскрыло более, чем на три километра триасовые и юрские угленосные толщи, выведя или приблизив их к поверхности. Тем самым оказались частично разрушенными возможные залежи нефти и газа над участками промышленного угленакопления. Но, имея в виду тектоническую активизацию глубинных разломов Восточного Урала, современную сейсмичность северной части Челябинского грабена и присутствие гелия и тяжелых углеводородов в разведочных скважинах, можно предположить, что на глубинах более 3-5 км в коллекторах трещинного типа идет формирование и накопление промышленных запасов нефти и газа. Это происходит как за счет вертикальной миграции ювенильных газов и флюидов, так и за счет вертикальной и горизонтальной миграции углеводородов, переносимых потоками подземных вод с разных глубин залегания доюрских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ (рис. 2, а, в).

Таким образом, механизм нефтегазообразования предопределялся автоколебательными нелинейными процессами создания зон разуплотнения пород за счет дефлюидизации органического вещества осадочных пород или угля в температурных интервалах 60°, 120° и 220° С [Соколов, 1995]. Преобразования осадков при региональном метаморфизме и стресс-метаморфизме в зонах разломов повышает газо-нефтепотенциал осадочной толщи, а сейсмические явления, сопровождавшиеся периодическими подвижками по зонам разломов, способствовали притоку ювенильных газов и растворов с глубоких горизонтов литосферы (см. рис. 2, а, б). Аномальные тепловые поля, существующие под угольными бассейнами создали благоприятные условия для полной реализации улеводородного потенциала [Соколов, 1995; Хуторской, 1996]. Неоднократные тектонические перемещения по зонам заложившихся в процессе варисского орогенеза разломов Восточного склона Урала и, в частности Челябинского грабена, создали условия для накопления органического вещества, обогащавшегося притоками углеводородов и других мантийных газов и флюидов как на ранней стадии преобразования органического вещества, так и на более поздних стадиях. На фрагментах
рис. 2, б-г приведена схема взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов в зоне перехода от подвижного пояса к плите и их влияние на формирование и распределение углеводородсодержащих осадочных комплексов.

\* \* \*

Глубинные разломы, заложенные в позднеорогенную и посторогенную стадии развития Урала, в значительной мере предопределили локализацию и особенности накопления угленосных осадков. Выявлены признаки неоднократной активизации и усложнения зон таких разломов в мезозое и кайнозое до современности включительно. Степень преобразования осадков варьирует в зависимости не только от глубины залегания угленосной толщи и мощности перекрывающих пород, но и от геодинамической обстановки. Степень преобразования углей крайне неравномерна и достигает максимума в зонах влияния активизированных разломов.

Угленосные осадочные комплексы, как наиболее обогащенные растительным веществом, на определенных стадиях литификации (дегазации, уплотнении и перестройке минерального вещества) и преобразования органического вещества, как источника углеводородов, могли стать нефте- и газопродукцирующими толщами. На характер накопления и в большей мере преобразования осадочных комплексов большое влияние оказали дегазационные процессы в местах тектонической нарушенности верхних слоев литосферы. Зоны дегазации могут служить как индикаторами современной и древней активности, проницаемости и глубинности разломов, так и поисковыми признаками нефти, газа и, возможно, других неметаллических полезных ископаемых.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-65378).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аммосов И.И. Органическое вещество углей как показатель степени литификации осадочных пород // Угленосные формации и угольные месторождения. М.: Недра, 1968. С. 111–117.
- Ананьин И.В. Сейсмоактивные зоны Восточно-Европейской платформы и Урала // Комплексная оценка сейсмической опасности. М.: Наука, 1991. С. 106–121. (Вопр. инж. сейсмологии; Вып. 32).
- Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Т. 1. М.: Недра, 1979. 141 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 4. М.: Недра, 1969. 626 с.

- Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 141 с.
- Дружинин В.С. Выделение глубинных разломов по Свердловскому профилю (по данным ГСЗ) // Вопр. развед. геофизики. 1975. Вып. 107. С. 12–19.
- Еремин И.В., Броновец Т.М. Марочный состав углей и их рациональное использование. М.: Недра, 1994. 255 с.
- Жуков О.В. О цикличности осадконакопления и угленакопления на восточном склоне Урала. Свердловск: СГИ, 1963. 103 с. (Тр. СГИ; № 57).
- Кривихин С.В., Максимов В.А., Парфенов В.В., Русский В.И. Новый перспективный район на восточном склоне Урала // Геология угольных месторождений. Екатеринбург: УГГГА, 1995. С. 118–124.

Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд, 1995. 174 с.

Макаров В.И., Рассказов А.А. Неотектоническая глубинная структура и состав вод соленых озер, подземных минеральных вод и газов (на примере территории МНР) // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 183–184.

Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтеобразованием // XXV Междунар. геол. конгр.: Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. С. 47-62.

- *Расулов А.Т.* Тектоника раннемезозойских впадин Восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 42 с.
- Соколов Б.А. Нефтегазоносность Земли фундаментальная проблема естествознания // Геология и геохимия горючих ископаемых: (К 50-летию кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ, 1954–1995 гг.). М.: ВНИИзарубежгеология, 1995. С. 66–91.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. 220 с.
- Трифонов В.Г., Кожурин А.И., Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 196–206.
- *Трифонов В.Г., Макаров В.И., Кожурин А.И.* и др. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1988. 133 с.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во Ун-та дружбы народов, 1996. 289 с.
- Шульц С.С. О новейшей тектонике Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1968. Сб. 2. С. 45-60.
- Allen Ph.A., Allen J.R. Basin analysis. Oxford; L.: Blackwell, 1990. 443 p.
- Hamor-Vido M., Vicrion I. Vitrinite reflectance and smectite contents of mixed-layer illite/smectites in Neogene sequences of the Pannonian Basin, Hungary // Acta geol. hung. 1993. Vol. 36, N 2. P. 197-209.
- Laughland M.M., Underwood M.B. Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1992. Vol. 2. P. 25–43.

### ABSTRACT

The paper considers the tectonic position of heterochonous coal basins in the Urals. The evolution of geodynamic processes of formation of the coal basin structures is illustrated by the Urals eastern slope coalfields. The influence of long-lived (up to the recent time) faults on the coal generation and alteration is shown. The postsedimentary rock and organic matter transformation stages in coal basins are considered in relation to the problems of paragenesis of coal, oil and gas in the sedimentary basin. The authors suggest the model of the deepearth processes influence, including the juvenile fluids and gas circulation, on the hydrocarbon generation in the sedimentary basins.

# СТРУКТУРА КЫШТЫМ-МИАССКОГО РАЙОНА ЮЖНОГО УРАЛА И ПРОБЛЕМА СОЧЛЕНЕНИЯ МАГНИТОГОРСКИХ И ТАГИЛЬСКИХ КОМПЛЕКСОВ

# С.Г. Самыгин<sup>•</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>•</sup>, Т.И. Павленко<sup>••</sup>, К.Е. Дегтярев<sup>•</sup>

\*Геологический институт РАН, \*\*Геологический факультет МГУ

Тагильская и Магнитогорская структурно-формационные зоны составляют "зеленокаменную полосу" Урала и являются крайне западными зонами его палеоокеанического сектора [Тектоника..., 1977], в сложении которых опрепеляющая роль принадлежит островодужным комплексам. Их различия общеизвестны. Тагильскую зону традиционно выделяют на Северном и Среднем Урале, где вулканогенные формации островодужного типа накапливались в основном в течение лландовери-раннего девона. Вдоль западного края их выходов протягиваются вытянутые, изолированные друг от друга дунит-пироксенитгаббровые массивы Платиноносного пояса. К западу от последнего в виде цепочки небольших, часто протрузивных тел встречаются отдельные фрагменты офиолитовой ассоциации (Салатимский пояс). Магнитогорская зона занимает южный сегмент восточного склона Урала, возраст же распространенной в пределах ее западных частей островодужной ассоциации пород датируется в настоящее время по международной стратиграфической шкале поздним эмсом-живетом, местами франским веком. Широким развитием пользуются в разной степени дезинтегрированные офиолитовые комплексы, маркирующие на западе полосу макромеланжа так называемого Главного Уральского разлома (или надвига).

Считается, что смена Тагильской зоны Магнитогорской происходит в самой узкой части "зеленокаменной полосы" примерно на широте г. Кыштым, т.е. на границе Южного и Среднего Урала. Исследования, проведенные авторами на севере Южного Урала между городами Кыштым и Миасс (рис. 1) показали, что наиболее суженный, сутурный отрезок Магнитогорской зоны имеет отчетливо покровное строение, а его главная особенность состоит в тектоническом совмещении в пределах сутуры тагильских и магнитогорских разрезов, формировавшихся в различных структурах по периферии Уральского палеоокеана.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЫШТЫМ-МИАССКОГО РАЙОНА

Рассматриваемый отрезок Магнитогорской зоны представляет, как уже указывалось, максимально пережатую часть полосы развития зеленокаменно измененных среднепалеозойских пород, которая по региональных разломам, круто падающим на восток, с одной стороны граничит с преимущественно докембрийскими толщами зоны Уралтау палеоконтинентального сектора Урала, на севере сильно метаморфизованными (Уфалейский высокоградиентный комплекс), а с другой



**Рис. 1.** Схема распространения тагильских и магнитогорских комплексов на Среднем и севере Южного Урала

 иехол Западно-Сибирской плиты; 2 - палеоконтинентальный сектор Урала; 3-10 - палеоокеанический сектор: 3 - магнитогорские комплексы в одноименной зоне (а). и за ее пределами (только островодужные) (б), 4 - нижние члены офиолитовой ассоциации, серпентинитовый меланж Присакмарско-Вознесенской части Магнитогорской зоны и Серовско-Маукского пояса, 5 - тагильские комплексы в одноименной зоне (a) и в Челябинской полосе (б), 6 - гипербазитгаббровые массивы Платиноносного пояса, 7 - Ильмено-Вишневогорский щелочной комплекс, 8 - выходы докембрийского кристаллического основания, местами с палеозойским осадочным чехлом, Восточно-Уральской системы микроконтинентов и Ильменогорского блока, 9 - нерасчлененные осадочные, вулканические, плутонические и метаморфические комплексы Восточно-Уральской зоны, 10 - фронт раннекаменноугольного шарьирования в пределах Восточно-Уральской зоны; 11 - позднеордовикско-эйфельская трансформная зона (реконструкция не связана с современной покровно-складчатой структурой)

Тонкими рамками показаны контуры рис. 2, 4 и 5. Буквенные обозначения – города и поселки: Н – г. Невьянск, К – Карабаш, П – Поляковка, Б – г. Белорецк, М – Миндяк, Т – г. Троицк

стороны – с Ильменогорским зональным метаморфическим комплексом, содержащим реликты докембрийских образований.

Территория Кыштым-Миасского района с известными здесь колчеданными, золоторудными и тальковыми месторождениями неоднократно изучалась в процессе тематических, разведочных и крупномасштабных геолого-съемочных работ (А.Н.Заварицкий, Е.А. Кузнецов, В.С. Коптев-Дворников, Т.И. Фролова, А.Д. Ракчеев, В.Д. Яковенко, С.А. Зорин, В.В. Бабкин и др.). При этом внутренняя структура района рассматривалась либо как система крутых изоклинальных складок (в основном синклинальных), осложненных продольными разрывами [Фролова, 1956], либо как блоково-чешуйчатая с практически повсеместно моноклинальным падением всех толщ к востоку [Ракчеев, 1977]. Крайне слабо была проведена корреляция этих толщ со "стратотипическими" вещественными комплексами, распространенными южнее и севернее по простиранию зеленокаменной полосы. Анализ всех доступных геологических материалов и собственные полевые исследования позволили авторам обосновать новую точку зрения на строение Кыштым-Миасского района.

Проведенные работы показали, что породы Кыштым-Миасского района смяты в систему запрокинутых к западу протяженных линейных складок, в разной степени рассланцованы (обычно интенсивно) и претерпели, как правило, низкотемпературный метаморфизм. Складчатая структура осложнена многочисленными





Положение профилей А-Б и В-Г см. на рис. 2. Широтный профиль Х-Х через Сугомакский гипербазитовый массив находится в 4 км к северу от рис. 2; составлен по данным В.Д. Яковенко и др. (1970 г.)

I – тальково-карбонатные породы. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

субсогласными срывами и чешуйчатыми взбросо-надвигами, которые часто сопровождаются приразломными бластомилонитами и пликативными дислокациями, и местами рассечена поперечными или кососекущими, малоамплитудными преимущественно правосторонними сдвигами. Нами выделены два основных структурных комплекса – аллохтонный и параавтохтонный, – отличающихся возрастом и типами разрезов.

Аллохтонный комплекс сложен породами Магнитогорской зоны и выполняет две синформы, протягивающиеся с небольшими перерывами через весь район (рис. 2, см. вкл.; 3, 4). На юге между этими синформами обнажается еще "запечатанный" тектонический покров [Павленко, Кузнецов, 1997], структурно входящий в подстилающий параавтохтонный комплекс (см. рис. 4). Обе синформы, также как и "запечатанный" покров, отчетливо трассируются подстилающими их серпентинитами и мономиктовым серпентинитовым меланжем. У Западной синформы



Рис. 4. Схема геологического строения Миасского участка. Составлена Н.Б. Кузнецовым, Т.И. Павленко и К.Е. Дегтяревым с использованием материалов В.В. Бабкина и др. (1982 г.)

1-4 – магнитогорские комплексы: 1 – аллохтон Восточной синформы: вулканогенные и вулканогенноно-осадочные породы основного, среднего и кислого состава (аналог баймак-бурибаевской свиты,  $D_1e_2$ ?), известняки ( $D_2ef_1$ ); 2-4 – первый неоавтохтон: 2 – терригенно-карбонатные осадки ( $C_1$ ), известняки ( $C_1v_2$ -s), 3 – известняки и сланцы ( $C_1t_2$ - $v_1$ ), 4 – граувакковые флишоиды (зилаирская свита,  $D_3$ fm- $C_1t_1$ ); 5 – кремнистые сланцы (мукасовский горизонт,  $D_3f_2$ ); 6-8 – параавтохтонный (тагильский) комплекс: 6 – карбонатно-туффитовые отложения, субщелочные вулканиты ( $D_1e-D_2ef_1$ ?), 7 – рифогенные известняки ( $D_1p$ ), 8 – осадочно-вулканогенные породы андезито-базальтового состава (именновская свита,  $S_1v-S_2$ ld). Остальные условные обозначения см. на рис. 2

хорошо выражено южное центриклинальное замыкание; северная центриклиналь частично срезана западным граничным (по отношению ко всей зеленокаменной полосе) надвигом. Северная центриклиналь Восточной синформы сохранилась полностью, зато в значительной мере подорвано ее восточное крыло. От широты Челябинска до г. Миасс эта синформа срезается восточным граничным разломом, затем продолжается, постепенно расширяясь, далеко на юг. В Западной синформе нижним структурным элементом (структурной единицей) является серпентинитовый меланж, слагающий самостоятельную тектоническую пластину мощностью до 0,5–1 км. В строении меланжа участвуют крупные блоки длиной 2 км и длиннее, более мелкие тела и глыбы массивных слабо серпентинизированных гипербазитов, габбро, габбро-диабазов, кварцевых диоритов, погруженные в серпентинитовый матрикс.

Вышезалегающая структурная единица, образующая ядро западной синформы, наиболее полно обнажена на Кыштым-Карабашском участке (см. рис. 2, 3). Снизу вверх она представлена следующей последовательностью различных толщ, контакты между которыми большей частью тектонически сорваны:

1. Диабазы, диабазовые порфириты, порфиритоиды, редкие прослои кварцевохлоритовых сланцев и эдафогенных песчаников основного состава, единичные линзы мраморизованных известняков. Возраст пород неизвестен, предположительно это конец силура – первая половина раннего девона. Максимальная видимая мощность не превышает 300–350 м. На юге участка толща расслоена пластообразными телами серпентинитов.

2. Пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые порфириты андезито-базальтового, реже базальтового состава, их туфы, туфопесчаники и туффиты (до 400 м). Этот характерный набор пород является фрагментом разреза ирендыкской свиты (D<sub>1</sub>e<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>)<sup>1</sup>.

3. Миндалекаменные диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, мелкообломочные гиалокластиты, тонкие прослои кварцитовидных сланцев и красноцветных кремнисто-глинистых туффитов (300–450 м). Толща относится к карамалыташской свите (D<sub>2</sub>ef).

4. Сложно перемежающиеся по простиранию и в разрезе пачки различных вулканогенных и вулканотерригенных пород преимущественно среднего и кислого состава (андезитового, андезито-дацитового, дацитового), внизу и вверху прослои туфосилицитов, кремнистых, углеродисто-кремнистых и филлитизированных глинистых сланцев, в нижней части горизонты мраморов и известняков с остатками кораллов верхов эйфеля [Ракчеев, 1977]. Видимая мощность всей толщи колеблется в пределах 700–1000 м. Она уверенно сопоставляется с улутауской свитой (D<sub>2</sub>ef<sub>2</sub><sup>2</sup>-D<sub>3</sub>f<sub>1</sub>) более южных районов.

Восточная синформа имеет похожее с Западной строение. Нижняя структурная единица (средняя мощность 500-600 м, максимальная – до 1300 м) сложена сильно дезинтегрированной офиолитовой ассоциацией пород: разновеликими пластинами и блоками в разной степени серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и лерцолитов, габбро, диабазов, миндалекаменных диабазов, базальтов с глыбами и линзами яшмовидных пород, а также фрагментами осадочного разреза, представленного глинисто- и углеродисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами, кремнистыми туффитами, алевролитами, иногда песчаниками и кремнеобломочными брекчиями гравийной размерности. Осадки и основные вулканиты традиционно объединяются в поляковскую "свиту", состоящую, как было установлено в районе с. Поляковка и южнее (см. рис. 1), из двух разновозрастных формаций: (яшмо)-базальтовой с конодонтами O<sub>1</sub>a<sub>7</sub>-O<sub>2</sub>ld [Иванов и др., 1989] и О<sub>3</sub> [Иванов, Иванов, 1991]и туффито-терригенно-кремнистой с подчиненным количеством внизу диабазов и спилитов, в которой найдены граптолиты лландовери и конодонты нижнего девона, включая низы эмса [Стратиграфия..., 1993].

Верхняя структурная единица образована только двумя толщами:

1. На севере (см. рис. 2) обнажаются пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые,

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Здесь и далее возраст свит дается согласно международной стратиграфической шкале по [Стратиграфия..., 1993].

реже плагиоклазовые порфириты и их акватуфы ирендыкской свиты  $(D_1e_2-D_2ef_1)$ , максимальная мощность которых не превышает 700 м. Вулканиты имеют андезито-базальтовый, базальтовый, в гораздо меньшей степени андезитовый состав. Среди них встречаются горизонты тефрогенных песчаников, внизу – редкие прослои кремнисто-углеродистых сланцев и кремнистых туффитов. К северу от долины р. Миасс разрез нарушен линейно вытянутыми протрузиями серпентинитов.

На юге (см. рис. 4) распространены лавы и туфы основного и кислого состава, порфириты среднего состава, туфогенно-осадочные образования различной гранулометрии – от туфоконгломератов до пелитовых туффитов, вверху встречаются линзы известняков. В формационном отношении этот набор пород очень близок к разрезу баймак-бурибаевской свиты, который накапливался одновременно с нижней частью ирендыкской свиты в смежной вулканической палеогряде. В известняках обнаружены конодонты D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub> [Стратиграфия..., 1993], что позволяет считать их аналогами гадилевской толщи.

2. Верхняя толща является аналогом улутауской свиты  $(D_2ef_2^2 - D_3f_1)$  и сохранилась в пределах Восточной синформы только на Кыштым-Карабашском участке (см. рис. 2). Нижняя пачка (300-0 м) сложена туфами и туфобрекчиями андезито-дацитового, дацитового состава, прослоенными кремнистыми туффитами, филлитовидными сланцами и линзами полосчатых кремней. Вышележащая часть разреза перекрывает различные горизонты нижней пачки, а на севере – породы ирендыкской свиты. Здесь преобладают глинисто-кремнистые осадки и вулканомиктовые песчаники (200 м), содержащие единичные прослои андезитодацитовых порфиритов или их туфов; в основании выделяется горизонт кварцитовидных сланцев с мелкими линзами мраморов. В южном направлении в возрастающем количестве появляются различные туфы и тефроиды среднекислого состава, подстилаемые местами мраморизованными известняками. Мощность верхних пачек увеличивается в 1,5-2 раза.

Параавтохтонный комплекс служит тектонической постелью рассмотренных аллохтонов и имеет различное строение на севере и юге изученной территории. На севере (см. рис. 2) в его сложении участвуют образования только Тагильской зоны, обнажающиеся на двух сравнительно небольших по площади участках. На более южном из них породы моноклинально погружаются на восток, под аллохтонный комплекс западной синформы. С запада на восток от взбросо-надвиговой границы с Уфалейским метаморфическим комплексом наблюдается следующая последовательность:

1. Таловский дунит-габбро-пироксенитовый массив с диоритами, являющийся самым южным массивом Платиноносного пояса [Кузнецов, 1939; Иванов, 1981].

2. Диабазы, диабазовые порфириты с прослоями эдафогенных песчаников (до 300 м); наиболее вероятный возраст – ранний силур, лландовери.

3. Альбитизированные ортофиры (трахиты), андезито-дацитовые порфириты и их туфы, туфопесчаники смешанного состава, редко базальтовые порфириты (более 300 м), линзы мраморизованных известняков, в наиболее мощных (до 250 м) из которых найдены, по данным В.Д. Яковенко и др. (1970 г.), криноидеи нижнего девона, а также кораллы верхнего силура [Фролова, 1956]. На основании этих находок и с учетом петрографических особенностей вулканитов толща сопоставляется с туринской свитой (S<sub>2</sub>p-D<sub>1</sub>).

4. Кварцсодержащие песчаники с обломками костей рыб и остатками флоры среднедевонского облика [Ракчеев, 1977], обнажающиеся в единичных выходах, которые на рис. 2 не показаны.

Севернее породы параавтохтонного комплекса вскрываются в тектоническом полуокне между двумя синформами, образуя сложно дислоцированную узкую антиклиналь (см. рис. 3, разрез А–Б). От северной границы района они непрерывно протягиваются дальше, в Тагильскую зону. Разрез смят в складки разного порядка, сильно рассланцован и нарушен многочисленными разрывами. Часто встречаются порфиритоиды, зеленые сланцы по вулканитам основного-среднего состава, характерны пачки вулканомиктовых песчаников и алевролитов кислого состава, переслаивающихся с кварцитовидными, углеродисто-кремнистыми сланцами и филлитами, линзы и горизонты мраморов, известковистых песчаников. Осадочные флишеподобные пачки тяготеют в основном к видимым верхам разреза и аналогичны таковым в туринской свите  $(S_2p-D_1l)$ . Подавляющее большинство пирокластолитов и эффузивов слабо дифференцировано по своему составу и отвечает в целом андезито-базальтовой формации, выделяемой севернее как именновская свита  $(S_1v-S_2ld)$ .

В Миасском районе рассматриваемый комплекс занимает гораздо большую площадь, чем на севере, и состоит из трех структурных единиц, последовательно перекрывающих друг друга (см. рис. 4). Две нижние из них образуют Горбатовскую антиформу северо-восточного простирания, осложненную более мелкими складками и продольными взбросами. Антиформа имеет асимметричное строение с запрокинутой к северо-западу осевой плоскостью. В ядре, являющемся тектоническим окном с антиклинальным в целом внутренним строением, обнажается параавтохтонный комплекс тагильского типа – толща порфиритов основного состава, их туфов и лавобрекчий, содержащая прослои тефрогенных песчаников и линзы известняков (до 500 м), которая сопоставляется с именновской свитой (S<sub>1</sub>v-S<sub>2</sub>ld). Выше залегают трахитовые, трахиандезитовые, реже трахибазальтовые порфириты, их туфы и тефроиды с подчиненными прослоями кремнистых туффитов, известняков и невыдержанными горизонтами конгломератов в основании (общая мощность порядка 450 м). Вулканитам, повидимому, комагматичны малые интрузии сиенитов и сиенит-порфиров. В целом перечисленные породы отвечают туринской свите (S<sub>2</sub>p-D<sub>1</sub>). Они сменяются толщей биогермных известняков (250-400 м) с криноидеями и кораллами второй половины нижнего девона (данные В.В. Бабкина и др., 1982 г.) и конодонтами пражского яруса [Маслов, Артюшкова, 1987]. Характерной особенностью этих известняков является отсутствие в них терригенной и вулканогенной примесей. Известняки надстраиваются ритмично переслаивающимися известковистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, содержащими прослои кремнисто-глинистых туффитов, покровы трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов. Эта толща видимой мощностью 200-300 м выполняет ядра синклиналей второго порядка и соответствует краснотурьинскому комплексу ( $D_1e-D_2ef_1$ ), описанному в восточной части североуральского сегмента Тагильской зоны (Язева, Бочкарев, 199361.

Юго-западная периклиналь и крылья Горбатовской антиформы сложены средней структурной единицей видимой мощностью 500-600 м, состоящей из двух аллохтонных пластин с фрагментами толщ Магнитогорской зоны. Нижняя пластина образована мономиктовым серпентинитовым меланжем, который обнажается на юго-западной периклинали и вдоль северо-западного крыла антиформы. Верхняя пластина тектонического покрова сохранилась на юго-восточном крыле и по юго-западному замыканию этой структуры, где представлена породами карамалыташской свиты (диабазы, базальтовые, иногда андезитовые порфириты, гиалокластиты, местами кварцевые альбитофиры, прослои и линзы красных кремнистых туффитов, рвущие тела и дайки габбро-диабазов, плагиогранитов, плагиогранит-порфиров) и нижней части улутауской свиты (мелкообломочные вулканотерригенные осадки, тефроиды, туфосилициты, отдельные маломощные покровы эффузивов андезито-базальтового, реже андезитового состава).

Верхняя структурная единица является фактически первым неоавтохтоном, который "запечатывает" аллохтонные пластины Горбатовской антиформы. Нео-

автохтон представлен верхними членами стратиграфического разреза крайне западной части Магнитогорской зоны. В основании практически повсеместно прослеживается маркирующий горизонт (50-100 м) кремней и углеродистокремнистых алевропелитов с конодонтами D<sub>3</sub>f<sub>2</sub> [Артюшкова, 1985], являющийся аналогом мукасовского горизонта и несогласно залегающий на различных пачках подстилающих пластин. Выше следует зилаирская свита (D<sub>3</sub>fm-C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>): граувакковые и полимиктовые песчаники, ритмично чередующиеся с гравелитами, конгломератами, алевролитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (500-800 м). Внизу конгломераты местами переполнены разно окатанными обломками сланцев, диабазов, различных порфиритов, альбитофиров, габброидов, диоритов, пироксенитов, плагиогранитов и плагиогранит-порфиров; в песчаниках встречаются зерна серпентинита. Состав кластического материала, несколько варьирующий от места к месту, почти полностью соответствует набору пород в аллохтонных пластинах средней структурной единицы. Примечательно, что отсутствуют обломки субщелочных вулканитов и магматитов, а также известняков, широко распространенных в нижней структурной единице. Очевидно, в зилаирскую эпоху они здесь не размывались, будучи погребены под тектоническим покровом средней структурной единицы.

Отложения зилаирской свиты перекрывают юго-западную периклиналь Горбатовской антиформы и протягиваются вдоль юго-восточного ее крыла, погружаясь под аллохтон Восточной синформы. Из-под него на дневную поверхность экспонируется выклинивающаяся к северу полоса выходов, характерных для туринской свиты (S<sub>2</sub>p-D<sub>1</sub>l) вулканогенно-осадочных пород с блоками известняков нижнего эмса [Стратиграфия..., 1993], которые слагают самостоятельную тектоническую пластину восточнотагильского комплекса. На юге северо-западного крыла Горбатовской антиформы граувакковые флишоиды зиланрской свиты надстраиваются толщей черных полимиктовых песчаников, гравелитов с прослоями алевролитов, углисто-глинистых сланцев, известняков (C<sub>1</sub>t<sub>2</sub>-v<sub>1</sub>, примерно 200 м) и органогенными известняками с прослоями карбонатных песчаников и углисто-карбонатно-глинистых сланцев (С1v2-s, 100-150 м). Терригенно-карбонатные осадки нижнего карбона подстилают аллохтонный комплекс Западной синформы на ее центриклинальном замыкании. На крайнем севере площади их выхода они, в свою очередь, трансгрессивно налегают на небольшую пластину гипербазитов, надвинутую на зону Уралтау; зилаирские граувакки из разреза первого неоавтохтона здесь выпадают (см. рис. 4).

Таким образом, в Кыштым-Миасском районе все толщи Магнитогорской зоны, датируемые ордовиком-средним или началом позднего девона, находятся в аллохтонном залегании, слагая смятые в складки тектонические покровы (шарьяжи). Покровы состоят, как правило, из нескольких тектонических пластин, отличающихся полнотой и, в меньшей степени, типом разрезов. Подошва покровов почти всюду маркируется полосами и линзами серпентинитов, реже полями серпентинитового меланжа. Эти образования, возникшие в процессе тектонического сгруживания и выдвижения покровов и игравшие при этом роль "смазки", слагают нижние шарьяжные пластины, в строении которых участвуют с очень редкими исключениями только фрагменты офиолитовой ассоциации. Офиолиты пространственно разобщенных в складчатой структуре пластин имеют, по-видимому, разный возраст, о чем можно судить по их вулканогенным членам, принадлежащим к толеитовой серии. В Западной синформе сильно дезинтегрированный габбро-гипербазитовый комплекс тесно связан с диабазами и другими обычно сильно измененными основными вулканитами, накопившимися в конце силура-первой половине раннего девона, а также с формационно близкой к ним кремнисто-базальтовой толщей, которая сопоставляется с карамалыташской свитой (D<sub>2</sub>ef). В "запечатанном" покрове Горбатовской антиформы с меланжированным меланократовым комплексом основания ассоциируют только карамалыташские вулканиты, отличающиеся слабо выраженным контрастным типом дифференциации. В Восточной синформе серпентинитовый меланж нижней пластины включает породы поляковской "свиты", часть которых относится к яшмо-базальтовой формации среднего-верхнего ордовика.

Верхние составляющие тектонических покровов представлены главным образом островодужной ассоциацией пород – в разной степени дифференцированными известково-щелочными вулканитами и сопровождающими их вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями ирендыкской и улутауской свит (Западная и Восточная синформы) или одной улутауской свиты (Горбатовская антиформа). По сравнению с офиолитовыми, островодужные разрезы не меланжированы, однако контакты между толщами, пачками, а иногда и отдельными горизонтами различной компетентности часто сорваны. Границы с подстилающими образованиями обычно тектонические, но местами наблюдаются и достаточно постепенные, с переслаиванием, переходы между ними. Поэтому в строгом смысле островодужные серии аллохтонов самостоятельные тектонические покровы не образуют. Каждый аллохтон – Западной и Восточной синформ, Горбатовской антиформы – является естественным структурно-вещественным комплексом с закономерно меняющейся снизу вверх последовательностью формаций. Наиболее близки разрезы Западной синформы и Горбатовской антиформы; разрез Восточной синформы отличается от них в первую очередь за счет нижней, доостроводужной серии пород. Общий характер и определенное сходство, при несомненных различиях, в строении и составе всех трех аллохтонных разрезов указывает на их формирование по соседству друг с другом в пределах краевой части подводной вулканической дуги и прилегавшего к ней предостроводужного бассейна. Геодинамические условия накопления отдельных толщ будут вкратце обсуждены ниже.

Офиолитовые и островодужные серии Магнитогорской зоны были надвинуты в западном направлении в первую очередь на тагильский островодужный комплекс. Из слагающих его в Тагильской зоне формаций на рассматриваемой территории обнажаются: спилит-диабазовая ( $S_1$ !?, только возле Таловского платиноносного массива), андезито-базальтовая именновская ( $S_1v-S_2$ ld), трахит-(трахи)базальтовая (в районе г. Карабаш – трахиандезит-дацитовая) туринская ( $S_2p D_1$ l), известняково-рифогенная ( $D_1p$ ) и карбонатно-туффитовая трахибазальтандезитовая краснотурьинская ( $D_1e-D_2ef$ ). Две последние формации вскрываются только в южной части территории. На севере породы туринской свиты надстраиваются среднедевонскими наземно-терригенными осадками. В целом же на участке Карабаш-Миасс в полосе шириной не более 5 км совмещены формации, распространенные как на западе, так и на востоке Тагильской зоны и разделенные в североуральском ее сегменте расстоянием в 30–35 км.

Время наиболее раннего шарьирования уверенно устанавливается в Миасском районе – начало позднего девона. Надвигание здесь произошло в подводных условиях в конце улутауской эпохи. Первый тектонический покров был запечатан неоавтохтонным горизонтом относительно глубоководных кремнистых пород  $(D_3f_2)$ , после чего стали накапливаться граувакковые флишоиды зилаирской свиты  $(D_3fm-C_1t_1)$ . Их появление знаменовало наступление на всем Южном Урале главного этапа шарьирования [Тектоника..., 1977]. Зилаирские граувакки формировались в прогибе непосредственно перед фронтом надвигавшихся пластин в значительной степени за счет их размыва. Противоположный борт прогиба, сложенный ранее возникшим тектоническим покровом, по-видимому, также размывался. При новом перемещении пластин Магнитогорской зоны в шарьирование были местами вовлечены также и породы тагильской "постели". Ось предшарьяжного прогибания со временем сместилась в направлении движения пластин: сменившие граувакковые флишоиды терригенно-карбонатные осадки нижнего карбона трансгрессивно перекрыли приуралтауский край постепенно мелевшего прогиба. В конце раннего или на рубеже раннего и среднего карбона неавтохтонный разрез был полностью погребен под вторым аллохтоном. В дальнейшем все структурные единицы, включая тагильский параавтохтон, были совместно смяты, расчешуены и вновь надвинуты в сторону зоны Уралтау. Масштабы такого "сухого" надвигания были несравненно меньше предшествовавшего внутрибассейнового шарьирования.

На основании изложенного сценария тектонических событий нетрудно восстановить первоначальный латеральный ряд разрезов той части Магнитогорской зоны, который слагают аллохтонные структуры. Наиболее вероятно, что крайне западными из них (в современных координатах), первыми надвинутыми на тагильский "автохтон", должны были быть толщи "запечатанного" аллохтона Горбатовской антиформы. Восточнее до шарьирования находился разрез Западной синформы, а затем – Восточной. В таком случае с востока на запад фиксируется последовательное омоложение меланократового основания магнитогорского комплекса, а также редуцирование его островодужной серии: в Горбатовском аллохтоне отсутствует ирендыкская свита, столь характерная для всей западной полосы Магнитогорской зоны. Возможные причины этого мы рассмотрим в следующем разделе.

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАГНИТОГОРСКИХ И ТАГИЛЬСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛЬСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ

Как было показано в ряде работ, формационные комплексы магнитогорского типа распространены не только в одноименной тектонической зоне, но протягиваются с некоторыми перерывами почти через весь Урал [Смирнов, 1971; Тектоника..., 1977; Перфильев, 1979; Коротеев и др., 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Ведерников, 1984; Иванов, Иванов, 1991], располагаясь всюду восточнее разрезов Тагильской зоны. На Среднем Урале границей между ними служит Серовско-Маукский пояс тектонизированных серпетинитовых массивов и серпентинитового меланжа (см. рис. 1), залегавших в основании западномагнитогорских толщ и полого надвинутых, судя по геофизическим данным [Соколов, 1988], на Тагильскую зону. Этот пояс, начинающийся на широте г. Кыштым с Сугомакского массива, является прямым продолжением к северу описанных нами аллохтонов Кыштым-Миасского района (см. рис. 2, 3), шарьирование которых в западном направлении закончилось на рубеже раннего и среднего карбона. Часть же восточномагнитогорских комплексов была в послесредневизейское время шарьирована на восток, в сторону Восточно-Уральской системы микроконтинентов [Язева, Бочкарев, 1993, а].

Что касается Тагильской тектонической зоны, то относящиеся к ней толщи обнажаются не только в Кыштым-Миасском районе. Южнее в Присакмарско-Вознесенской полосе макромеланжа Магнитогорской зоны также встречаются разобщенные фрагменты тагильского островодужного разреза (рис. 5). Здесь они слагают отдельные пластины и блоки, круто залегающие среди серпентинитов. Примерно до широты с. Поляковка (см. рис. 1) широко распространены рифогенные известняки с многочисленной фауной самых верхов силура, разных горизонтов нижнего девона и эйфеля [Гиниятуллин, 1984; Маслов, Артюшкова, 1987; Стратиграфия..., 1993]. С ними обычно ассоциируют различные вулканиты



Рис. 5. Схема геологического строения Аушкуль-Нуралинского участка. Составлена С.Г. Самыгиным с использованием материалов Б.М. Садрисламова и др. (1960 г.), Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой и др. (1961 г.)

I – олистостромовая фация зиланрской свиты (D<sub>3</sub>fm-C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>); 2–4 – Нуралинский массив офиолитов: 2 – роговообманковые габбро, в том числе гнейсовидные, габбро-диориты и диориты, 3 – полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая серия, 4 – лерцолиты, гарцбургиты и дуниты; 5–7 – тагильский комплекс: 5 – сиениты, кварцевые сиенит-порфиры, сиенито-диориты (D<sub>1</sub>?), 6 – кремнисто-вулканомиктовые отложения туринской(?) свиты (S<sub>2</sub>p–D<sub>1</sub>l), 7 – вулканиты андезито-базальтового и базальтового состава (S<sub>1</sub>l<sub>2</sub>?). Остальные условные обозначения см. на рис. 2 и 4

основного и среднего состава, относящиеся к известково-шелочной и, реже. субщелочной сериям, а также кремнисто-вулканотерригенные осадки, рвущие их тела или бескорневые глыбы в меланже сиенитов, кварцевых сиенит-порфиров, сиенит-диоритов. Все эти породы представляют разрозненные части туринской свиты  $(S_2p-D_1l)$  и краснотуринского комплекса  $(D_1e-D_2ef)$ . Доля собственно вулканических образований среди них намного меньше, чем в Кыштым-Миасском, районе, зато заметно большую роль играют карбонатные отложения. Кроме того, неизвестны выходы венлок-лудловских пород островодужного типа. Лишь по восточному краю полосы макромеланжа, вдоль северо-западного подножья хр. Кумач (см. рис. 5) рядом с блоками поляковской "свиты" обнажаются порфировые базальты и андезито-базальты с небольшим количеством андезитовых порфиритов и липарит-порфиров и обильными прослоями грубообломочных туфов и туффитов. Однако возраст этой формации в 30-35 км к юго-юго-западу от оз. Аушкуль датируется средним лландовери [Знаменский, 1994]. Здесь вулканитам комагматичны многочисленные дайки и малые интрузии габбро и габбродиоритов. Южнее породы тагильской островодужной ассоциации не прослеживаются.

Сокращение полноты тагильского островодужного разреза в южном направлении, изменения в его вещественном составе, особенности распространения отдельных формаций по простиранию – все это указывает на фациальное выклинивание силурийско-раннедевонской вулканической дуги на севере Южного Урала. Продолжением ее служила, как считают Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1995], другая островодужная структура, находящаяся на крайнем востоке обнаженной части Южного и юга Среднего Урала (см. рис. 1).

Здесь к востоку от Востночно-Уральской системы микроконтинентов протягивается полоса островодужной ассоциации пород, которая в целом аналогична тагильской по возрасту, составу и общей направленности изменения формационного ряда [Коротеев и др., 1979; Язева, Бочкарев, 1995; Шурыгина, Милицина, 1996 а, б; и др.]. В этой полосе распространены формации: известково-щелочные базальт-андезитобазальтовая  $(S_11)$ , дацит-андезитовая  $(S_1v_2-S_2ld_1)$  и андезито-базальтовая  $(S_1v_2-S_2ld_1)$ , субщелочная трахибазальтовая  $(S_2p-D_1l_1)$ , а также известняково-рифогенная  $(S_2v_2-D_2ef_1)$ . Их отличия от "стратотипических" формаций Тагильской зоны второстепенны и заключаются в основном в меньших масштабах проявления вулканизма определенного петрохимического состава, особенно субщелочного, и в несколько меньшей мощности карбонатного разреза. Кроме того, отсутствуют крупные платиноносные гипербазит-габбровые массивы, отмечаются только небольшие тела сходного строения [Язева, Бочкарев, 1995].

Исходя из кулисного расположения силурийско-раннедевонских островодужных комплексов Тагильской зоны и Челябинской полосы Восточно-Уральской зоны, можно предположить, что синхронно существовавшие и одинаково эволюционировавшие две вулканические дуги соединялись в свое время трансформным разломом (см. рис. 1). Следы его в современной структуре Урала, сформировавшейся в результате многократно повторявшихся процессов тектонического скучивания и гранитизации, сохранились, по-видимому, только на западе, где представлены рядом магматических образований, которые в определенной степени аномальны по отношению к окружающим толщам. К их числу авторы относят:

1) миаскиты Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса, внедрившиеся из мантийного источника на рубеже среднего и позднего ордовика (446 млн лет по данным Rb-Sr изохронного метода [Кононова и др., 1983]);

2) диориты и близкие к плагиогранитам кварцсодержащие разности, приуроченные к полосе серпентинитового меланжа, которая протягивается с северовостока на юго-запад непосредственно западнее оз. Аушкуль (см. рис. 5); югозападнее этого озера их возраст датируется разными авторами интервалом 450-453 млн лет [Знаменский, 1994];

3) пикрит-базальтовые порфириты в той же полосе меланжа, залегающие на южной окраине с. Вознесенка (11 км к юго-западу от оз. Аушкуль) структурно выше предыдуших диоритов и стратиграфически ниже известняков пржидолиялохкова;

4) покровы и силлы диабазов с редкими линзами известняков, подстилающие породы ирендыкской свиты и тесно связанные с меланжированным габбро-гипербазитовым комплексом, прослеживающимся от г. Карабаш через Миасский район (Западная синформа, см. рис. 2, 4) и Аушкуль-Нуралинский участок (см. рис. 5) до д. Шарипово сразу за границей его юго-западного угла, где в известняках, по данным Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой и др. (1961 г.), найдены кораллы самых верхов силура и девона;

5) габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, обнажающиеся в виде блоков в меланже несколько западнее диабазов и близкие к ним по возрасту (399 млн лет согласно U-Pb определениям по циркону [Смирнов, 1995]);

6) гипербазиты офиолитовой ассоциации лерцолитового типа, встречающиеся среди серпентинитового мономиктового меланжа Восточной синформы к югу от г. Миасс (см. рис. 4) и слагающие Нуралинский и Миндякский "целиковые" массивы [Савельева, 1987] (см. рис. 1 и 5); краевая часть массива Нурали прорывается раннедевонскими габбро-диоритами (см. статью Г.Н. Савельевой и др. в настоящем сборнике), в силу чего возраст гипербазитов можно условно датировать рубежом силур-девон;

7) яшмо-диабазовая толща, присутствующая в той же полосе, что и толща 4; на южной окраине дер. Шарипово в ней найдены конодонты среднего девона [Стратиграфия..., 1993]; сопоставляется с карамалыташской свитой (D<sub>2</sub>ef).

Все перечисленные магматические продукты разного состава и возраста были сосредоточены в относительно узкой трансформной зоне, которая отличалась повышенной активностью в разных своих частях с конца среднего ордовика и, по крайней мере, по эйфель включительно. Чтобы выяснить вероятные причины ее возникновения и характер взаимодействия с ранними островодужными системами Урала, попытаемся в очень сжатом виде реконструировать и графически смоделировать некоторые основные тектонические события на Уральской окраине палеоконтинента Балтия.

Вдоль этой окраины, существовавшей уже в позднем докембрии [Ružencev, Samygin, 1979; Самыгин, Лейтес, 1986], в конце раннего-среднем ордовике появляются новые бассейны с океанической корой – Салатимский на Северном Урале и Сакмарский на Южном (северное окончание этого бассейна находится несколько южнее г. Белорецк, см. рис. 1). Время их появления хорошо коррелируется с эпизодическим изменением направления и ускорением вращения Балтии и резким возрастанием скорости ее перемещения на юг в палеокоординатах<sup>2</sup>. Сакмарский бассейн заложился на краю континентальной плиты, а Салатимский – за пределами континентального подножия [Ruzhencew, Samygin, 1979; Савельев, Самыгин, 1979; Самыгин, 1980]. Новообразование океанической коры было обусловлено механизмом спрединга, который фиксируется в обоих бассейнах присутствием диабазовых комплексов "дайка в дайке" [Семенов и др., 1978; Перфильев, Херасков, 1980; Иванов, 1988; Петров, Пучков, 1994]. Наибольшего развития этот процесс достиг, по-видимому, в конце среднего ордовика. Тогда между бассейнами (точнее, между центрами спрединга), находившимися на продолжении друг друга по разные стороны границы континент-океан, могла возникнуть соединяющая их отно-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Здесь и далее мы пользуемся расчетами и данными А.Н. Диденко [1997], частично Т. Торсвика и др. [Torsvik et. al., 1992].



**Рис. 6.** Схематические геодинамические реконструкции Уральской активной окраины для конца среднего ордовика (*a*), середины раннего силура (*б*), начала среднего девона (*в*)

I – край Балтин (И – Ильменогорский блок);
2 – микроконтиненты Восточно-Уральской системы (Ч – Челябинский, МА – Мурзинско-Адуйский, С – Салдинский блоки); 3 – бассейны с океанической корой (Сл – Салатимский, См – Сакмарский, ПВ – Присакмарско-Вознесенский); 4 – условные оси спрединга (прерывистыми линиями показаны локальные участки новообразования океанической коры в начале раннего девона); 5 – вулканические дуги активные (а) и отмирающие (б) с указанием их полярности (Т – Тагильская, М – Магнитогорская); 6 – трансформные разломы; 7 – направление смещения отдельных блоков. Палеошироты экстраполированы по работам [Диденко и др., 1994; Torsvik et. al., 1992]

сительно широкая трансформная зона, которая должна была рассечь край континентальной плиты (рис. 6, *a*). В результате в этой зоне обособился Ильменогорский сиалический блок, который начал смещаться в сторону океанической области и в который на рубеже среднего и позднего ордовика внедрились из подкорового источника рифтогенные миаскиты, а за его пределами – диориты.

В самом начале силура южный дрейф Балтии меняется на северный. Одновременно возникает первая в палеозое общеуральская островодужная система, фронтально обращенная в сторону палеоокеана. В некоторых публикациях было высказано предположение о противоположной полярности ее Тагильского сегмента [Савельев, Самыгин, 1979; Петров, Пучков, 1994; Язева, Бочкарев, 1995]. Наиболее решительные сторонники такого вывода считают, что в этом случае хорошо объяснимы последовательность залегания силурийских вулканитов разного состава в поперечном сечении и общая эволюция вулканогенного комплекса Тагильской островной дуги, развивавшейся якобы на погребенном сиалическом основании [Язева, Бочкарев, 1995]. Однако последние геохимические и изотопные исследования показали, что Тагильская дуга принадлежит к структурам энсиматическим, а ее тыловой склон находился со стороны Салатимского бассейна [Розен и др., 1997]. На противоположном склоне известны находки бонинитов [Румянцева и др., 1989]. Здесь присутствуют реликты фронтальной аккреционной призмы в виде залегающих вертикально или круто падающих на запад (в современных координатах) узких тектонических пластин, линз и клиньев различных по происхождению и возрасту пород, в том числе офиолитов. Характерно неравномерное рассланцевание, особенно более древних толщ; главные фазы рассланцевания предшествовали колчеданному рудообразованию в среднем лландовери [Каретин, 1985]. В породах андезито-базальтовой формации (S<sub>1</sub>v-S<sub>2</sub>ld) широко развиты не только подводные, но и субаэральные вулканиты [Перфильев, 1979]. Среди вулканомиктовых осадков туринской свиты (S<sub>2</sub>p-D<sub>1</sub>l) много глыбовых горизонтов олистостромового типа, встречаются пачки, состоящие из разнообломочного – вплоть до валунников – материала только серпентинитового состава (р. Большая Волчанка на юге Северного Урала), которые возникли в результате выдвигания и интенсивного размыва отдельных аккреционных клиньев.

Появившаяся сравнительно недалеко от края палеоконтинента Тагильская островная дуга была, по всей видимости, на одном своем конце "заякорена" Ильменогорским блоком-выступом континентальной плиты (см. рис. 6, 6). При всеуральском масштабе субдукционного процесса возникший здесь ранее один из трансформных разломов должен был обеспечить "отскакивание" Восточно-Уральского сегмента силурийской островодужной системы в сторону океанической акватории за находившуюся по ее периферии цепочку микроконтинентальных структур. В районе сочленения трансформного разлома и южноуральского окончания Тагильской дуги произошло редуцирование островодужного разреза, появились нетипичные для него вулканические продукты – пикрит-базальтовые порфириты.

Наступление раннедевонской эпохи ознаменовалось дальнейшим и наиболее значительным отторжением Ильменогорского сиалического блока от "материнской" плиты. Вдоль трансформы возникают относительно небольшие участки новой океанической коры специфического строения и состава (лерцолитовый тип). Как видно на хорошо изученных офиолитовых массивах – Нуралинского и Миндякского, их сравнительно маломощная восточная краевая часть состоит из полосчатой дунит-верлит-пироксенитовой серии (см. рис. 5), кристаллизовавшейся в круто залегавшем магматическом канале-камере ([Savekieva, Saveliev, 1992], см. статью Г.Н. Савельевой и др. в настоящем сборнике). Полосчатая серия окаймляется роговообманковыми габбро, часто гнейсовидными, которые в виде близко расположенных друг к другу блоков и глыб входят в смежную полосу серпентинитового почти неперемешанного меланжа. Еще восточнее также полосой располагаются несколько более молодые интрузивные габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты ( $D_1^h$ ), за которыми следуют близкие им по возрасту

диабазы и базальты  $(S_2p-D_1^l)$ . В Миндякском массиве крутопадающая полосчатая серия рассекается с востока параллельной ей пачкой диабазов "дайка в дайке" (см. статью Г.Н. Савельевой и др. в настоящем сборнике). Перечисленные особенности офиолитового разреза, такие как изначально крутое залегание почти всех его членов, их не совсем обычный состав, повышенные гнейсовидность и сланцеватость краевых частей, можно считать присущими зоне трансформного разлома. В пользу такого предположения косвенно свидетельствует и большое сходство с аналогичной зоной в аллохтонных офиолитовых массивах Канадских Аппалачей на западе о-ва Ньюфаундленд [Karson, 1984; Elthon et al., 1986].

Следующий тектонический этап начинается в конце раннего девона: увеличивается скорость перемещения Балтии в северные широты и происходит смена направления ее поворота со встречного (по отношению к ходу часовой стрелки) на противоположное. На это же время приходится крупная структурная перестройка Уральской активной окраины – закладывается сложно построенная Магнитогорская островодужная система, фронтально обращенная к палеоконтиненту [Ružencev, Samygin, 1979; Самыгин, 1980; и др.]. На Южном Урале, по одну сторону трансформной зоны, она возникла ближе к краю последнего, чем силурийская дуга, тогда как на Среднем Урале, по другую сторону трансформы, – дальше от

края (см. рис. 1. 6, в). Первый отрезок Магнитогорской дуги был энсиматическим, второй – скорей всего энсиалическим (результат предшествовавшего сближения с Тагильской дугой части Восточно-Уральских микроконтинентов). Наибольшее количество вопросов вызывает соотношение девонской дуги с притрасформным Ильменогорским древним блоком, оказавшимся включенным позже в Сысертско-Ильменогорский полиформационный и многостадийный метаморфический комплекс. Известно, что фрагменты докембрийского субстрата обнажаются сейчас в этом комплексе в виде мигматизированного амфиболит-плагиогнейсового ядра сложной куполовидной структуры, сланцевое обрамление которого объединяет сильно дезинтегрированные и градиентно метамофизованные различные палеозойские образования, относящиеся как к офиолитовой, так и к островодужной ассоциациям. Многие рассматривают резкий контакт между стабильно метаморфизованным ядром и сланцевым обрамлением как чисто шарьяжную границу, возникшую в среднем-позднем девоне [Тектоника..., 1977; Перфильев, 1979; и др.]. Авторы, однако, полагают, что Ильменогорский древний сиалический блок вошел в качестве одного из тектонических клиньев в цоколь аккреционной призмы Магнитогорской дуги, а потом был выдавлен и в среднем карбоне или позже частично "всплыл" при формировании на Урале гранито-гнейсовых куполов.

В начале среднего девона строение Магнитогорской вулканической дуги заметно усложняется: в ее тылу возникает протяженная зона растяжения и вторичного спрединга [Самыгин, 1980; Иванов, Иванов, 1991; Язева, Бочкарев, 1995; и др.], в которой накапливается яшмо-диабазовая карамалыташская формация стратотипических разрезов Южного Урала и их аналогов. На Среднем Урале в результате этого процесса, вероятно, произошло расщепление сиалического основания дуги, раздвижение микроконтинентальных блоков, что привело к появлению там участков новообразованной коры океанического типа (см. рис. 6, *в*). Одновременно во фронте островодужной структуры происходило поглощение и сокращение междугового бассейна, отделявшего от нее Тагильскую остаточную дугу; от былого бассейна впоследствии осталась лишь Серовско-Маукская офиолитовая сутура.

На Южном Урале вследствие выклинивания Тагильской дуги междуговой бассейн сменялся по простиранию краевоморским Присакмарско-Вознесенским (Вознесенско-Халиловским по [Самыгин, 1980]) бассейном с разновозрастной океанической корой: ближе к фронту Магнитогорской островной дуги – ордовикской, дальше от него – позднесилурийско-раннедевонской (присутствие ранне-позднесилурийской новообразованной коры этого типа остается под вопросом). Более древняя часть разреза окраинного бассейна хорошо сохранилась в 20 км к югозападу от с. Поляковка, где ордовикские базальтоиды офиолитовой ассоциации надстраиваются сначала глинисто-кремнистыми отложениями лландовери, затем эдафогенными осадками с маломощными покровами лавовых брекчий основного состава, среди которых снизу вверх возрастает количество относительно грубого обломочного материала и тонкой пирокластики, появляются яшмоиды с конодонтами верхов нижнего девона (мансуровская толща [Стратиграфия..., 1993]). Осадочные породы согласно сменяются вулканогенными образованиями ирендыкской свиты (D<sub>1</sub>e<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>ef<sub>1</sub>).

После появления вулканической дуги началось ее сближение с палеоконтинентом и сокращение Присакмарско-Вознесенского предостроводужного малого океанического бассейна [Самыгин, 1980]. Островодужные толщи проградируют к западу от первоначального вулканического фронта дуги. На севере формирование фронтальных ее разрезов было осложнено новой активностью трансформного разлома и воздействием последнего на ближайшую гряду. В эйфеле движения вдоль трансформы возобновились, сменив свое направление с левостороннего на правостороннее и создав обстановку локального растяжения. В области сопряжения с Магнитогорской дугой появляется яшмо-диабазовая толща карамалыташского типа, которая расчленяет передовой островодужный разрез, залегая между дифференцированными известково-щелочными вулканитами и продуктами их переотложения, относящимися к ирендыкской и улутауской свитам (см. рис. 2, Западная синформа). С другой стороны, в разрезе самой трансформы можно видеть влияние рядом находившейся дуги: верхняя эффузивная часть офиолитовой ассоциации местами прослоена ирендыкскими вулканитами (см. рис. 5, район к западу от оз. Аушкуль). Подобная взаимная интерференция разных – трансформных и островодужных – геодинамических условий магматической деятельности была недавно описана в Западной Джунгарии [Самыгин и др., 1997], где такая ситуация объясняется чередованием в области сопряжения дуги и трансформы тектонических режимов сжатия и растяжения.

Послеэйфельская история развития трансформного разлома и его дальнейшее взаимодействие с Магнитогорской островодужной системой остаются пока невыясненными. Известно лишь, что в сократившемся Присакмарско-Вознесенском бассейне, где до этого на севере происходили движения по трансформе, отлагались рифогенные известняки и пачки пестроцветных глинистых и кремнистых сланцев с прослоями вулканомиктовых разнообломочных осадков. Разрез тождественен по возрасту нижней половине островодужной улутауской формации ( $D_2ef_2-D_3f_1$ ), сохранился фрагментарно среди полей серпентинитов и олистостромовой фации зилаирской свиты ( $D_3fm-C_1t_1$ ), как например, в полосе, тянущейся через оз. Аушкуль (см. рис. 5). Послеулутауские события, приведшие к тектоническому разлинзованию и уничтожению краевого бассейна и к столкновению на Южном Урале Магнитогорской дуги с Балтией, были кратко освещены выше; ранее более подробно они были разобраны в другой работе [Самыгин, 1980].

\* \* \*

На основании сказанного выше, можно сделать следующие выводы.

1. Главная структура Тагильской тектонической зоны – силурийско-раннедевонская островная дуга – имела восточную полярность и выклинивалась на севере Южного Урала, где она сопрягалась с трансформным разломом (трансформой).

2. Трансформа соединяла Тагильскую дугу с кулисно подставлявшим ее продолжением в Восточно-Уральской зоне.

3. Трансформа была магматически активна с рубежа между средним и поздним ордовиком до эйфеля включительно. В ордовике вдоль нее начал обособляться краевой Ильменогорский блок палеоконтинентального сектора, в который из глубинного источника внедрились нефелиновые сиениты (миаскиты). На границе силура и девона в зонах растяжения трансформного разлома возникли участки новой океанической коры с офиолитовым разрезом лерцолитового типа, которые окончательно изолировали Ильменогорский блок. С конца раннего девона трансформный разлом взаимодействовал с Магнитогорской островодужной системой, появившейся к востоку от Тагильской дуги и отличавшейся западной полярностью. С течением времени положение и пространственная ориентировка трансформы по отношению к краю континента могли, вероятно, несколько меняться.

4. Фронтальные вулканические гряды Магнитогорской дуги вместе с расчешуенным и смятым преддуговым бассейном, имевшим разновозрастную океаническую кору, были шарьированы в сторону палеоконтинента и полностью тектонически перекрыли южное окончание Тагильской дуги. Фрагменты былой трансформной зоны вместе с островодужными и краевоморскими комплексами оказались в аллохтонном залегании.

5. Шарьирование началось в раннем фране и закончилось на рубеже раннего и среднего карбона. В этот процесс на заключительной стадии были вовлечены и маломощные самые южные разрезы Тагильской вулканической дуги.

6. Шарьирование сопровождалось формированием зон серпентинитового меланжа, которые к югу от Миасского района сливаются в единую полосу макромеланжа. В ее строении наблюдается определенная упорядоченность в пространственном расположении разрезов разного типа и возраста, что позволяет восстановить их первичную зональность. Начиная с района г. Миасс и севернее тектонические покровы и нижележащие образования смяты в узкие линейные складки западной вергентности.

7. Покровная структура рассмотренной территории была в дальнейшем очень сильно деформирована, и не только благодаря расчешуиванию и неравномерному последующему надвиганию в западном напралении всех комплексов. Гораздо значительнее она была нарушена более поздними сдвиговыми продольными и косопродольными субмеридиональными дислокациями, особенно многочисленными в пережатой части зеленокаменной полосы возле Уфимского выступа палеоконтинентального сектора [Плюснин, 1971], где они частично унаследовали древнюю трансформную зону. Примером многократного комбинированного деформирования в результате надвигания, диапирового выжимания и сдвиговых перемещений в условиях нараставшего сжатия может служить Ильменогорское куполовидное поднятие (см. рис. 1), которое имеет форму гантелеобразной в плане изоклинальной складки, в южной части запрокинутой на запад, а в северной – на восток [Тектоника..., 1977]; заключительная компрессия этой сложной складки вызвала последние метаморфические преобразования на рубеже перми и триаса (244-245 млн лет) [Кононова и др., 1983]. Благодаря завершающим сдвиговым смещениям древний Ильменогорский, первоначально притрансформный блок занял в современной структуре положение, несколько отличное от предполагаемой трансформы, а следы последней южнее, в Присакмарско-Вознесенской полосе макромеланжа, оказались далеко растащенными по ее простиранию.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 97-05-64914 и 98-05-64888).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшкова О.В. О возрасте мукасовской толщи // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 18–21.
- Ведерников В.В. Новые данные о возрасте вулканических формаций восточной части Невьянского района // Ежегодник – 1983 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984. С. 19–21.
- Гиниятуллин А.С. Геологическое строение Вознесенско-Присакмарской зоны Южного Урала в северной части Учалинского района // Шарьяжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. Уфа: БФАН СССР, 1984. С. 39–41.
- Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1997. 52 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 59–75.
- Знаменский С.Е. Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Южный Урал): Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 20 с.
- Иванов К.С. Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике: (Уральскому палеоокеану 480 млн лет) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 2. С. 428-431.
- Иванов К.С., Иванов С.Н. О соотношении главных вулканогенных мегазон Урала Тагильской и Магнитогорской // Там же. 1991. Т. 318, № 4. С. 937–940.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988 / Ин-т геологии и геохимии УПрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12-13.
- Иванов О.К. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала // Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 326–353.

- Каретин Ю.С. Специфика колчеданоносных вулканоструктур Среднего Урала // Ежегодник-1984 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 109-110.
- Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. Возраст и источник вещества миаскитов Ильмено-Вишневогорского комплекса на Урале (даные Rb-Sr-изохронного метода) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5. С. 1226–1230.
- Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Серднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
- Кузнецов Е.А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. 243 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфическое расчленение и корреляция девонских вулканогенных толщ Магнитогорского мегасинклинория // Типы магматизма Урала: Информ. материалы. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 72–83.
- Павленко Т.И., Кузнецов Н.Б. Некоторые особенности тектоники северного окончания Магнитогорского прогиба (Восточный склон Южного Урала) // Тектоника Азии. Тез. XXX тектон. совещ. М.: Геос, 1997. С. 167–169.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–104.
- Петров Г.А., Пучков В.Г. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь: Перм. гос. ун-т, 1971. 216 с.
- Ракчеев А.Д. Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52, вып. 4. С. 20–37.
- Розен О.М., Викентьев И.В., Журавлев Д.З. Фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана на Среднем Урале: Тагильская синформа: (Изотопно-геохимическое исследование керна Уральской сверхглубокой скважины) // Тектоника Азии: Тез. XXX тектон. совещ. М.: Геос, 1977. С. 182–183.
- Румянцева Н.А., Юшкова Г.А., Шмелева К.Л., Кукуй А.А. Силурийская бонинитовая серия на Урале // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 947–951.
- Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 9–30.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29-63.
- Самыгин С.Г., Лейтес А.М. Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // Закономерности формирования структуры континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И. и др. Варисская трансформная зона Джунгарии: Опыт ваделения // Геологические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997.
- Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 1. С. 187–190.
- Смирнов Г.А. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований // Геотектоника. 1971. № 2. С. 29–37.
- Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского гипербазитового массива и связанное с ним платиноидное оруденение: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1995. 18 с.
- Соколов В.Б. Структурно-тектоническая позиция и строение Серовско-Маукского пояса серпентинитов на Среднем Урале по результатам геофизических исследований // Формирование земной коры Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. С. 26–35.

- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УФНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Тектоника Урала: (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000). М.: Наука, 1977. 120 с.
- Фролова Т.И. Новые данные о стратиграфии и вулканизме зеленокаменной полосы южной части Среднего Урала // Сов. геология. 1956. № 51. С. 166–188.
- Шурыгина М.В., Милицина В.С. Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк в районе г. Каменск-Уральский на востоке Среднего Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996а. Вып. 1. С. 25–37.
- Шурыгина М.В., Милицина В.С. Силурийские и нижнедевонские отложения южной части Восточноуральского прогиба (окрестности пос. Первомайский, район г. Челябинска) // Там же. 19966. Вып. 1. С. 38-49.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993а. № 2. С. 20-28.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Там же. 19936. № 4. С. 56-65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: Структура, развитие, геодинамика // Там же. 1995. № 6. С. 32-44.
- Elthon D., Karson J.A., Casey J.F. et al. Geochemistry of diabase dikes from the Lewis Hills Massif, Bay of Islands ophiolite: Evidence for partial melting of oceanic crust in transform faults // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 78, № 1. P. 89–103.
- Karson J.A. Variations in structure and petrology in the Coastal Complex, Newfounland: Anatomy of an oceanic fracture zone // Ophiolites and oceanic lithosphere. Oxford: Alden press, 1984. P. 131-144.
- Ružencev S.V., Samygin S.G. Die tektonishe Entwiclung des Sudurals im unteren und mittleren Palaozoikum // Zeitschr. geol. Wiss. 1979. H. 10. S. 1173-1186.
- Ruzhencew S.V., Samygin S.G. Tectonic evolution of the South Uralian ophiolites // Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals. St. Johns, 1979. P. 115-125. (Mem. Univ. Newfoundland. Dep. Geol.; № 8).
- Savelieva G.N., Saveliev A.A. Relationship between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the Urals and the Lesser Caucasus // Ofioliti. 1992. Vol. 7, № 1. P. 117–138.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R. et al. Baltica: A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications // Earth-Sci. Rev. 1992. Vol. 33, № 2. P. 133-152.

#### ABSTRACT

Kyshtym-Miass region is the westernmost and narrowest part of the South Uralian paleooceanic zones. Thrust nappes are wide-spread here in consequence of the Tagil and Magnitogorsk types of rock assemblages formed in different zones of the Ural paleoocean are piled on. Allochthonous complex contains ophiolite and island arc formations  $(O_1a_2-D_3f_1)$  of the Magnitogorsk tektonic zone which compose as two synforms stretching along the whole region so the limbs of antiforms separating these synforms on the south. Autochthonous (more exactly, par-autochtonous) complex is represented by island arc formations  $(S_1-D_2ef)$  of the Tagil zone. The Magnitogorsk rock assemblage was overthrusted westward upon the Tagil sequences during the beginning of Late Devonian and then in the latest Early Carboniferous. The early nappes were overlapped by cherts  $(D_3f_2)$  and greywacke flyschoids  $(D_3fm-C_1t_1)$ , and onlapped by terrigenous deposits and shallow-water limestones  $(C_1t_2-s)$ . After emplacement of the late nappes all complexes were deformed into large linear folds, then imbricated and re-thrusted somewhat westward again.

Decipherment of the regional structure and scenario of tectonic movements permits to restore initial lateral sequence of different formations and geodynamic development of the Uralian active margin of Baltica from the Ordovician to the Carboniferous. One of the peculiarities of the South Uralian margin at that time was the conjugation of island arc system and long-lived transform fault.

# ОФИОЛИТЫ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮЖНЫХ УРАЛИД С ОКРАИНОЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КОНТИНЕНТА

# Г.Н. Савельева<sup>\*</sup>, А.Я. Шараськин<sup>\*</sup>, А.А. Савельев<sup>\*</sup>, А.Л. Книппер<sup>\*</sup>, П. Спадеа<sup>\*\*</sup>, Л. Гаджеро<sup>\*\*\*</sup>

<sup>\*</sup>Геологический институт РАН, <sup>\*\*</sup>Университет, г. Удине (Италия), \*\*\*Университет, г. Генуя (Италия)

Офиолитовый пояс зоны сочленения Восточно-Европейского континента и уралид несомненно является одним из ключевых объектов исследований, посвященных ранним стадиям палеозойской тектонической истории Южного Урала. Уже долгое время нет сомнений в том, что массивы этого пояса являются реликтами древней литосферы океанического типа [Пейве и др., 1977; Ruzhentsev, Samygin, 1979; Перфильев, 1979; Савельева, 1987; Пучков, 1993; Savelieva, Nesbitt, 1996]. Тем не менее, представления о происхождении родоначальных для них структур остаются дискуссионными. В одном случае предполагается, что данные массивы образовались из цепи малых океанических бассейнов, заложившихся на допалеозойской коре Восточно-Европейского континента [Иванов и др., 1986], а в других отстаивается идея, согласно которой окраина этого континента примыкала к общирной океанической структуре и спрединг океанского дна во внутренних областях последней сопровождался раннепалеозойскими процессами рифтогенеза на континентальной окраине [Hamilton, 1970; Пейве и др., 1977; Перфильев, 1979; Zonenshain, Korinevskiy, 1984].

Обсуждая проблемы происхождения офиолитов Южного Урала в данной статье, мы прежде всего обратились к сравнительному анализу результатов геолого-структурных и петролого-геохимических исследований, полученных нами для разных массивов пояса, от Нуралинского в северной его части до Кемпирсайского на юге (рис. 1). Значительная часть этих данных еще не публиковалась, и, анализируя их, мы уделяли внимание не только коровым, но и мантийным частям офиолитовых разрезов, поскольку и те и другие одинаково важны для палеотектонических реконструкций [Nicolas, 1989; Boudier, Nicolas, 1985]. Кроме того, мы стремились учесть в нашем синтезе и доступные на сегодня геологические материалы по другим комплексам пород региона, происхождение которых так или иначе могло быть связано с зарождением и тектонической эволюцией структур с океаническим типом литосферы.

### ОФИОЛИТОВЫЕ МАССИВЫ В СТРУКТУРЕ РЕГИОНА

Офиолитовые массивы Южного Урала размещаются вдоль крупных тектонических швов региона, главный из которых отделяет деформированный край Восточно-Европейской платформы от остальных структурно-фациальных зон уралид и часто именуется Главным Уральским разломом (см. рис. 1). К настоящему времени сложилось устойчивое представление о том, что северная группа массивов (Нуралинский, Миндякский, и соседние менее масштабные тела) непосредственно

<sup>©</sup> Г.Н. Савельева, А.Я. Шараськин, А.А. Савельев, А.Л. Книппер, П. Спадеа, Л. Гаджеро, 1998



1-3 – Восточно-Европейская платформа: 1 - среднекаменно. угольно-пермский флиш Пред. уральского краевого прогиба, 2, 3. Прибельская зона (2 - ордовик. ско-позднекаменноугольные отдо. жения окраины Восточно-Европейского континента, 3 - до. кембрийский фундамент Уралтаусского поднятия: отложения шельфа и континентальной окраины); 4-11 - уралиды: 4 - позднедевонские-раннекаменноугольные граувакковые турбидиты с пачками олистостром (зилаирская формация), 5 - офиолиты, 6 - Сакмарская зона (С): палеозойские спрединговые и островодужные осадочно-вулканогенные комплексы, 7, 8 - Магнитогорская (М) н Арамильско-Сухтелинская (АС) зоны (7 - каменноугольные карбонатные отложения и вулканиты трахириолит-базальтовой серии, 8 - палеозойские спрединговые и осадочно-вулканогенных комплексы), 9, 10 - Сысертско-Ильменогорский (СИ) и Челябинско-Суундукский (ЧС) блоки (9 - терригенно-карбонатный чехол метаморфического фундамента, 10 - докембрийские метаморфические комплексы фундамента), 11 - гранитоиды Джабыкского массива; 12 - стратиграфические границы (а) и главные тектонические швы и их наклон (б). Аллохтонные офиолитовые массивы: НР - Нуралинский, МД - Миндякский, КР - Кракинские, Х - Хабарнинский и КМ – Кемпирсай-ский. МΓг. Магнитогорск. URSEIS-95 положение профиля объединенного сейсмического эксперимента

Рис. 1. Тектоническая схема зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и южного фланга уралид

связаны с главной сутурой. Однако в отношении офиолитов Сакмарской зоны некоторые исследователи считают не выясненным до конца вопрос: связано ли их присутствие здесь с шарьированием из главной шовной зоны [Руженцев, 1976], или же с развитием собственно Сакмарской зоны [Самыгин, 1980]. Новые данные по формационному составу разрезов Сакмарской и примыкающей с севера Бардымской зон, где широко развиты тела серпентинитовых меланжей ([Пучков, 1993; Иванов, 1996] и устное сообщение Е.А. Успенской и О.В. Астраханцева), свидетельствуют в пользу второй точки зрения, однако формационная близость Кракинского офиолитового аллохтона к Миндякскому и Нуралинскому массивам позволяет достаточно оправданно предполагать возможность его перемещения из области главной сутуры.

Офиолитовые массивы рассматриваемого региона пространственно, а порой и структурно, тесно связаны с телами серпентинитового меланжа. Серпентинитовый матрикс меланжей, прослаивающих пакеты тектонических пластин, включает

## **Рис. 2.** Геологическая схема Кракинских офиолитовых массивов

1. 2 - автохтонные формации: / - позднедевонско-раннекаменноугольные граувакковые турбидиты с прослоями олистостром, 2 - среднеордовиксковерхнедевонский осадочный покров Восточно-Европейской платформы: шельфовые песчаники, глинистые сланцы, известняки и доломиты; 3-7 - аллохтонные формации: 3 - нижневерхнесилурийские осадки континентального склона: пелагические глинистые сланцы, фтаниты, алевролиты и подчиненные кварцевые песчаники, 4 - нижнесилурийские лавы и туфы базальтов и андезито-базальтов, 5 - шельфовые конгломераты, кварцевые песчаники, фтаниты, глинистые сланцы и терригенные флишоидные осадки ордовика с пропластками базальтовых лав и туфов, 6 - полимиктовый серпентинитовый меланж, 7 - дайки габбро и диоритов; 8-12 - офиолиты: 8 - клинопироксениты, верлиты с подчиненными дунитами, 9 – дуниты, 10 - гарцбургиты, 11 - плагиоклазовые лерцолиты, 12 - шпинелевые лерцолиты; 13, 14 - направление падения: 13 - полосчатости пород, 14 - линейности минералов и/или минеральных агрегатов; 15 - нормальные геологические границы (а) и главные разломы (б). Положение массива см. на рис. 1



блоки пород разного состава и широкого возрастного диапазона: реститовые перидотиты, породы дунит-верлит-пироксенитовой серии и различные габброиды офиолитовых ассоциаций, ордовикские подушечные базальты и яшмы океанического происхождения, ордовикско-девонские островодужные вулканиты, силициты, тефротурбидиты и карбонатные осадки. В Сакмарской зоне к этим включениям добавляются блоки кембрийских эпиконтинентальных карбонатных и вулканогенно-терригенных отложений [Руженцев, 1976; Самыгин, 1980; Серавкин,



Рис. 3. Геологическая схема Кемпирсайского офиолитового массива

1 – верхнедевонско-нижнекаменноугольные граувакковые турбидиты с пачками олистостром; 2 – силурийско-девонские островодужные базальт-андезит-риодацитовые лавы и туфы, фтаниты, полимиктовые эпикласты, известковые глинистые сланцы; 3, 4 – поздние дайки офиолитового разреза: 3 – диабазы, габбро-диабазы, 4 – дифференцированные роговообманковые габбро и габброамфиболиты; 5-8 – офиолиты: 5 – среднеордовикские подушечные базальты, фтаниты, известковистые глинистые сланцы, 6 – верхнее габбро, чередующиеся параллельные дайки диабазов, 7 – расслоенное оливиновое габбро, 8 – реститовые гарцбургиты с подчиненными лерцолитами; 9, 10 – обобщенное простирание и направление падения: 9 – полосчатости, 10 – линейности пород; 11 – нормальные геологические границы (a) и главные разломы (б). Положение массива см. на рис. 1

1986; Иванов и др., 1989]. Кроме того, почти на всем протяжении рассматриваемого пояса тела серпентинитового меланжа окаймляют вытянутые блоки и пластины зилаирской формации верхнедевонских-нижнекаменноугольных граувакк с пачками олистостром (см. рис. 1).

Офиолиты северной части пояса (см. рис. 1) представлены массивами лерцолитового типа. Граничащая с ними на востоке Магнитогорская зона здесь резко сужена и сильно деформирована, оказавшись зажатой между выступами кристаллического фундамента Уралтаусского поднятия, сложенного породами докембрийского основания Восточно-Европейской платформы с чехлом палеозойских шельфовых осадков, и отчлененным от него Сысертско-Ильменогорским блоком континентальной коры (устрое сообщение В.И. Ленныха).

Сравнительно небольшие по размерам массивы офиолитов этого района залегают в виде частично разобщенных круто падающих линзовидных тел, которые на западе местами через зоны серпентинитового меланжа, тектонически перекрывают или прислоняются к кристаллическим сланцам континентального основания платформы и к палеозойским терригенно-карбонатным шельфовым осадкам Прибельской зоны (см. рис. 1). К востоку от массивов шовной зоны тела серпентинитового меланжа являются одними из главных компонентов структуры Магнитогорской зоны.

Самыми южными в цепи массивов лерцолитового типа являются массивы Кракинской группы (см. рис. 1), оторванные от главного шва и шарьированные на запад в область структур континентальной окраины. Зона серпентинитового меланжа в основании этих массивов структурно перекрывает пакет тектонических пластин, сложенных силурийскими осадочными и вулканогенными комплексами пород шельфа и континентального склона [Казанцева и др., 1971; Савельева, Денисова, 1990], и вся система покровов надвинута на среднеордовикские-верхнедевонские породы осадочного чехла платформы и верхнедевонские-нижнекаменноугольные породы зилаирской формации (рис. 2).

Южный сегмент офиолитового пояса располагается в Сакмарской зоне уралид и включает Хабарнинский, Кемпирсайский и ряд мелких массивов, находящихся между ее восточным краем и западным ограничением Уралтаусского поднятия фундамента Восточно-Европейской платформы (см. рис. 1). Эти аллохтонные массивы образуют пакет сложно чередующихся тектонических чешуй, содержащих весь набор пород классической офиолитовой ассоциации. Покров наиболее детально изученного Кемпирсайского массива сложно деформирован, совмещен с тектоническими пластинами силурийско-девонских пелагических осадков и островодужных вулканитов [Ruzhentsev, Samygin, 1979; Кориневский, 1989; Иванов, 1996] и вместе с ними перекрывает комплекс пород зилаирской формации (рис. 3). Предполагается, что офиолитокластовые олистостромы, залегающие среди граувакковых турбидитов этой верхнедевонской–нижнекаменноугольной формации отражают этап шарьирования Кракинских и других офиолитовых аллохтонов, расположенных южнее [Руженцев, 1976; Самыгин, 1980].

## СТРУКТУРА И СОСТАВ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ

**Лерцолитовые массивы.** Реститовые перидотиты являются главным типом пород в Нуралинском, Миндякском и Кракинских массивах. Нижнюю часть их разреза слагают лерцолиты, степень деплетирования которых возрастает к контакту с породами дунит-верлит-пироксенитовой серии. Это отражается в том, что вначале среди шпинелевых лерцолитов появляются линзы плагиоклазсодержащих лерцолитов с нерезкими границами, затем линзы этих пород с дунитовыми каймами, и далее чередующиеся прослои гарцбургитов и дунитов с нарастающим количеством последних. Вблизи границы с верлит-пироксенитами прослои гарцбургитов и дунитов становятся особенно частыми (массив Средний Кракинский, см. рис. 2). Параллельный рост Cr# = 100Cr/(Cr + Al) и  $f = 100Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  в акцессорных шпинелидах от 15,60 до 44,20 и от 26,10 до 39,90 соответственно, сопровождаемый снижением содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, CaO в пироксенах [Савельева, 1987], также демонстрирует прогрессивное обеднение мантийных реститов базальтоидными компонентами при приближении к переходной дунит-верлит-пироксенитовой зоне (табл. 1–3). Этот тренд хорошо виден на рис. 4, где показаны

4 Урал...



**Рис. 4.** Соотношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 100 Cr/(Cr + Al) в энстатите и акцессорном хромшпинелиде из реститовых перидотитов Кемпирсайского (1) и Кракинских (2) массивов

Стрелками показано напраление нарастания меры деплетированности пород от ядра к переходной зоне

ковариации содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в энстатитах и 100Сг/(Сг + Al) в сосуществующих акцессорных шпинелидах.

Реститовые перидотиты обнаруживают отчетливые следы субсолидусных пластических деформаций, таких как пронизывающая (penetrative) минеральная уплощенность, линейность и метаморфическая полосчатость. Крупнозернистые эквигранулярные микроструктуры наиболее характерны для гарцбургитов и дунитов, тогда как порфирокластические, среднезернистые и более редкие милонитовые микроструктуры типичны для лерцолитов. Четкие кристаллооптические ориентировки с системой скольжения оливина (100) (0kl) обусловлены миграцией дислокаций при субсолидусной температуре деформаций [Nicolas et al., 1979]. Они установлены как в лерцолитах, так и в гарцбургитах [Денисова, 1984]. Тем не менее, микроструктуры этих пород не идентичны, и более четкая, хорошо развитая уплощенность в лерцолитах, вероятно, свидетельствуют о том, что деформации в гарцбургитах протекали при более высоких температурах (или более низких скоростях), чем в лерцолитах.

Результаты картирования (см. рис. 2) показывают, что метаморфическая полосчатость перидотитов очерчивает крупномасштабные складки течения, в которых линейность (линии течения) ориентирована довольно однородно и полого погружается на юго-юго-запад в Северном и Южном Кракинских массивах и на запад в Среднем Кракинском. Линейность ориентирована, в основном, параллельно склонению шарниров складок. На массиве Средний Кракинский линии течения в мантийных реститах ориентированы под крутым углом к контакту этих пород с породами переходной зоны (см. рис. 2), однако в гарцбургитах и дунитах, примыкающих к этой зоне, ситуация меняется и линии течения становятся конформными этому контакту. Подобные изменения в стиле и ориентировке следов пластических деформаций в реститовых перидотитах вблизи переходной зоны наблюдались во многих офиолитовых массивах и были интерпретированы [Savelieva, Saveliev, 1992] как результат аккомодации текстур течения в ходе перемещения астеносферного диапира в литосферу. Перемещение сопровождалось интенсивной экстракцией расплава из реститов сквозь краевую зону диапира (образование краевых реститовых дунитов) и кристаллизацией сегрегированного расплава в прилегающей камере (дунит-верлит-пироксенитовая зона). Осевые плоскости складок в реститовых перидотитах и граница между ними и переходной зоной в целом конкордантны структурам уралид в обсуждаемом регионе.

Породы переходной зоны характеризуются магматическим типом петроструктур [Денисова, 1984]; клинопироксены в них имеют нормальную магматическую зональность и вариации состава минералов и пород в разрезе, отвечающие тренду фракционной кристаллизации последовательно внедрявшихся порций расплава [Савельева, 1987; Перцев, Савельева, 1997]. Дробное чередование прослоев и линз дунитов, верлитов и пироксенитов, мощностью от сантиметра до нескольких метров, обусловлено варьирующими пропорциями оливина, клинопироксена и подчиненных ортопироксена и роговой обманки. Пегматоидные оливинэнстатитовые породы с высокоглиноземистым хромшпинелидом образуют маломощную (5–15 м), выдержанную по простиранию на 12–15 км пачку, венчающую разрез переходной зоны. Редкие дайки пироксенитов и роговообманкового габбро секут реститовые перидотиты вблизи переходной зоны.

В разрезах лерцолитовых массивов пояса комплексы расслоенного и изотропного габбро, параллельных даек и подушечных лав почти всегда отсутствуют. Исключение составляет Миндякский массив, в котором толща параллельных диабазовых даек примыкает с востока к верлит-пироксенитовой и гарцбургитовой частям разреза. В то же время, зоны серпентинитового меланжа, развитые к востоку от Нуралинского массива, содержат блоки всех разновидностей габбро, диабазов и вулканогенно-осадочных пород, характерных для верхних частей офиолитовых разрезов.

Своеобразной группой пород, связанных с офиолитовыми массивами, являются амфиболовые габбро, кварцевые габбро-диабазы и габбро-диориты, которые образуют рои даек, тяготеющие к верхам разреза переходной зоны. В некоторых массивах (Миндякский и Средний Кракинский) тела этих пород секут гарцбургиты и содержат их ксенолиты. Кроме того, их фрагменты встречаются в виде блоков в зонах серпентинитового меланжа. Для одного из таких блоков габбро-диоритового состава из зоны меланжа, связанной с Нуралинским массивом, U-Pb изохронный возраст по цирконам был оценен в 399 млн лет [Смирнов, 1995]. Если эта оценка верна и эти породы сопоставимы с роговообманковыми габброидами других офиолитовых массивов рассматриваемого пояса, то можно предполагать, что по времени внедрения они близки ко второй генерации дифференцированных даек в описываемых ниже офиолитовых массивах гарцбургитового типа.

Гарцбургитовые массивы. Наиболее полные разрезы офиолитов этого типа изучены в Хабарнинском и Кемпирсайском массивах (см. рис. 3), где они включают: 1) реститовые мантийные гарцбургиты, дуниты (в том числе энстатитсодержащие) и резко подчиненные им лерцолиты; 2) расслоенные оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазовые дуниты и реже встречающиеся плагиоклазовые верлиты; 3) изотропные габбро и связанную с ними первую генерацию параллельных даек габбро-диабазов и диабазов; 4) среднеордовикские подушечные лавы состава MORB с прослоями кремней; 5) вторую генерацию гипабиссальных базитов, образующих ступенчатые или ветвящиеся дайки и небольшие интрузивные тела, состав которых отвечает дифференцированной верлит-пироксенитгаббровой серии и которые, как правило, содержат амфибол и/или флогопит и часто преобразованы в амфиболиты [Савельев, Савельева, 1991; Перцев, Савельев, 1994].

Компонент	km40-a ЛЦ	кт40-ь ЛЦ	km730 ЛЦ	km729 ЛЦ	km557 ЛЦ	km366-3 ЛЦ	km493 ГБ	km2187 ГБ	km448-9 ГБ	km417-3 ГБ	km383-5 ГБ
SiO <sub>2</sub>	56,19	56,13	53,53	56,49	56,47	54,55	58,25	57,00	57,10	57,20	56,51
TiO <sub>2</sub>	-	-		0,07	-	-	-	0,06	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,48	0,60	0,83	0,52	0,71	0,84	0,36	0,35	0,52	0,48	0,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	3,93	5,47	4,24	3,81		1,47	1,66	2,04	1,59	2,25
FeO	6,87	6,50	5,86	6,29	5,95	6,32	7,32	6,35	6,22	6,61	6,32
MnO	0,11	0,10	0,11	0,09	0,13	0,10	0,19	0,16	0,18	0,09	0,12
MgO	32,14	33,73	33,40	32,94	33,34	32,61	31,96	32,77	32,45	31,85	31,99
NiO	-	0,08		0,03	0,06	0,19	-	0,02	0,08	0,17	0,04
CaO	0,31	0,47	1,10	0,52	0,65	0,61	0,40	0,38	1,10	2,22	1,57
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	0,06	-	-	0,06	-	-	_	-	-
Сумма	100,55	101,54	100,36	101,18	101,10	100,04	99,95	98,75	99,69	100,21	99,53
Mg#	89,29	90,24	91,03	90,32	90,90	90,19	88,61	90,20	90,29	89,57	90,02

Таблица 1. Представительные составы энстатитов из реститовых перидотитов, мас.%

Компонент	<i>k</i> 341-а ЛЦ	<i>k</i> 341-е ЛЦ	<i>k</i> 72 ГБ	<i>k</i> 151-1 ГБ	k154-1 ГБ	<i>k</i> 341-6 ПЛЛЦ	<i>к</i> 77 ПЛЛЦ	<i>k</i> 407 ПЛГБ	<i>16</i> 0 ПЛЛЦ	<i>n</i> 25-а ПЛЛЦ	n168 ПЛЛЦ	n183 ПЛЛЦ	n3-а ГБ	n3-а ГБ
SiO <sub>2</sub>	55,40	56,08	56,48	55,08	56,12	55,69	54,64	55,58	55,03	57,53	55,28	55,10	56,13	55,21
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,07	0,06	0,03	0,05	0,05	-	0,14	0,07	-	0,06	0,05	0,04	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,59	0,63	0,70	0,58	0,38	0,51	0,60	0,68	0,54	0,65	0,66	0,58	0,72	0,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	4,69	3,07	2,85	2,08	5,28	4,38	2,78	2,97	3,44	3,83	2,61	2,76	2,95
FeO	6,48	6,38	5,75	5,42	5,75	6,20	6,11	5,91	6,33	6,07	5,82	6,68	5,48	5,57
MnO	0,05	0,06	0,13	0,20	0,13	0,15	0,10	0,13	0,20	0,13	0,08	0,16	0,11	0,10
MgO	32,37	32,72	32,77	33,41	33,43	30,87	32,71	32,21	32,84	32,37	33,05	31,82	33,95	33,40
NiO	0,10	0,17	0,08	0,10	0,06	0,04	-	0,06	0,04	0,09	0,02	0,06	0,04	0,12
CaO	0,68	0,60	1,00	0,79	0,73	0,62	0,74	0,95	0,84	1,00	0,83	0,98	0,55	1,31
Na <sub>2</sub> O	0,03	-	0,01	-	-	-	0,03	-	0,02	0,01	-	0,05	-	-
K <sub>2</sub> O	-	0,01	0,04	<u></u>	0,03	-	0,03	-	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03
Сумма	101,13	101,41	100,09	98,46	98,76	99,41	99,34	98,44	98,92	99,17	99,67	98,14	99,81	99,39
Mg#	89,90	<b>90</b> ,10	91,00	91,60	91,20	89,90	90,50	90,70	90,20	90,50	91,00	89,50	91,70	91,40

Таблица 1 (окончание)

Прямечавие. Здесь и в табл. 2-5 номера образцов из массивов: km – Кемпирсайского, k – Кракинского, n – Нуралинского. Типы образцов: ГБ – гарцбургиты; ПЛЛЦ – плагиоклазовые лерцолиты; ПЛГБ – плагиоклазовые гарцбургиты; Д – дуниты. Минералы (в табл. 1-3) анализировались на микроанализаторе САМЕВАХ-СL в Геологическом институте РАН; символ (-) означает содержание элемента ниже чувствительности прибора.

Компо- нент	<i>km</i> 40-а ЛЦ	<i>km</i> 729 ЛЦ	km557 ЛЦ	<i>km</i> 366-3 ЛЦ	km459- 10 ГБ	km417 ГБ	km417-3 ГБ	km383-5 ГБ	k341-6 ПЛЛЦ	k341-6 ЛЦ	k341-е ЛЦ	<i>k</i> 72 ГБ	<i>k</i> 151 ГБ	k154-1 ГБ	n165 ЛЦ	n183 ПЛЛЦ	n3-а ГБ
SiO <sub>2</sub>	53,79	54,20	54,39	53,22	53,18	53,38	55,38	53,97	52,51	51,62	53,51	52,45	52,28	51,97	51,42	50,51	52,35
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,31	0,08	-	0,10	0,04	0,10	0,05	0,31	0,37	0,18	0,09	0,08	0,12	-	0,31	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,64	0,52	0,44	0,32	0,46	0,91	0,87	0,88	1,11	0,62	1,10	0,89	0,97	1,27	1,10	1,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,15	2,83	2,03	1,86	1,51	1,83	1,12	1,12	5,27	6,47	3,69	3,83	2,91	3,01	3,87	4,71	2,85
FeO	2,07	1,69	1,76	1,56	2,12	2,21	1,90	1,97	2,57	3,12	2,40	2,15	2,01	2,45	1,95	2,88	2,16
MnO	-	0,03	0,08	0,12	-	0,05	0,02	0,08	0,11	0,05	-	0,09	0,15	0,13	0,10	0,06	0,10
MgO	17,80	18,26	17,64	17,19	17,42	17,20	15,70	17,65	15,87	15,51	16,77	16,09	17,16	17,48	16,11	15,17	16,39
NiO	-	0,03	0,02	0,09	-	0,02	0,07	-	0,07	0,03	0,10	-	0,15	0,11	-	0,06	-
CaO	21,44	20,99	24,10	25,39	24,67	23,69	25,92	24,60	21,62	22,94	23,62	23,17	23,26	22,76	21,87	22,51	23,15
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,24	0,11	0,08	0,01	0,10	-	-	0,03	0,04	0,28	0,57	-	0,32	0,73	0,68	0,47
K <sub>2</sub> O	-	0,11	0,07	0,03	-	0,01	-	-	0,07	0,03	0,05	0,04	0,15	0,06	0,01	0,08	0,04
Сумма	100,55	99,31	100,81	99,98	99,33	98,98	101,12	100,31	99,98	102,03	101,22	99,58	99,08	99,38	97,27	97,71	98,89
Mg#	93,87	95,08	94,69	95,15	93,62	93,28	93,64	94,11	91,70	89,90	92,60	93,00	93,80	92,70	93,60	90,40	93,10

Таблица 2. Представительные составы диопсидов из реститовых перидотитов, мас.%

Компонент	<i>кт</i> 40-а ЛЦ	кт40-в ЛЦ	km729 ЛЦ	km557 ЛЦ	km366-3 ЛЦ	km-53 ГБ	<i>km</i> 2187 ГБ	km316-1 ГБ	<i>кт</i> 448-9 ГБ	<i>кт</i> 383 ГБ	km503-10 ГБ	km2333 ГБ	<i>кт</i> 469 ГБ
TiO <sub>2</sub>	_		0,05	0,03	0,05	0,08	0,07	-	0,07	0,06	0,20	0,02	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	16,49	15,94	21,92	15,11	34,88	38,92	35,15	41,99	41,22	48,51	38,91	29,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,16	46,68	52,35	47,33	54,21	29,18	28,77	28,07	17,19	23,16	19,01	26,82	28,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,70	8,11	0,83	0,85	1,00	5,37	4,11	6,41	11,37	8,09	2,93	5,98	12,14
FeO	7,41	5,78	11,28	11,61	10,30	14,99	15,37	15,87	18,48	16,04	19,81	16,74	15,46
MnO	0,16	0,11	0,18	0,25	0,02	0,32	0,21	0,29	0,47	0,33	0,47	0,32	0,38
MgO	20,56	21,38	18,69	18,07	19,96	13,52	14,05	12,91	10,24	13,01	9,89	12,87	13,31
NiO	0,17	0,36	0,14	0,10	-	0,21	0,04	0,12	-	-	0,08	0,02	0,13
Сумма	97,79	98,91	99,45	100,17	100,65	98,55	101,52	98,82	99,82	101,90	100,91	101,68	99,55
f	16,83	13,18	25,29	26,51	22,45	38,36	38,04	40,82	50,32	40,89	52,92	42,20	39,45
Cr#	16,35	19,15	16,95	23,70	15,75	44,50	47,57	45,65	62,10	54,42	63,12	49,32	41,27
•••				· · ·									

Таблица 3. Представительные анализы акцессорных хромшпинелидов, мас.%

Компонент	<i>km</i> 341-а ЛЦ	<i>km</i> 341-е ЛЦ	<i>k-</i> 72 ГБ	k408-е ГБ	<i>k</i> 341-6 ПЛЛЦ	k407-е ПЛГБ	k382 ПЛЛЦ	<i>к</i> 60 пллц	n165 ЛЦ	n168 ПЛЛЦ	n183 ПЛЛЦ	n3-а ГБ	n158 ГБ
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,03	0,03	0,11	0,10	0,02	0,15	0,26	0,04	0,15	0,21	0,07	0,42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	16,26	29,65	34,69	14,68	36,05	35,33	36,93	30,89	32,53	31,99	35,72	52,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55,07	54,05	42,02	35,98	52,09	33,62	33,33	31,32	40,41	31,70	32,56	36,44	15,41
FeO*	13,18	14,00	13,21	16,10	13,31	15,92	19,24	20,29	13,27	20,67	21,69	13,16	23,44
MnO	0,12	0,12	0,22	0,24	0,16	0,22	0,28	0,18	0,13	0,24	0,27	0,24	0,35
MgO	19,10	18,61	16,93	15,23	17,85	14,93	14,42	13,90	16,81	12,55	13,51	13,16	10,63
NiO	0,35	0,31	0,20	0,07	0,27	0,12	0,14	0,08	-	0,14	0,18	0,13	0,08
Сумма	103,00	103,38	102,26	102,42	98,46	100,88	102,89	102,96	101,55	97,98	100,41	98,92	102,41
f	26,10	27,80	30,20	35,50	27,30	35,40	38,10	39,90	30,60	43,10	40,40	30,60	49,50
Cr#	15,60	16,80	32,10	39,50	15,90	41,80	41,60	44,20	33,90	40,70	39,80	39,70	69,40

Третья (последняя) генерация даек диабазов и габбро-диабазов сечет границы всех перечисленных комплексов пород офиолитовых массивов и связанные с ними пакеты пластин палеозойских пород обрамления. Эти слабо метаморфизованные (не выше пренит-пумпеллиитовой ступени) дайки обладают четкими закалочными зонами в эндоконтактах. Простирания их роев преимущественно ориентированы вкрест границ вмещающих ордовикско-девонских толщ, офиолитов и метаморфических пород, связанных с массивами. Образование этой генерации даек было скоррелировано по времени [Савельев, Савельева, 1991] с формированием бассейна океанического типа в сопредельном Южно-Мугоджарском секторе Магнитогорской зоны [Кориневский, 1989].

Мантийный разрез реститовых перидотитов Кемпирсайского массива состоит в основном из гарцбургитов, сочетающихся с лерцолитами лишь в наиболее глубинной его части (юго-восток массива). Дуниты широко распространены в области перехода от лерцолитов к гарцбургитам, где они чередуются с последними или образуют в них секущие тела. Как и в лерцолитовых массивах, деплетированность пород мантийного разреза и в этом случае возрастает при переходе от его глубинных частей к переходной зоне и расслоенному габбро (см. рис. 4, табл. 1–3).

В перидотитах Кемпирсайского массива выделены три минеральных парагенезиса, образованных в последовательно менявшихся *T*-*P* условиях [Савельева, Перцев, 1995]:

1) Ol<sub>1</sub> + En<sub>1</sub>  $\pm$  Di<sub>1</sub> (ядра крупных зерен) + Pl  $\pm$  Sp<sub>1</sub> c 100Cr/(Cr + Al) = 16-56;

2)  $Ol_2 + En_2 \pm Di_2$  (каймы вокруг ядер (1) или необласты) + Sp<sub>2</sub> (более богатая Cr, чем Sp<sub>1</sub>);

3) En<sub>3</sub> + Amph  $\pm$  Phl  $\pm$  Sp<sub>3</sub>[100Cr/(Cr + Al) = 6 в каймах вокруг Sp<sub>1</sub> c 100Cr/(Cr + Al) = 47].

Температурные интервалы формирования минеральных ассоциаций (1) и (2) по данным Орх-Срх геотермометров равны 1070–1200°С и 960—1050°С соответственно. Присутствие плагиоклазсодержащих лерцолитов среди пород, сложенных первой ассоциацией, дает основание полагать, что они формировались при давлении около 7 кбар в области устойчивости оливин-диопсид-энстатит-шпинельплагиоклазового равновесия. Образование последней ассоциации с высокоглиноземистыми амфиболом и хромшпинелидом было отнесено [Савельева, Перцев, 1995] к результату взаимодействия реститовых перидотитов с просачивавшейся сквозь них водосодержащей базитовой магмой ("wet refertilization").

В Кемпирсайском массиве выделены два домена мантийных перидотитов, различающиеся по структуре и составу. Реститовые ультрабазиты юго-восточной части массива имеют четко выраженные уплощенность и линейность, а их пироксены характеризуются высокими отношениями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и TiO<sub>2</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, которые в 2-3 раза выше, чем в других частях массива. Например, отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в энстатите лерцолитов и гарцбургитов юго-восточной части массива варьирует в пределах 5,3-9,3 (см. табл. 1, 2, обр. km40-a, km730, km729 и km557), тогда как это отношение в тех же минералах западной части массива меняется от 3,1 до 3,9 (там же, обр. km448-9, km417-3 и km383-5). Диопсиды из этих же участков аналогичным образом различаются по отношениям Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а отношения TiO<sub>2</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в этих минералах меняются от 0,48-0,68 до 0,06-0,11 соответственно, и содержание Na<sub>2</sub>O в них варьирует от 0,11 до 0,39% в юго-восточной части массива, опускаясь ниже 0,01% в его западной части. Зоны высокотемпературных бластомилонитов с порфирокластическими и гранулярными текстурами разделяют эти части массива, представляя собой, по существу, зоны "сварки", интенсивного пластического течения на границе двух разнородных мантийных доменов.

В юго-западной части массива элементы уплощенности, линейности и полосчатости в ультраосновных породах очерчивают крупномасштабные каплеподобные Рис. 5. Тренд дифференциации пород офиолитов Южного Урала на диаграмме AFM [Irvine, Baragar, 1971]

подушечные лавы и параллельные дайки диабазов; 2 – габбро;
 породы переходной зоны;
 4 – реститовые ультрамафиты



Рис. 6. Распределение РЗЭ в реститовых перидотитах и габбро из массивов Кемпирсайского (*a*), Кракинских и Нуралинского (*б*)

I – габбро; 2 – верлиты, клинопироксениты; 3 – лерцолиты, гарцбургиты; 4 – средняя по гарцбургитам офиолитов Семайла по [Pallister, Knight, 1981]. Положение образцов см. в табл. 4 и 5 складки пластического течения с пологими субширотными шарнирами, осложненными флексурами и складками второго порядка (см. рис. 3). В северной части массива откартированы более простые складки течения с субмеридианально ориентированными шарнирами. Осевые плоскости складок конформны контакту между перидотитами и расслоенным оливиновым габбро.

Структурные соотношения и состав габброидных формаций Кемпирсайского массива указывают на их многостадийное внедрение в ходе формирования коры океанического бассейна [Савельев, Савельева, 1991]. Самое раннее оливиновое габбро с низкими содержаниями щелочей и титана слагает нижнюю часть габброидного разреза и содержит в основании пластовые, линзовидные тела плагиоклазовых дунитов, верлитов и троктолитов. В хорошо сохранившихся разрезах видно, что эти породы структурно перекрывают гарцбургиты по очень пологому контакту, погружающемуся на юго-юго-запад. Вверх по разрезу расслоенные габбро сменяются изотропным, обычно пироксен-роговообманковым габбро, представляющим корневую зону для параллельных диабазовых даек.

Вторая генерация ступенчатых или ветвящихся габброидных даек пронизывает гарцбургиты и расслоенные габбро, а отдельные субпластовые их тела располагаются на границе массива и деформированных вмещающих толщ. Эти дайки сложены роговообманковыми габбро-норитами, верлитами, габбро-пироксенитами, флогопитовыми пироксенитами и роговообманковым габбро. Эти породы с варьирующими содержаниями ТіО<sub>2</sub>, Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>, щелочей и редких элементов имеют, однако, как будет показано ниже, содержание и распределение редкоземельных элементов, характерные для MORB. Мелкозернистые и порфировидные текстуры дайковых пород, а также ступенчатая форма их тел указывают на то, что магма внедрялась в уже остывающие и подвергшиеся хрупким деформациям перидотиты и габброиды. Следы широко развитых син- и посткристаллизационных деформаций, проявленные в сланцеватых текстурах плагиоклаз-роговообманковых габбро, также свидетельствуют о внедрении расплавов этой генерации в деформированную океаническую литосферу. Для этих пород получены довольно близкие значения возраста в 397±20 млн лет (Sm-Nd изохронный метод [Edwards, Wasserburg, 1985]) и приблизительно в 420 млн лет (Sm-Nd и U-Pb данные по циркону, Т. Thallammer и Г.Н. Савельева – неопубликованные данные).

Третъя генерация габбро-диабазовых даек интрудирует все породы офиолитового разреза, дайки дифференцированных габброидов второй генерации и тектонические пакеты ордовикско-девонских пород, структурно связанных с офиолитами. Эти мощные (до 40 м) дайки с закаленными контактами и офитовыми до долеритовых (в центральной части) структурами, прослеживаются на расстояния до нескольких десятков километров. По составу они отвечают низкотитанистым базальтам и андезито-базальтам.

## **ГЕОХИМИЯ**

Для обсуждения принципиальных геохимических характеристик пород офиолитовых ассоциаций Южного Урала в статью включены наиболее представительные результаты определений состава главных и редких элементов в различных комплексах пород Нуралинского, Кракинских и Кемпирсайского массивов (табл. 4 и 5). Общие вариации химического состава плутонических, гипабиссальных и эффузивных пород всех этих массивов соответствует толеитовому тренду дифференциации базитовых магм (рис. 5). Тем не менее, определенные различия между массивами становятся очевидными при рассмотрении геохимических данных, в частности, распределения редкоземельных элементов (РЗЭ).

Подобно деплетированным перидотитам многих известных офиолитовых мас-


Рис. 7. Распределение РЗЭ в подушечных лавах, диабазовых дайках (а), габбро-пироксенитовых дифференцированных малых интрузиях и дайках второй генерации (б, г) и диабазовых дайках поздней третьей генерации (в) Кемпирсайского массива

Затемненные поля – лавы и диабазовые дайки на рис. 7, *а* 

Компонент	km729 ЛЦ	km448-3 ГБ	km7 ГБ	k341-е ЛЦ	<i>k</i> 60 ПЛЛЦ	k72 ГБ	k88 Д	n207-6 ЛЦ	n25-а ПЛЛЦ	n3-а ГБ
SiO2	39,62	37,33	42,08	40,75	43,14	40,52	34,61	42,40	41,63	38,91
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,20	0,01	0,13	0,05	0,01	0,01	0,11	0,17	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	2,49	0,97	1,92	2,92	1,18	0,44	3,39	2,74	1,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,96	7,69	3,25	5,20	2,54	5,05	6,21	3,50	3,26	5,05
FeO	0,63	0,31	5,39	2,72	5,77	2,99	2,48	4,63	4,76	2,64
MnO	0,11	0,17	0,04	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,11	0,12
MgO	35,91	38,65	46,34	40,15	39,78	40,29	43,00	37,26	39,26	40,28
CaO	2,69	1,30	0,80	2,30	1,96	0,70	0,80	2,08	2,37	1,10
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,25	0,09	0,08	0,24	0,08	0,08	0,11	0,13	0,08
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,12	-	0,11	0,05	0,08	-	-	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,16	0,02	0,01	0,01	0,02	-	0,01	0,01
П.п.п.	10,70	11,08	-	6,53	3,16	8,29	11,46	5,84	3,24	9,63
Сумма	100,31	99,56	99,25	99,92	99,80	99,28	99,31	99,44	97,68	99,02
Mg#	90,28	90,50	90,86	90,50	89,80	90,40	90,40	89,50	90,10	92,80
Cr	1829	1994	2052	2052	1642	1238	3968	1916	1368	1164
Ni	1927	2189	2593	2122	2043	2436	1493	2122	2043	2436
La		0,2		0,23	2,49	0,50	0,40			
Ce		-		0,89	2,67	0,75	0,84			
Nd		-		-	0,63	0,17	0,61			
Sm		0,03		0,02	0,16	0,11	0,15			
Eu		0,05		0,024	0,062	0,042	0,034			
ТЪ		-		0,043	0,027	0,032	0,037			
Yb		0,12		0,22	0,165	0,10	0,28			
Lu		0.01		0.025	0.036	0.018	0.047			

Таблица 4. Представительные составы пород (в мас.%) и содержание РЗЭ (в г/т) в реститовых перидотитах

Примечание. Здесь и в табл. 5 главные элементы анализировались классическими методами химии (в Геологическом институте РАН); рассеянные элементы – ренттено-спектральным анализом с использованием MEGA 10-42; чувствительность 800–1000 г/т для Сг и Ni соответственно и 10 г/т для других элементов. Редкоземельные элементы определены нейтронно-активационным анализам после радиохимического обогащения (Институт геологии и геофизики СО РАН, аналитик Шипицын Ю.Г.).

Компонент	km302-8	km504-7	km304-8	km317-2	km504-5	km504-1	<i>km</i> 314	km317-3	km304-9
	РΓ	РГ	РГ	РГ	РГ	пдд	пдд	пдд	Б
SiO <sub>2</sub>	48,31	43,36	43,49	49,48	48,25	49,69	50,24	46,40	47,35
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,49	0,03	0,48	0,77	1,11	1,64	1,64	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,42	21,15	24,38	15,17	22,48	14,72	13,63	13,06	14,49
FeO*	2,25	5,69	3,49	8,10	4,44	5,73	11,33	15,41	13,60
MnO	0,13	0,05	-	0,15	0,07	0,02	0,26	0,27	0,23
MgO	8,66	16,89	13,65	10,52	7,01	10,35	8,57	9,15	7,50
CaO	17,26	11,09	13,12	13,57	14,57	15,80	11,17	11,22	11,12
Na <sub>2</sub> O	1,57	0,73	0,96	2,32	2,27	2,37	2,71	2,39	2,75
K <sub>2</sub> O	0,12	0,55	0,79	0,12	0,13	0,20	0,19	0,19	0,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	-	0,10	0,07	0,01	-	0,26	0,26	0,19
П.п.п.	0,92	7,15	3,49	1,72	1,45	0,79	0,82	0,90	1,26
Mg#	87,30	84,11	87,45	69,82	73,78	76,29	57,41	51,43	49,55
Cr	1329	1022	107	458	730	-	110	173	83
Ni	321	695	731	243	-	-	111	238	95
Ba	30	68	56	-	22	-	9	9	91
Sr	181	138	-	-	162	140	-	-	214
Zr	-	3	-	-	15	13	-	-	-
Y	-	2	-	-	6	18	-	-	-
La	0,72	0,14	0,62	1,96	0,65	0,37	3,41	0,67	1,78
Ce	-	0,35	-	3,91	2,20	1,70	10,55	1,78	6,24
Nd	1,23	-	1,45	3,09	-	-	8,91	1,50	6,02
Sm	1,23	0,05	-	2,16	0,86	1,40	3,04	0,97	2,10
Eu	0,31	0,08	0,21	0,51	0,31	0,62	1,32	0,59	1,14
ТЪ	-	0,04	-	-	0,28	0,37	-	-	-
Er	0,72	-	0,31	1,34	-	•	3,38	1,71	3,99
Yb	0,41	0,15	0,12	1,34	0,82	1,60	2,92	1,84	3,49
Lu	-	0,02	-	-	0,12	0,24	-	-	-

Таблица 5. Валовый состав (в мас.%) пересчитанный на сухой остаток и содержание РЗЭ (в г/т) габбро, диабазовых даек и лав

сивов и океанического дна, реститовые гарцбургиты Кемпирсайского массива характеризуются очень низкими концентрациями РЗЭ и U-образной формой кривой их распределения (рис. 6, *a*). Менее четкое, но такое же по характеру распределение установлено и в реститовых перидотитах Кракинских массивов, уровень концентрации РЗЭ в которых однако значительно выше (рис. 6,  $\delta$ ). А вот верлиты и пироксениты Нуралинского массива сильно обеднены легкими РЗЭ, даже по сравнению с гарцбургитами (рис. 6,  $\delta$ ).

Как видно из рис. 6, а, кривые распределения РЗЭ для расслоенных оливиновых габбро Кемпирсайского массива демонстрируют когенетичность этой группы пород. Положительные Eu-аномалии и сложная изломанная форма кривых распределения РЗЭ явно отражают в данном случае различные пропорции оливина, плагиоклаза и пироксенов, типичные для кумулятов, образующихся при фракционной кристаллизации расплава в магматической камере, как это уже отмечалось при геохимических исследованиях многих других офиолитовых массивов (например [Pallister, Knight, 1981]). В отличие от них, габброидные породы Нуралинского массива обнаруживают более сглаженную форму кривых распределения РЗЭ, обычно характерную для вулканитов. Такой случай распределения РЗЭ может отвечать образованию этих пород в результате кристал-

Компонент	km429-1	<i>кт</i> 151-в	km565	km555	km380	km483-2	<i>km</i> 458	km458-2
<u>.                                    </u>	Б	ддг	ддп	ддп	ддп	ддп	ддп	ддп
SiO <sub>2</sub>	49,09	45,90	51,79	49.58	50,61	39,86	50,11	50,10
TiO <sub>2</sub>	2,58	0,86	0,85	0,73	0,43	1,26	1,19	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,23	15,86	3,77	3,16	17,68	10,64	16,76	15,28
FeO*	14,73	10,94	6,13	6,08	6,81	9,93	7,12	7,47
MnO	0,23	0,18	0,12	0,08	0,14	0,14	0,09	0,15
MgO	6,34	10,95	25,50	20,22	7,77	29,84	7,82	9,56
CaO	9,12	12,15	11,00	19,26	13,27	6,96	12,75	12,84
Na <sub>2</sub> O	4,18	2,54	0,63	0,68	2,85	0,76	3,81	3,22
K <sub>2</sub> Ō	0,39	0,48	0,19	0,19	0,39	0,46	0,27	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,14	0,02	0,02	0,05	0,16	0,08	0,02
П.п.п.	2,60	1,37	0,40	0,41	-	9,43	1,49	1,25
Mg#	43,40	64,07	88,12	85,57	67,01	84,27	66,18	69,51
Cr	-	385	-	-	164	-	78	340
Ni	-	493	-	-	64	-	75	_
Ba	-	918	-	-	24	-	-	-
Sr	544	-	-	-	239	-	211	157
Zr	-	-	15	-	9	19	0,6	37
Y	-	-	-	-	12	-	-	18
La	-	3,18	2,80	1,11	0,43	7,58	2,1	1,4
Ce	-	6,76	8,61	3,12	1,95	16,71	7,7	3,9
Nd	-	4,30	6,61	2,61	2,47	11,14	-	-
Sm	-	2,46	1,60	0,87	0,87	3,12	21,4	1,8
Eu	-	0,72	0,43	0,25	0,58	0,87	1,0	0,73
ТЪ	-	-	0,26	0,09	0,27	0,38	0,67	0,60
Er	-	1,95	-	-	-	-	-	-
ҮЪ	-	2,15	0,82	0,31	1,13	0,92	2,4	1,90
Lu	-	-	0,13	0,05	0,15	0,13	0,37	0,29

#### Таблица 5 (продолжение)

лизации порций расплава, последовательно поступавших и раздельно кристаллизовавшихся в камере внедрения.

Геохимические характеристики подушечных лав, связанного с ними комплекса параллельных даек и двух последующих генераций даек Кемпирсайского массива (рис. 7) позволяют отметить ряд моментов, важных для понимания тектонической истории южно-уральских офиолитов. Лавы и дайки из верхней части разреза изначальной офиолитовой ассоциации имеют кривые распределения РЗЭ, которые по общему содержанию и степени обеднения легкими лантаноидами типичны для MORB (см. рис. 7, *a*).

Как уже отмечалось, дифференцированные дайки и малые интрузии второй генерации, внедрившиеся в реститовые ультрамафиты и расслоенное габбро, меняются по составу от пироксенитов и габбро-норитов до лейкократового и роговообманкового габбро. В них обнаружены два типа распределения РЗЭ, один из которых опять же характерен для нормальных MORB, а другой типичен для океанических базальтов переходного типа (рис. 7, б и 7, г). Эти данные указывают на генетическую связь обеих генераций даек с магматическими очагами, возникавшими в деплетированной океанической мантии. При этом вторая генерация даек характеризует, судя по их морфологии и более широким вариациям спектров РЗЭ, стадию магматической активности, которая отличалась от первой (спредин-

Компонент	km309-3	km715-2	km310-8	km313-2	km307	km8	km1032-2
	ддп	ддп	ддг	ддг	ддг	ддг	пд
Sion	43.07	41.02	49.35	50.13	45.80	42.48	50.02
TiO <sub>2</sub>	0.71	1.08	2.49	0.62	0.78	2.07	1.99
Al <sub>2</sub> Õ <sub>3</sub>	12.75	18,94	13.26	9.73	11,28	14,07	14,31
FeO*	10,65	12,99	14,30	10,18	11,12	9,71	13,07
MnO	0,22	0,16	0,27	0,23	0,29	0,09	0,19
MgO	19,78	9,86	6,32	12,42	15,64	16,90	6,90
CaO	10,21	12,06	10,26	14,17	12,32	11,52	9,47
Na <sub>2</sub> O	1,78	2,00	3,27	1,36	1,95	2,52	3,07
K <sub>2</sub> Ō	0,37	1,37	0,29	0,94	0,41	0,53	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,11	0,18	0,22	0,42	0,12	0,13
П.п.п.	4,29	1,32	0,66	1,03	1,94	1,60	4,13
Mg#	76,81	57,50	44,04	68,49	71,48	75,63	48,47
Cr	144	19	24	448	524	315	49
Ni	124	37	64	135	81	611	98
Ba	38	1479	18	36	28	88	282
Sr	-	254	_	-	-	113	167
Zr	-	35	169	-	_	31	103
Y	-	16	60	-	-	33	38
La	7,61	7,39	2,46	4,55	5,32	0,66	3,7
Ce	24,89	19,24	9,86	11,12	18,20	4,43	12
Nd	15,82	10,13	9,59	5,51	11,45	5,24	-
Sm	3,92	2,63	3,26	1,29	2,35	1,77	4,1
Eu	1,08	0,95	1,66	0,79	0,92	1,09	1,3
ТЪ	-	0,45	-	-	_	-	1,2
Er	1,80	-	4,01	1,85	1,84	3,25	-
Yb	1,59	1,62	3,68	1,82	1,84	2,44	4,1
Lu	-	0,25	-	-	-	-	0,62

## Таблица 5 (продолжение)

говой) стадии, и, видимо, проявилась при деформациях океанического фундамента уже в стороне от центра спрединга.

Третья, самая поздняя генерация диабазовых даек, секущих не только все комплексы офиолитов, но также структурно связанные с ними тектонические пакеты осадочно-вулканогенных пород, также характеризуется особенностями распределения РЗЭ, присущими базальтам океанского дна (рис. 7, *в*). Поскольку эти дайки нигде не проникают в автохтонные комплексы, мы имеем основание полагать, что начальное тектоническое скучивание пород океанической коры и осадочных формаций, накапливавшихся в краевой приконтинентальной зоне бассейна, произошло до их шарьирования на край Восточно-Европейской платформы.

## метаморфические породы, связанные с офиолитами

В Кракинском аллохтоне метаморфические породы присутствуют в двух структурных позициях: в виде отдельных линз гранатовых амфиболитов и пироксенитов с гранатом и амфиболом среди пород переходной зоны Узянского массива и как блоки гранатовых габбро и габбро-амфиболитов в серпентинитовом меланже. Эти породы распространены ограниченно, а типичные для метаморфической подошвы офиолитов [Boudier et al., 1982] порфирокластические, ми-

Компонент	km1032-4	<i>km</i> 147-в	n1808	n1809	n1808-e	n1808-k	
	пд	пд	п	п	ГД	ГД	
SiO <sub>2</sub>	49.07	51.39	50.94	47.01	42.77	41.68	
TiO <sub>2</sub>	2.09	1.52	_	0.65	1.10	2.43	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.05	15.07	2.60	0.74	13.61	10.21	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			1,68	5,25	4,85	5.42	
FeO	14,49	12,25	2,37	3,45	6,99	10,80	
MnO	0,23	0,22	0,11	0,07	0,20	0,22	
MgO	7,66	6,27	18,81	20,83	10,73	13,53	
CaO	8,77	10,04	21,94	17,84	16,06	12,26	
Na <sub>2</sub> O	3,32	2,65	0,55	1,22	1,45	2,22	
K <sub>2</sub> O	1,20	0,41	0,12	0,20	0,53	0,86	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,19	0,01	-	0,06	0,01	
П.п.п.	3,87	1,65	0,85	2,72	1,65	0,88	
Mg#	48,50	47,69	89,62	81,94	62,75	60,59	
Cr	39	58	4000	1600	<1000	<800	
Ni	-	68	150	420	260	160	
Ba	355	-	-	_	49	82	
Sr	334	-	-	-	41	150	
Zr	125	-	-	-	29	82	
Y	44	-	-	-	<10	52	
La	4,5	2,44	0,250	0,110	2,500	11,000	
Ce	15	7,98	1,100	0,770	7,200	34,000	
Nd	-	6,49	-	-	-	-	
Sm	4,9	3,31	0,420	0,550	2,000	7,100	
Eu	1,6	1,25	0,150	0,210	0,850	2,300	
ТЬ	1,3	-	0,100	0,200	0,580	1,400	
Er	-	3,69	-	-	-	-	
ҮЪ	4,9	2,98	0,370	0,540	1,700	3,900	
Lu	0,72	-	0,055	0,080	0,250	0,540	

#### Таблица 5 (окончание)

Примечание. РГ – расслоенное габбро; ПД – параллельные диабазовые дайки первой генерации; Б – базальты; ДД – дифференцированные дайки габбро (ДДГ) и пироксенитов (ДДП); П – пироксениты; ГД – габбро-диориты. РЗЭ определялись нейтронно-активационным анализом с Ge (Li) детектором РGT в Геологическом институте РАН (аналитик Ляпунов С.М.).

лонитизированные перидотиты отсутствуют. В связи с этим, мы интерпретируем метаморфизованные габбро и пироксениты как синкинематические метаморфиты амфиболитовой фации, образованные в ходе ранних тектонических деформаций (начального тектонического скучивания) океанической литосферы [Williams, Smith, 1973; Searl, Malpas, 1982; Boudier et al., 1988], тем более что в лерцолитовых массивах региона нет никаких аналогов метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород, типичных для метаморфической подошвы циркум-Тетических офиолитовых покровов [Moores, 1982; Michard et al., 1991].

Метаморфиты, предположительно возникшие в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона, представлены только метаплутоническими породами офиолитового разреза. В одной из последних работ, посвященных изучению этих пород [Перцев, Савельев, 1994], было показано, что в восточной части массива преобразованиям подверглись расслоенные оливиновые габбро вместе с проникшими в них интрузивными телами второй генерации. Метаморфические породы с текстурами, варьирующими от крупнозернистых порфиробластовых до гнейсовидных порфирокластических и тонкозернистых гранобластовых (милонитовых) слагают прерывистую полосу, мощностью до 200 м. В ее пределах интрузивные габброиды второй генерации содержат ксенолиты расслоенных оливиновых габбро основного офиолитового разреза и явно вместе с ними испытали ретроградный метаморфизм от фации гранатовых амфиболитов до низких ступеней зеленосланцевой фации. Ранние минеральные парагенезисы этих пород (клинопироксен + гранат  $\pm$  амфибол, амфибол + плагиоклаз + гранат и клинопироксен + гранат + амфибол + плагиоклаз) были использованы для оценки P-T условий метаморфизма, которые оказались отвечающими высокотемпературной ступени амфиболитовой фации [Перцев, Савельев, 1994]. Метаморфическая полосчатость, складчатость течения и структуры будинажа, присущие этим породам, позволяют предполагать, что их преобразования происходили во время перемещения постепенно остывающей пластины офиолитов.

Синкинематические амфиболиты во внутренней части массива по составу и структуре аналогичны некоторым разновидностям амфиболитов из подошвы массива. Это сходство является еще одним свидетельством развития метаморфических событий до обдукции аллохтона на континентальную окраину. Прямым аргументом в пользу этого является тот факт, что слабометаморфизованные диабазовые дайки самой поздней генерации с геохимическими параметрами MORB секут высокометаморфизованные дайки второй генерации.

\* \* \*

Лерцолитовые массивы южно-уральских офиолитов характеризуются, помимо сравнительной низкой степени истощения мантийных реститов, отсутствием в них плутонических габброидов, параллельных даек и лав. Это может отражать либо особенности строения первичных разрезов, либо последующую тектоническую дезинтеграцию их верхних частей, поскольку блоки указанных пород присутствуют в зонах серпентинитового меланжа, развитые восточнее Нуралинского массива. Массивы этого типа, по-видимому, характеризуют рифтогенную стадию раскрытия океанического бассейна, в отдельных участках дна которого могли находиться породы кровли тектонически обнаженного мантийного диапира, лишенные коровых комплексов "классических" офиолитов. Косвенными свидетельствами в пользу такого предположения являются низкая степень деплетирования и простая история магматической дифференциации, выявленная в разрезах Нуралинского и Кракинских массивов. При этом расплавы, экстрагировавшиеся в ходе частичного плавления лерцолитов, в основном уходили на формирование пород дунит-верлитпироксенитовой зоны, небольшой по мощности, просто построенной и структурно завершающей разрезы этих массивов.

Для ряда лерцолитовых массивов в офиолитовых поясах Тетиса (например, Ланцо, Лерц, Лигурия, Ронда и другие) также предполагается их генетическая связь с начальными рифтогенными стадиями раскрытия будущих мезозойских океанических бассейнов. Разрезам этих массивов также присущи либо незначительная мощность, либо полное отсутствие плутонических и вулканических формаций [Obata, 1980; Bonnati et al, 1981; Piccardo et al., 1990; Pognante et al., 1985; Книппер, Савельева, 1987].

В гарцбургитовых массивах южного фланга Сакмарской зоны присутствуют все стандартные комплексы пород офиолитовой ассоциации. Здесь сохраняются реликты формаций расслоенного и изотропного габбро, параллельных диабазовых даек и подушечных лав с геохимическими характеристиками MORB, а также среднеордовикские кремнистые прослои среди этих базальтов. Такие разрезы явно формировались в срединно-океанических центрах спрединга, удаленных от источников терригенного материала (континентального края и возможных зон островодужной активности).

Мантийные перидотиты гарцбургитовых массивов деплетированы в значительно большей степени. Как было отмечено выше, ряд последовательных минеральных ассоциаций в этих породах был образован в ходе субсолидусных мантийных деформаций, сопровождавших частичное плавление и дифференциацию мантийного вещества, и кроме того, их состав отражает влияние поздних инъекций водосодержащей базальтовой магмы, вызвавших вторичное обогащение реститов легкоплавкими компонентами. Присутствие в Кемпирсайском массиве двух доменов мантийных пород с различными отношениями Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Na<sub>2</sub>O/Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пироксенах, диапазон вариаций которых соответствует величинам, установленным в полконтинентальной и полокеанической мантии [Komprobst et al., 1981], может рассматриваться как результат сложной эволюции коры бассейна, перекрывавшей разнородные мантийные блоки литосферы. История пластических деформаций, запечатленная в мантийных перидотитах южных массивов, также более сложная, чем в Кракинско-Нуралинском сегменте и, возможно, именно она обусловила разнообразие Sm-Nd изотопных меток в этих породах [Edwards, Wasserburg, 1985].

Офиолитовый разрез Кемпирсайского массива был интрудирован в позднесилурийское время (420 млн лет назад) дифференцированными дайками второй генерации. Морфология этих даек позволяет считать, что в момент их внедрения офиолиты находились в условиях хрупких деформаций. Вместе с тем сами дайковые тела этой генерации и их породы испытали интенсивные синмагматические деформации и метаморфические преобразования в ходе или непосредственно сразу после их внедрения [Савельев, Савельева, 1991; Перцев, Савельев, 1994].

Дальнейшие события в Сакмарской зоне привели к тектоническому расчешуиванию океанической коры, а затем к формированию пакетов пластин, сложенных ордовикскими офиолитами и силурийско-нижнедевонскими островодужными вулканогенно-осадочными формациями. В Кемпирсайском массиве эти тектонические пакеты пересечены дайками диабазов третьей генерации, которые отсутствуют в автохтонных формациях Восточно-Европейской континентальной окраины. Это, как уже отмечалось, указывает на то, что тектоническое скучивание пород и последнее магматическое событие происходили на одной из заключительных океанических стадий развития бассейна, еще до надвигания всех аллохтонных комплексов на платформенные разрезы. Только с таким предположением можно увязать отсутствие метаморфизованных осадков континентальной окраины в метаморфической подошве обсуждаемых офиолитовых аллохтонов.

Вполне возможно, что нижнедевонские (400 млн лет) интрузивные тела амфиболового габбро и габбро-диоритов Нуралинского массива [Смирнов, 1995] характеризуют в Присакмаро-Вознесенской зоне ту же эпоху магматической активности, что и дайки второй генерации Кемпирсайского массива. С этой же эпохой отчетливо коррелируются поля параллельных даек и подушечных лав Южно-Мугоджарского фланга Магнитогорской зоны, относимых к реликтам коры нижне-среднедевонского океанического бассейна [Кориневский, 1989].

Таким образом, известные на сегодня данные о структурной позиции, внутреннем строении и составе офиолитовых массивов Южного Урала приводят к выводу, что их исходные разрезы формировались в океаническом бассейне, раскрытие которого началось с процессов рифтогенеза на краю Восточно-Европейского континента. В северной части рассматриваемой зоны сочленения континентальной окраины с Магнитогорской зоной Урала отчетливо сохранились следы только этой фазы развития бассейна и можно думать, что вновь образованная структура оставалась здесь сравнительно узкой, прекратив раскрытие в конце или вскоре после завершения рифтогенной стадии. В южной части, где в массивах сохранились такие индикаторы зон спрединга как комплексы параллельных даек, ее раскрытие несомненно было более масштабным и доходило до истинно океанской стадии, поскольку комплексы подушечных лав этих массивов включают прослои пелагических осадков, лишенных примеси терригенного материала.

Структурный анализ, выполненный А.А. Савельевым [1996], привел его к заключению, что в связи с вращением Восточно-Европейской платформы против часовой стрелки, предполагаемым для ордовика, оси рифтогенных структур, проградировавших вглубь континентальной окраины, и последующих зон спрединга были ориентированы косо по отношению к ее краю. Дальнейшая палеозойская эволюция возникшего бассейна (или взаимосвязанной цепи бассейнов) определялась не только процессами спрединга, которые локально (например, в Южно-Мугоджарской части Магнитогорской зоны) продолжались до середины девона, но и процессами тектонического скучивания коры внутри бассейна, заложением зон субдукции и образованием островных дуг. Последняя группа событий началась в конце силура-начале девона и не исключено, что они были неоднократными, однако обсуждение этих аспектов геологической истории уралид выходит за рамки задач данной работы и возможно лишь после специального анализа соответствующих данных. Следует только отметить, что финальная обдукция обсуждавшихся офиолитовых аллохтонов связана с орогенной стадией развития Урала, начавшейся в позднем девоне.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 95 05-14376) и INTAS (грант 94-1857, проект EUROPROBE).

## ЛИТЕРАТУРА

- Денисова Е.А. Дунит-верлит-клинопироксенитовая серия лерцолитовых массивов Южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 3. С. 660–665.
- Иванов К.С. Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного Уральского разлома на Южном Урале // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 5–24.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. Находки конодонтов и граптолитов в метаморфических толщах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 676–679.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник-1988 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 12-13.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры на Урале. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров П.А. Аллохтонное положение Кракинских ультрабазитовых массивов на Южном Урале // Геотектоника. 1971. № 1. С. 96–102.
- Книппер А.Л., Савельева Г.Н. Латеральная неоднородность верхней мантии Тетиса в связи с историей его развития: Твердая кора океанов // Тр. ГИН АН СССР. 1987. Вып. 414. С. 168–181.
- Кориневский В.Г. Палеозойские офиолиты Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34-44.
- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М. и др. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала, масштаб 1 : 1 000 000. Наука, 1977. 120 с.
- Перфильев А.С. Уральская геосинклиналь и развитие земной коры. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива, Южный Урал: Петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. Т. 28, № 3. С. 199–212.
- Перцев А.Н., Савельева Г.Н. Происхождение расслоенной дунит-пироксенитовой серии в офиолитах массива Нурали на Южном Урале // Петрология. 1997. № 5. С. 541-554.
- Пучков В.Н. Палеоструктуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18-33.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.

- Савельев А.А. Структура офиолитовых ультрабазит-базитовых ассоциаций Урала: Свободная или стесненная конвекция // Геотектоника. 1996. № 3. С. 25–35.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: Основные черты структурно-вещественной эволюции // Там же. 1991. № 6. С. 57–75.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структурно-геологическая карта Кракинских ультрабазитовых массивов, масштаб 1:100 000 // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования: (Комплект карт). М.: Наука, 1990.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив) // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 115–132.
- Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
- Серавкин И.В. Вулканизм и сульфидные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1995. 18 с.
- Banatti E., Hamlyn P., Ottonello G. Upper mantle beneath a young oceanic rift: Peridotites from island of Zabargad (Red Sea) // Geology. 1981. Vol. 9, N 10. P. 474-479.
- Boudier F., Nicolas A. Harzburgite and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceaic environments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 76. P. 84-92.
- Boudier F., Nicolas A., Bouchez J.L. Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal sections of ophiolites // Nature. 1982. Vol. 296. P. 825-828.
- Boudier F., Ceuleneer G., Nicolas A. Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolites: Initiation of thrusting on an oceanic ridge // Tectonophysics. 1988. Vol. 151. P. 275-296.
- Edwards R.L., Wasserburg C.J. The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72, N 4. P. 389–404.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Eurasian and Siberian platforms // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81. P. 2553-2576.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guite to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci. 1974. Vol. 8. P. 523-548.
- Kornprobst J., Ohnestetter D., Ohnestetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: A possible discriminant between "sub-continental" and "sub-oceanic" mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 52. P. 241-254.
- Michard A., Boudier F., Goffe B. Obduction versus subduction and collision in the Oman case and other Tethyan settings // Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. 1991. P. 447-467.
- Moores E.M. Origin and emplacement of ophiolites // Rev. Geophys. 1982. Vol. 20. P. 735-760.
- Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer, 1989. 367 p. (Ser. Petrol. Struct. Geol.; N 4).
- Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments // Amer. J. Sci. 1979. Vol. 279. P. 192-210.
- Obata M. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase-lherzolite facies and trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. Vol. 21. P. 533-572.
- Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B4. P. 2673-2698.
- Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R. Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formatoin: Evidences from peridotite bodies of the Western Alpine-Northern Apennine system // Mem. Soc. geol. France. N.S. 1990. Vol. 156. P. 323–333.
- Pognante U., Rosli U., Toscani L. Petrology of ultramafic and mafic roch from Lanzo peridotite body (Western Alps) // Lithes. 1985. Vol. 8. P. 201-214.
- Ruzhentsev S.V., Samygin S.G. Tectonic evolution of the South Uralian ophiolites // Ophiolites of the

Canadian Appalachians and Soviet Urals. St. Tphns, 1979. P. 115-126. (Mem. Univ. New-foundland. Dep. Geol.; N 8).

Savelieva G.N., Nesbitt R.W. A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // J. Geol. Soc. 1996. Vol. 153. P. 525-537.

Savelieva G.N., Pertsev A.N. Mantle ultramaphics in south Urals ophiolites: the Kempersay massif // Petrology, 1995. Vol. 3. P. 99-114.

Savelieva G.N., Saveliev A.A. Relationships between peridotites and gabbroic sequences in the ophiolites of the Urals and the Lesser Caucasus // Ofioliti. 1992. Vol. 17, N 1. P. 117-138.

Searl M.P., Malpas J. Petrochemistry and oridgin of sub-ophiolitic metamorphic and related rocks in the Oman Mountains // J. Geol. Soc. 1982. Vol. 139. P. 235-248.

Williams H., Smith W.R. Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine periditites: Tectonic implication with west Newfoundlend examples // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 594–621.

Yoder H.S. Generation of basaltic magma. Wash. (D.C.): Acad. press, 1976. 237 p.

Zonenshain L.P., Korinevskiy V.G. Plate tectonic model of the South Urals // Tectonophysics. 1984. Vol. 109. P. 95-135.

#### ABSTRACT

In the southern Urals, the allochthonous ophiolite belt at the junction between the Uralides and the East European continental margin includes lherzolite and harzburgite to lherzolite-harzburgite massifs.

The lherzolite massifs are associated with riftogenic clastic and volcanic units. These massifts show similar patterns of plastic deformation in the mantle sequence, and degree of geochemical depletion growing toward the sharp and steep contact with the olivineclinopyroxene transitional unit, above which the layered gabbro unit is missing. The harzburgite massifs display a more complex style of deformation in the mantle sequence, affected by multistage magmatic depletion and impregnation; the upper sequence includes layered and isotropic gabbros, sheeted dykes, and MORB-type lavas. Cherty sediments interlayered with lavas of harzburgite sequences are oceanic in origin.

All these differences suggest that the lherzolite ophiolite sequences were formed during the rift events with poorly manifested magmatic activity, which affected the passive continental margin, whereas harzburgite sequences illustrate spreading events in marginal basins with normal oceanic crust. The synchronism of Early-Middle Ordovician rifting and spreading stages in the southern Urals seems to indicate that basin opening was prograding northward along the continental margin. During Silurian-Devonian imbrication, ophiolite terranes of both types were intruded by basic magmas. According to available U/Pb age determination, this occurred at about 400 Ma.

# ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ КАЛЕДОНИД ЗАУРАЛЬЯ (Южный Урал)

## К.Е. Дегтярев<sup>\*</sup>, С.А. Куренков<sup>\*</sup>, Н.Б. Кузнецов<sup>\*</sup>, В.И. Ленных<sup>\*\*</sup>, Н.В. Лубнина<sup>\*\*\*</sup>, Т.И. Павленко<sup>\*\*\*</sup>

\* Геологический институт РАН, \*\* Институт геологии и геохимии УрО РАН, \*\*\*\* Геологический факультет МГУ

Варисциды восточного склона Урала включают большое количество блоков допалеозойских и нижнепалеозойских комплексов, которые обнажаются в ядрах крупных поднятий, таких как Восточно-Уральское, Челябинское и Зауральское [Тектоника Урала, 1977]. Породы, как правило, интенсивно дислоцированы и неравномерно метаморфизованы. Изучение этих образований может позволить реконструировать фрагменты каледонид в структуре Уральского покровноскладчатого пояса.

Наибольший интерес при изучении проблемы выделения каледонид в восточной части Урала представляет область Зауральского поднятия. Здесь широко развиты позднедокембрийско-раннепалеозойские образования, в целом имеющие субмеридиональное простирание. Западным ограничением поднятия является Челябинский грабен. На востоке нижнепалеозойские комплексы перекрыты вулканогенно-осадочными каменноугольными толщами Валерьяновского вулканического пояса.

Наиболее полно комплексы Зауральского поднятия развиты в его центральной части (среднее течение рек и Уй и Санарка) (рис. 1). Здесь эти образования впервые были описаны Н.Ф. Мамаевым [1965] и К.Е. Гауэром [1981].

Геологическая характеристика. В западной части Зауральского поднятия в береговых обрывах рек Уй и Санарка обнажены кремнисто-вулканогенно-терригенные образования осиповской и санарской толщ. Первая сложена слюдистоплагиоклаз-кварцевыми, альбит-хлорит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями мраморов и кварцитов с пылевидной примесью графита. Для пород осиповской толщи характерна интенсивная дислоцированность, а ее кровля и подошва не известны. Мощность осиповской толщи состаляет не более 800-900 м, ее позднедокембрийский возраст определяется на основании находок микропроблематик [Гауэр, 1981].

К востоку от полосы развития пород осиповской толщи залегает карбонатносланцево-терригенная санарская толща, разрезы которой лучше всего обнажены в левом борту р. Санарки. Наши наблюдения подтвердили данные И.В. Чермениновой [1969] и К.Е. Гауэра [1981] о тектонических взаимоотношениях осиповской и санарской толщ.

Наиболее полно нижние горизонты санарской толщи представлены в бассейне р. Санарка (верховья "Археоциатового лога" – левого притока р. Санарка с устьем в 2 км выше развалин с. Покровского). Здесь в коренных выходах обнажаются мелкопорфировые базальты с линзами серых массивных известняков. Выше залегают тонкослоистые кремнисто-глинистые, часто углеродистые, алевролиты и аргиллиты. Среди этих пород присутствуют линзовидные тела массивных серых кристаллических известняков мощностью до первых метров. Известняки по наше-

<sup>©</sup> К.Е. Дегтярев, С.А. Куренков, Н.Б. Кузнецов, В.И. Ленных, Н.В. Лубнина, Т.И. Павленко, 1998



Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Зауральского поднятия в междуречье рек Уй и Санарка

1 – кайнозойские отложения (KZ); 2 – терригенно-угленосные образования (T); 3 – вулканогеннотуфогенно-терригенные отложения (D–C); 4 – тонкообломочные высокоуглеродистые терригеннокремнистые образования, метаморфизованные (PZ<sub>1</sub>?); 5 – терригенные, карбонатные, реже вулканогенные образования (санарская толща  $\in 1$  I<sub>sn</sub>); 6 – тонкообломочные терригенные, терригеннокарбонатные, карбонатные и кремнистые образования, метаморфизованные (осиповская толща  $R-V_{os}$ ); 7 – гнейсы, амфиболиты, мигматиты (PR?); 8 – метагравелиты и метапесчаники грауваккового состава (PR?); 9 – бластомилонитизированные диориты; 10 – серпентинизированные гипербазиты, тектонизированные; 11 – зоны концентрации даек и силов основного состава (PZ<sub>1</sub>?); 12 – диориты, тоналиты Нижнесанарского массива; 13a – геологические границы, 136 – крупные разломы; 14 – элементы залегания: по слоистости и директивным структурая; 15 – места находок фауны

му мнению, представляют собой органогенные постройки, приуроченные к одному стратиграфическому уровню. Выше залегает пачка красных и вишневых слоистых известняковых алевролитов (до 10 м), которые прослеживаются по простиранию от левого борта долины р. Санарка в северном направлении на расстояние около 1 км.

Разрез санарской толщи наращивается пачкой переслаивающихся зеленых полимиктовых песчаников, глинистых сланцев, филлитов и алевролитов (500 м). Верхняя часть видимого разреза толщи представлена пачкой серых массивных, местами перекристаллизованных известняков (не более 100 м), в низах которых присутствуют прослои фтанитоидов и кремнистых туффитов. Далее на восток более высокие горизонты толщи косо срезаны крупным разломом, который является западным ограничением Нижнесанарского гранодиоритового массива.

Возраст санарской толщи определяется как раннекембрийский (ленский) на основании находок археоциат в известняках из нижней части разреза [Мамаев, 1965; и др.].

Центральную часть Зауральского поднятия занимает Нижнесанарский интрузивный массив, который представляет собой протяженное (более 100 км) тело шириной около 5 км (см. рис. 1). Оно сложено крупнозернистыми гранодиоритами и тоналитами, прорванными мелкими дайкообразными телами пегматитов, аплитов,



1-3 – метаморфизованные офиолиты (РZ<sub>1</sub>?); 1 – слюдистые кварцитовые сланцы, 2 – зеленые метаморфические сланцы (метабазиты) с прослоями графитистых кварцитов, 3 – серпентиниты; 4, 5 – метатерригенные образования: 4 – метагравелиты и метапесчаники грауваккового состава, 5 – бластомилонитизированные метаграувакки; 6 – амфиболиты, гнейсы, мигматиты; 7 – метагабронды; 8 – бластомилонитизированные диориты; 9 – диориты, тоналиты; 10–12 – элементы залегания: слоистости (10), осей мелких складок (11), директивных структур в диоритах (12); 13 – изотопный возраст пород, млн лет (К-Аг метод, по Ф.А. Пискунову (1974 г.))

гранит-порфиров и лампрофиров. Породы массива отличаются выдержанностью структурно-текстурных признаков и неравномерной насыщенностью изометричными обособлениями, представленными полнокристаллическими магматическими образованиями, более меланократовыми и мелкозернистыми, чем основная масса гранитоидов. Во внутренней части Нижнесанарского массива выделяются зоны с гнейсовидными текстурами (рис. 2), с падениями преимущественно в северо-западных румбах (Ф.А. Пискунов и др., 1974 г.). С запада массив, как уже отмечалось, по крупному крутопадающему разлому соприкасается с породами санарской толщи. Восточный контакт Нижнесанарского массива изучен по р. Санарка в районе д. Чкалово (см. рис. 2). Здесь он представлен зоной бластомилонитов, которые слагают полосу шириной 450-500 м с падениями в северо-западном направлении (аз. пад. 300°, < пад. 60°). Бластомилониты образовались по интрузивным породам описываемого массива. В восточной части зоны динамометаморфических преобразований обнажаются меланократовые амфиболиты, которые к западу на протяжении 2-3 км переходят в бластомилониты по габброидам, содержащие реликты ортопироксена. Западнее прослеживаются разрозненные выходы бластомилонитов по диоритам и кварцевым диоритам (аз. пад. сланцеватости 330°, < пад. 30-60°).

Возраст диоритов и тоналитов Нижнесанарского массива определен К-Аг методом (более десяти анализов) и составляет 430 ± 20 млн лет, а для разгнейсованных разностей имеются датировки 383 ± 16 млн лет (Ф.А. Пискунов и др., 1974 г.). Вероятно, этим же значениям соответствует возраст ранних бластомилонитов по диоритам.

К востоку от зоны бластомилонитов обнажается фрагмент сложнодислоцированного и высокометаморфизованного амфиболит-гнейсо-мигматитового комплекса. Амфиболиты, мигматиты и гнейсы прослежены по р. Санарка на протяжении 400 м. В строении гнейсовой толщи участвуют гранатовые и другие мигматизированные амфиболиты, амфиболовые, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, многочисленные деформированные гранитоидные и пегматитовые жилы и линзы. Все породы имеют признаки неоднократных структурно-вещественных преобразований, однако уровень метаморфизма соответствует амфиболитовой фации. Преобладающее падение полосчатости, сланцеватости метаморфических пород северо-западное (аз. пад. 300–310°, < пад. 45°). Таким образом, образования гнейсового комплекса погружаются под гранодиориты Нижнесанарского массива. Рассмотренный фрагмент амфиболит-гнейсо-мигматитового разреза может быть сопоставлен с другими дорифейскими и рифейскими гнейсо-мигматитовыми комплексами Урала.

Восточнее выходов гнейсов и амфиболитов обнажаются тонкополосчатые, плойчатые зеленые сланцы с хлоритом, альбитом, которые постепенно, на протяжении 120-130 м переходят в полосчато-линзовидные породы биотит-полевошпатового состава со значительным количеством округлых или линзовидных зерен кварца (см. рис. 2). Эти породы, скорее всего, представляют собой бластомилониты по грауваккам. По степени метаморфизма основную часть пород можно отнести к эпидот-амфиболитовой фации. Однако в зоне контакта с распространенными восточнее серпентинитами степень метаморфизма снижается до уровня фации зеленых сланцев в связи с наложенными деформациями и диафторезом. Наложенная на бластомилониты зона деформаций и диафтореза выделяется также и в западной части рассматриваемого участка разреза, совпадая с меридиональным участком р. Санарка (у восточной окраины д. Чкалово). Зона поздних бластомилонитов с хлоритом имеет здесь мощность в несколько метров, меридиональное простирание и падает круто на запад (аз. пад. ≈ 270°, < пад. 70°). Ранние бластомилониты у восточной окраины деревни падают на юго-восток (аз. пад. 140–150°, < пад. 20– 25°). Судя по элементам залегания бластомилониты образуют складки северовосточного простирания.

Следующий к востоку от рассмотренных образований комплекс может быть отнесен к офиолитовой ассоциации. В его строении преобладают зеленые сланцы (метабазиты), содержащие горизонты черных фтанитов, редкие прослои слюдистых кварцитов и слюдяных сланцев, тела кварцевых порфиров (см. рис. 2). Среди зеленых сланцев залегают тела серпентинитов, смятые вместе с ними в опрокинутые на юго-восток складки. Падения сланцеватости, полосчатости и контактов зеленых сланцев с фтанитами и серпентинитами преимущественно



Рис. 3. Глазомерные зарисовки дайковых комплексов в бассейне р.Уй: A – зоны магмовыведения, Б – рассеянно-спредингового комплекса

I – кремнисто-терригенные отложения (V?- $E_1$ ); 2 – ороговикованные кремнисто-терригенные породы; 3 – пироксениты; 4–7 – диабазы: 4 – мелкозернистые, 5 – крупнозернистые, 6 – плагиопорфировые, 7 – тонкозернистые; 8 – диабазы нерасчлененные; 9 – эндоконтакты: установленные (а) и предполагаемые (б); 10 – геологические границы (а) и зоны тектонического брекчирования (б); 11 – граница детальных наблюдений; 12 – границы обнаженности; 13 – номера магматических тел

северо-западные (аз. пад. 290-330°, < пад. 30-50°), линейность и оси мелких складок имеют северо-восточное падение (аз. пад. 30-40°, < пад. 20-25°). Реже контакты и полосчатость имеют юго-восточные падения.

Слюдистые серые кварциты и слюдяные сланцы встречены лишь в самой восточной части разреза, где они среди зеленых сланцев образуют прослой мощностью 10–15 м. Полосчатость и слоистость в кварцитах и сланцах имеют восточное падение (аз. пад. 70–80°, < пад. 40–45°), а шарниры мелких складок и линейность падают на северо-восток (аз. пад. 30°, < пад. 20–25°).

Тела серпентинитов рассланцованы, особенно в зонах контактов. В наиболее мощном, западном, теле серпентинитов встречено включение родингитизированных основных пород (2 × 4 м).

Структурные наблюдения показывают, что в офиолитах намечаются два этапа складчатых деформаций: ранние складки субширотного простирания, на которые наложены более поздние, заметно повернутые на север. Уровень метаморфизма пород соответствуют фации зеленых сланцев повышенных давлений. Это предположение коррелируется с находками на южном продолжении этой офиолитовой зоны (в 65 км к юг-юго-востоку от с. Варна) глаукофановых сланцев, отнесенных к городищенской свите верхнего протерозоя [Казак и др., 1989].

На основании находок конодонтов раннего ордовика в кремнисто-базальтовых толщах, распространенных на южном продолжении рассматриваемой зоны севернее с. Варна [Пучков и др., 1992], мы предполагаем, что породы офиолитовой ассоциации в бассейне р. Санарка имеют раннепалеозойский возраст.

Рассеянно-спрединговый комплекс. Среди пород осиповской и санарской толщ присутствуют магматические тела преимущественно диабазового состава, которые слагают разноориентированные дайки и силлы мощностью до первых метров.

Наиболее широко эти тела распространены среди осиповской толщи, тогда как в поле развития санарской толщи отмечаются только единичные дайки и силлы.

Детальное изучение магматических образований в долинах рек Уй и Санарка позволило выявить ряд закономерностей распределения магматических образований по площади.

В правом борту р. Уй, в 3,5 км выше по течению от д. Осиповка (см. рис. 1), установлена крупная зона сплошного развития диабазов и плагиопорфировых диабазов протяженностью в меридиональном пересечении более 200 м. Часть комплекса в коренных скальных выходах удалось описать более подробно (рис. 3, *A*, с запада на восток):

Мощность, м

<ol> <li>Полого залегающее магматическое тело, сложенное хорошо раскристал- лизованными плагиопорфировыми диабазами (плагиопорфировые выде- ления до 1,5 см) (аз. пад. 55°, &lt; пад. 30°), с отчетливыми верхней и нижней</li> </ol>	
эндоконтактовыми зонами (закалками), представленными мелкозернис-	
пыми диабазами. Пижняя закалка имеет мощность 0,50–0,40 м, верхняя – 0.03–0.05 м. Общая мошность тепа	15
2. Магматическое тело, сложенное аналогичными плагиопорфировыми габ-	1,5
бро-пиабазами (п. 1). Нижний контакт пассивный, верхний представлен	
мелкозенистыми диабазами	3,0
3. Дайка, сложенная мелкозернистыми диабазами (аз. пад. 20°)	0,1
4. Дайка, аналогичная описанной в п. 3	0,15
Перерыв в обнаженности	20
5. Магматическое тело, сложенное плагиопорфировыми диабазами, с верхней	
и нижней эндоконтактовыми зонами (аз. пад. 245°, < пад. 45°)	1
Зона тектонического брекчирования	56
<ol> <li>Магматическое тело, сложенное порфировыми диабазами. Верхняя эндокон- тактовая зона представлена более мелкими тонкозернистыми диабазами,</li> </ol>	
нижняя не наблюдается. Видимая мощность	2–2,5
7. Магматическое тело, аналогичное описанному в п. 6, с существенно отли- чающимся залеганием (аз. пад. 80°, < пад. 60°). Верхний контакт пассивный,	
нижний – активный	1,5
Перерыв в обнаженности	12
8. Магматическое тело, аналогичное по составу п. 6 (аз. пад. 265°, < пад. 40°).	
Нижний контакт активный, верхний трудно доступен для наблюдений.	
Вилимая мошность	2

В целом вся исследованная зона представляет собой сложное сочетание магматических образований, среди которых преобладают пологозалегающие тела (силлы?) с углами наклона 30-40°. К сожалению, не удалось обнаружить контактов описанной зоны со вмещающими отложениями, поэтому трудно установить, вызван ли указанный наклон магматических тел тектоническими причинами или отражает первичное положение тел в структуре.

Можно предположить, что рассматриваемая зона представляет собой активную область проницаемости, которая выполняла роль зоны магмовыведения.

Восточнее зоны магмовыведения располагаются рои магматических тел, неравномерно насыщающие осадочные породы. Они представлены сложным сочетанием даек и силлов.

Характерный пример такого роя установлен в левом борту р. Уй в районе устья Нижнеосиповского лога (рис. 3, *Б*, с запада на восток):

Мощность, м

1.	Вмещающие породы, представленные терригенно-силицитовыми образо-
	ваниями, как правило, тонкослоистыми, темно-серого и желтовато-серого
	цвета (аз. пад. 95°, < пад. 65°). Видимая мощность
2.	Дайка, представленная мелкозернистыми диабазами. Тело имеет коле-
	нообразные изгибы, сохраняя при этом генеральное простирание 300°. За-

4

падный эндоконтакт сложен тонкозернистыми диабазами, восточный	
брекчирован	0,7
3. Зона тектонического брекчирования (аз. пр. 170°)	0,1-0,12
4. Вмещающие породы (см. п. 1)	1
5. Силл, сложенный диабазами, с хорошо выраженными эндоконтактовыми	•
зонами, представленными мелкозернистыми диабазами. Нижняя закалка	
имеет мощность 0,1 м, верхняя – 0,15 м	2
6 Дайка плагиопорфировых диабазов, прорывающая вмешающие породы и	
силл (аз. пад. 215°, < пад. 75°). Юго-западный эндоконтакт брекчирован	1.5
7. Вмешающие породы (см. п. 1)	0.3
8. Дайка, сложенная мелкозернистыми диабазами	0.15
9. Вмещающие породы (см. п. 1)	2
10. Силл, сложенный габро-диабазами	2.5
11. Вмещающие породы (см. п. 1)	4
12. Пайка мелкозернистых диабазов (аз. пад. 110°, < пад. 45°)	0.1
13. Силл пироксенитов. Эндоконтактовые зоны хорошо выражены	0,2-1,25
14. Вмещающие породы (см. п. 1)	3,5
15. Дайка мелкозернистых диабазов (см. п. 12) (аз. пад. 80°, < пад. 40°)	0.4-0.7
16. Зона тектонического брекчирования и ожелезнения	15
17. Силл мелкозернистых диабазов. Западный контакт не обнажен, восточный	
– сложен тонкозернистыми диабазами	2
18. Скрин линзовидной формы, сложенный измененными вмещающими	
породами	до 1
19. Силл плагиопорфировых диабазов	4,5
20. Серия магматических тел с неотчетливо выраженными эндоконтактовыми	
зонами, сложенная мелкозернистыми диабазами	8
Вся совокупность магматических тел пронизана серией одновременно	
внедрявшихся широтных и меридиональных маломощных даек	0.1-0.15
21. Вмешающие породы (см. п. 1)	1
22. Силл, сложенный плагиопорфировыми диабазами	1
23. Вмещающие породы (см. п. 1). Видимая мощность	3

Изучение особенностей строения дайкового комплекса в бассейне р. Санарка показало, что здесь наблюдаются рассредоточенные магматические тела, по своему структурно-морфологическому облику и составу аналогичные описанным в бассейне р. Уй (см.рис. 3, Б).

Таким образом, изучение строения диабазового комплекса в раннепалеозойских толщах западной части Уйско-Санарского района позволяет предположить, что здесь существует по меньшей мере два типа магматических ассоциаций. Первый тип – зоны магмовыведения, в которых насыщение пространства магматическими телами достигает 100%. Второй тип представлен совокупностями рассредоточенных магматических тел (роями), среди которых преобладают пластовые тела (силлы). В обоих типах выделяются минимум две генерации магматических тел, причем более поздняя представлена дайками, имеющими отчетливо секущие контакты с силлами. Основная часть дайковых тел сложена плагиопорфировыми диабазами, тогда как среди силлов преобладают диабазы и габбродиабазы. В роях рассеянных магматических тел ведущая роль принадлежит силлам. Особенности строения и состава рассмотренных магматических образований позволяют выделить их в особый Уйский дайково-силловый комплекс.

Наиболее молодые стратифицированные образования, вмещающие этот комплекс, относятся к нижнему кембрию [Мамаев, 1965] и являются единственным возрастным репером, позволяющим утверждать, что возраст Уйского комплекса моложе раннего кембрия. Слабые экзоконтактовые изменения во вмещающих породах позволяют предполагать значительную литифицированность пород к моменту внедрения магматических образований. Верхним возрастным пределом **Рнс. 4.** Структурно-формационная схема Троицко-Карталинского района Южного Урала

- 1-4 комплексы Восточно-Уральского поднятия:
  - метаморфизованные докембрийские и нижнепалеозойские образования,
  - серпентинизированные гипербазиты,
  - 3 океанические и островодужные комплексы (S-C<sub>1</sub>),
  - 4 позднепалеозойские гранитоиды: диориты, тоналиты (а), граниты (б);
- 5-11 комплексы Зауральского поднятия:
  - 5 гнейсы мигматиты и амфиболиты (PR?),
  - 6 нерасчлененные докембрийские и нижнепалеозойские комплексы в разной степени метаморфизованные,
  - метаморфизованные офиолиты (PZ<sub>1</sub>),
  - 8 глаукофановые метаморфические сланцы,
  - 9 кремнисто-терригенно-вулканогенные комплексы (PR<sub>2</sub>-PZ<sub>1</sub>),
  - 10 рассеянно-спрединговые комплексы,
  - 11 гранодиориты и тоналиты (O<sub>3</sub>?);
  - 12 терригенные угленосные толщи Челябинского грабена (Т);
  - 13 разрывные нарушения: надвиги и тектонические покровы (а), крутопадающие (б). Буквами на схеме обозначены: ТР – Троицкий разлом, КРС – Карталинская сутура

Уйского комплекса можно считать поздний ордовик, что соответствует времени становления Нижнесанарского гранодиоритового массива.

Отмеченные закономерности строения Уйского дайково-силлового комплекса позволяют предположить, что его формирование происходило в геодинамических условиях растяжения, реализовавшихся по принципу рассеянного спрединга.

Спрединговые комплексы типа "дайка в дайке" в пределах Урала установлены всего в нескольких местах: в Сыум-Кеуском [Афанасьев, 1990] и Войкаро-Сыньинском [Язева, Бочкарев, 1984] массивах, на горе Азов [Путеводитель, 1989], в Южно-Мугоджарском районе [Кориневский, 1972; Диденко и др. 1983; Куренков, Перфильев, 1984]. Все они представляют собой фрагменты Уральского бассейна с корой океанического типа, принадлежат к концентрированному типу спрединговых комплексов и по своим структурно-морфологическим характеристикам существенно отличаются от Уйского комплекса.

Типичные дайковые комплексы, свидетельствующие о геодинамических условиях рассеянного спрединга, установлены в герцинидах Туркестано-Алая [Куренков и др., 1988], с которыми Уйский комплекс имеет заметные черты сходства. Их роднит наличие силловых образований, в том числе типа "силл в силле", наличие магматических тел ультраосновного состава, сущствование областей, насыщенных магматическими образованиями (области магмовыведения и определяющих их роев рассеянных даек и силлов).

Каледоннды Тронцко-Карталинского района Южного Урала. В строения Троицкого-Карталинского района Южного Урала выделяются два блока: Восточно-Уральский и Зауральский (рис. 4).

Центральная часть Восточно-Уральского блока сложена метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями, которые аллохтонно перекрыты вулканогенноосадочными островодужными и океаническими комплексами силура-нижнего карбона и ассоциирующими с ними крупными телами серпентинизированных гипербазитов. Все комплексы Восточно-Уральского блока прорваны крупными массивами гранитов, монцонитов и гранодиоритов позднепалеозойского возраста.

В строении Зауральского блока принимают участие только докембрийские и нижнепалеозойские комплексы, среди которых выделяются гнейсово-мигматитовые комплексы нижнего (?) протерозоя, кремнисто-терригенно-вулканогенные верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования и метаморфизованные нижнепалеозойские офиолиты. Эти комплексы прорваны крупными массивами позднеордовикских гранодиоритов и тоналитов. Характерной чертой этого блока является появление рассеянно-спрединговых комплексов (см. рис. 4).

Крупной зоной, разделяющей два этих блока, является крутопадающий Троицкий разлом.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Нижнепалеозойские комплексы Зауральского блока по составу и возрасту имеют существенные отличия от образований более западных районов Урала. Эти отличия подчеркиваются присутствием раннепалеозойских рассеянно-спрединговых комплексов и крупного массива позднеордовикских гранодиоритов, неизвестных в других структурах Уральского покровно-складчатого сооружения.

2. Стратифицированные и магматические комплексы, подобные образованиям Зауральского блока, широко распространены в западной части Центрального Казахстана (Кокчетавский массив и его обрамление). На этом основании можно предположить, что Зауральский блок, в строении которого участвует Уйский дайково-силловый комплекс, является фрагментом каледонид Центрального Казахстана, включенный в структуру варисцид Урала на стадии коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-64914).

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев А.К. Геология офиолитов Щучьинского сектора Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1990. 21 с.
- Гауэр К.Е. Особенности тектонического строения докембрийских и нижнепалеозойских отложений Троицкого района // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1978. Вып. 135. С. 52–62.
- Гауэр К.Е. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения Зауральского поднятия и история их формирования // Геологическая история Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 34–48.
- Диденко А.Н., Кориневский В.Г., Куренков С.А. и др. Комплекс параллельных даек Южных Мугоджар // История развития Уральского палеоокеана. М.: ИОАН СССР, 1983. С. 78-101.
- Казак А.П., Казимирова Л.Х., Литвин П.А. Глаукофансланцевый пояс Зауралья // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1989. С. 45-50.
- Кориневский В.Г. Принципиальный вопрос стратиграфии силура Мугоджар // Ежегодник-1971 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 136–138.

- Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–15.
- Куренков С.А., Перфильев А.С., Печерский Д.М. и др. Повторный спрединг в герцинских офиолитах Алая (Южный Тянь-Шань) // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 71–102.
- Мамаев Н.Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала (Брединско-Челябинский нижнепалеозойский синклинорий). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. 168 с.
- Путеводитель геологических экскурсий Всесоюзной школы-семинара "Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы". Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 95 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С., Пелевин И.А. Новые данные по стратиграфии и истории развития восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 3–9.
- Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала, масштаб 1 : 1 000 000 / Сост.: А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1977. 148 с.
- Черменинова И.В. Тектоника венда и нижнего палеозоя восточного склона Урала. М.: Наука, 1969. 168 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.

#### ABSTRACT

On an example of one part of the Troizk-town region of the TransUralian uplift is shown, what in a struture of the TransUralin block exposed the gnese-migmatite complexes of the Early Proproterozoic (?) age, the cherts-terregenic-volcanous complexes Late Precembrian-Early Paleozoic ages and the metamorphical ophiolites of the Early Paleozoic age. Among these complexes is located a large body of granitoid rock of LateOrdovician age. The Late Precembiran-Early Paleozoic rock units are intruded the dikes and sills of diabase composition. These dikes and sills which outcorpsed in valley of the Uy and Sanarka rivers were study. We made conclusion that they belong at least to two types of magmatical associations, which formed in the geodynamic conditions of the absentminded stretching. The rock units of the TransUralian uplift have the essential differences from one which located in more western regions of Ural. Thus they are similar to formations widely widespread in western part Central Kazackstan high-land (Kokchetav massif and his frame). The assumption is stated, that TransUralian uplift is a fragment Caledonian complexes of the Central Kazackstan, which was included in structure of Variscan Ural at the stage of Late Paleozoic collision. Thus we made conclusion about the formation Uvriver dikes-sills complex occured, probably, outside of Ural.

# СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОГО ПАЛЕОУРАЛА И ЕГО РАЗВИТИЕ

## А.Е. Шлезингер

Геологический институт РАН

Рубеж коллизионного и постколлизионного режимов развития на территории Уральской складчатой системы. Развитие Уральской коллизионной<sup>1</sup> складчатой системы завершается формированием структур орогенного класса. Наиболее ярким их представителем является Предуральский краевой прогиб. Он протягивается вдоль всего фронта палеозойских складчатых сооружений. Поперечные поднятия разделяют его на Бельскую, Уфимо-Соликамскую, Большесынинскую и Верхнепечорскую ванны. На крайнем юге Бельскую ванну Предуральского краевого прогиба кулисно подставляют Актюбинский и Атжаксинский прогибы.

Разрез Предуральского краевого прогиба на большей площади начинается с верхнекаменноугольной сероцветной морской молассы, подстилаемой обычно мелководными среднекаменноугольными карбонатными отложениями московского яруса. Сероцветная моласса надстраивается морской молассой и соленосной формацией нижней перми, а также пестроцветной континентальной молассой верхней перми – нижнего триаса. На крайнем севере возраст пород, выполняющий Предуральский краевой прогиб, смещается в пределы кунгурского яруса нижней перми-верхнего триаса. Складчатый комплекс Предуральского краевого прогиба, достигающего мощности 10 км, перекрывается пологолежащим платформенным чехлом, мощность которого не выходит за пределы первых сотен метров. Наиболее древние его слои, относящиеся к среднему триасу, известны в Бельской ванне. В то же время в Коротаихской ванне породы верхнего триаса деформированы совместно с подстилающими отложениями. Таким бразом, складчатые движения на территории Предуральского краевого прогиба происходили не одновременно, а в интервале времени от начала среднего триаса до начала юры.

На территории Магнитогорской структурно-формационной зоны Южного Урала палеозойский разрез венчают породы уртазымовской свиты. Они представлены красноцветными, иногда сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями с прослоями серых, большей частью глинистых, известняков. По фаунистическим данным верхняя возрастная граница уртазымовской свиты не выходит за пределы башкирского яруса [Архангельский и др., 1968а, 6; Бочкарев, 1973; Чувашов и др., 1984]. Породы уртазымовской свиты местами интенсивно дислоцированы (углы наклона до 60-80°).

На территории Магнитогорской структурно-формационной зоны местами распространены пестроцветные слаболитифицированные валунно-галечные конгломераты нижнего триаса [Архангельский и др., 1968а, б]. Они залегают на породах уртазымовской свиты или более древних образованиях палеозоя с углами

© А.Е. Шлезингер, 1998

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> При коллизионном режиме происходит становление Урала как складчатого горного сооружения. Постколлизонные режимы включают тафрогенный (рифтовый), платформенный <sup>и</sup> эпиплатформенный этапы развития, последний из которых охватывает позднекайнозойское время. Этот этап в данной статье не рассматривается.

наклона в 20–25°. Полная мощность пород уртазымовской свиты и нижнего триаса не установлена, а по обнажениям, буровым скважинам она не выходит за пределы первых сотен метров. Нижнетриасовый возраст имеют небольшие гранитные интрузии, распространенные по площадях Урало-Тобольской структурно-формационной зоны [Архангельский и др., 1968 a, 6].

Грубообломочные породы уртазымовской свиты верхнего палеозоя и отложения нижнего триаса представляют собой орогенный комплекс пород, выполняющий внутренние прогибы и впадины. На площадях сопряженных поднятий с ними синхронны интрузивные образования. Они с резким структурным несогласием перекрываются пологолежащими слоями верхнего триаса, юры, мела и кайнозоя, составляющими платформенный чехол. Следовательно, на западе Уральской складчатой системы завершение коллизионного режима развития падает на конец раннего-начало среднего триаса.

На востоке Уральской складчатой системы и в сопряженных районах Западно-Сибирской плиты широко распространены триас-юрские грабены. Их субстратом являются различные по возрасту породы палеозоя, наиболее молодыми горизонтами которых являются отложения башкирского яруса [Архангельский и др., 1968а, б; Чувашов и др., 1984]. Разрез грабенов начинают основные вулканиты туринской серии нижнего-среднего триаса, а венчают – континентальные терригенные угленосные образования верхнего триаса и низов нижней юры. Триаснижнеюрские грабены востока Уральского складчатого сооружения представляют постколлизионные структуры, поскольку они начинают принципиально новый этап развития земной коры [Шлезингер, 1974]. Таким образом, на востоке Уральского складчатого сооружения завершение коллизионного режима развития произошло в конце позднего палеозоя.

На крайнем севере и юге происходит резкое сужение Уральской складчатой системы. На севере Пай-Хоя деформированы породы нижней перми, выполняющие Карскую впадину. Складчатое сооружение Пай-Хоя непосредственно переходит в складчатое сооружение Новой Земли, коллизионный комплекс которого венчают мощные деформированные терригенные отложения перми и нижнего триаса. На юге Уральской складчатой системы бурением и сейсморазведкой МОГТ обнаружены деформированные породы верхней перминижнего триаса, участвующие в строении Арало-Кызылкумского вала.

Приведенный материал показывает, что завершение развития Уральской складчатой системы как крупного коллизионного сооружения происходило в пределах разных структурно-формационных зон не одновременно. Оно охватывало интервал времени от конца позднего палеозоя до конца триаса. С юрского времени коллизионный режим развития на всей территории Уральской складчатой системы прекратился.

Деформации конца коллизионного режима развития. Деформации конца коллизионного режима развития Уральской складчатой системы были восстановлены А.П. Сиговым, В.И. Ромашовой [1984] по величине эрозионного среза. Последний был определен по комплексу петрологических и геоморфологических параметров. Поверхность среза складчатого сооружения, возникшего в конце коллизионного этапа развития Палеоурала, прослежена ими на протяжении почти 2,5 тыс. км; исчезает в пределах Северного и Южного Урала. Ширина Палеоурала по этим данным составляла от 120 до 350 км (на широте г. Инделя). На северной и южной перифериях высота Палеоурала не превышала 4 км, реже достигая 6 км. Пай-Хой в рельефе был выражен слабо. Вся средняя часть Палеоурала характеризовалась большими высотами (до 7–7,5 км). Поверхность Палеоурала опускалась к западу в сторону Предуральского краевого прогиба, где ее высота не превышала первых сотен метров. К востоку она также погружалась, и на сопряженных площадях Западно-Сибирской плиты ее высота также не превышала



Рис. 1. Схема ареалов распространения геологических формаций мезозоя и кайнозоя Урала [Сигов, 1969]

1 – ареал опорадического распространения нижнемезозойской вулканогенно-осадочной формации; 2 – то же, формации нижнемезозойских тектонических впадин; 3 – ареал сплошного распространения мезозойско-палеогеновой формации морских трансгрессивных циклов в начале III тектонического этапа; 4 – то же, в конце этого этапа; 5 – ареал распространения формации мезозойской коры выветривания – "открытой"; 6 – то же, погребенной под формацией морских трансгрессивных циклов; 7 – ареал распространения формации палеогеновой коры выветривания; 8 – то же, формации Туртасского бассейна; 9 – то же, формации миюценового педиплена; 10 – то же, формации миюценовых бассейнов; 11 – то же, ледниковой четвертичной формации; 12 – то же, формации плиоценового и четвертичных эрозионных циклов

первых сотен метров. Реставрация рассматриваемой поверхности рельефа Палеоурала доказывает, что он совпадает с современной горной системой, Следовательно, в конце коллизионного режима развития импульс высокоамплитудных дифференцированных вертикальных восходящих движений создал горную систему, практически полностью снивелированную за счет эрозии к началу постколлизионного режима развития.

Постколлизионные чехлы Уральской складчатой системы. Наиболее древние отложения постколлизионных чехлов, относящихся к нижнему триасу, обнаружены на востоке Уральской складчатой системы (рис. 1). Они начинаются вулканогенно-осадочными образованиями туринской серии. По данным Н.И. Архангельского и др. [1968а, б] и К.П. Иванова [1974], в се нижней части, как правило, залегает толща базальных пестроцветных грубообломочных пород (биткуевская свита). Большую часть разреза туринской серии составляют базальты и иногда липариты. Основную роль играют туфогенные породы от агломератовых туфов до туффитов. Небольшие субвулканические гипабиссальные интрузии распространены ограниченно. По петрохимическому составу породы базальтовой группы являются производными толеитовой магмы, характерной для платобазальтов траппового типа. Однако по особенностям химизма они отличаются от типичных траппов древних платформ меньшей основностью и слабощелочным уклоном. Н.И. Архангельский и др. [1968 а, б], наиболее подробно проанализировавшие биостратиграфическую информацию, оценивают возрастной диапазон туринской серии в пределах нижнего-среднего триаса. Ее мощность достигает 2-2,5 км.

**Рис. 2.** Схема расположения доплитных структур в южной части Западно-Сибирской плиты и в пределах Тургайского прогиба [Гарецкий, 1972]

I – домезозойское обрамление; 2 – туринская серия; 3 – туринская и челябинская серии; 4 – нижняя-средняя юра; 5 – верхняя юра; 6 – разрывные нарушения

Вышележащий разрез платформенного чехла составляют породы челябинской серии, залегающие на образованиях туринской серии с размывом и небольшим угловым несогласием. Они сложены исключительно терригенными континентальными образованиями с весьма высокой угленасыщенностью. По данным Н.И. Архангельского и др. [1968 a, 6], отложения челябинской серии принадлежат к верхнему триасу и, возможно, низам нижней юры. Их мощность местами превышает 2,5 км.

Породы туринской и челябинской серий на востоке Уральской складчатой системы и в сопряженных районах Западно-Сибирской плиты выполняют отдельные узкие глубокие грабены (рис. 2). Они с резким структурным несогласием перекрываются юрско-кайнозойскими образованиями, плащеобразно распространенными на территории Зауралья, которая представляет собой периферическую часть Западно-Сибирской плиты. Нижне-среднеюрские породы распространены фрагментарно, выполняя меридионально вытянутые понижения поверхности палеозойского фундамента. Наблюдается последовательное омоложение с востока на запад базальных слоев осадочного чехла вплоть до эоцена на крайнем западе. Юрско-сеноманская часть разреза Зауралья сложена преимущественно песчано-глинистыми континентальными образованиями. В туроне-нижнем олигоцене преобладают морские песчано-глинистые отложения и опоки. Вышележащая кайнозойская часть разреза состоит из песчаноглинистых континентальных образований. Общая мощность юрско-кайнозойских образований на территории Зауралья не выходит за пределы сотен



метров. К востоку она увеличивается и в пределах западных районов Западно-Сибирской плиты достигает 2–3 км.

На западе Уральской складчатой системы отложения постколлизионного чехла начинают отложения верхнего триаса, распространенные на юге Магнитогорской структурно-формационной зоны. Вышележащий разрез чехла составляют образования нижней-средней юры, мела, палеогена, неогена и четвертичной системы. Они представлены исключительно песчано-глинистыми континентальными породами, и только на уровне среднего эоцена встречаются морские отложения. Нижнюю часть верхнего триаса составляют породы, состоящие из продуктов размыва коры выветривания доверхнетриасового субстрата. Верхнетриас-кайнозойские отложения на западе Уральской складчатой системы выполняют Таналык-Баймакскую и Орскую депрессии. К северу от них на территории Магнитогорской структурно-формационной зоны они сохранились в виде небольших по площади фрагментов. Общая мощность верхнетриас-кайнозойских образований на западе Уральской системы, по-видимому, не выходит за пределы первых сотен метров.

В Бельской ванне Предуральского краевого прогиба нижнюю часть постколлизионного чехла слагают отложения среднего триаса, а на остальной территории – породы верхнего триаса или чаще – юры. Они, как и вышележащий мел-кайнозойский разрез, представлены преимущественно континентальными песчаноглинистыми образованиями общей мощностью в первые сотни метров.

Постколлизионные деформации. На территории восточной части Уральской складчатой системы распространена система линейных меридионально вытянутых асимметричных грабенов, выполненных отложениями триаса-нижней юры (рис. 3). Наиболее крупные из них достигают длины 100–200 км при ширине до первых десятков километров (Челябинский, Буланаш-Елкинский, Убаганский и др.). Чаще длина грабенов составляет первые десятки километров при ширине в первые километры. Слои в центральных частях грабенов залегают обычно со слабым наклоном. Вдоль бортов грабенов породы смяты в крутые складки с углами падения слоев в 45–60°. Отмечаются разрывные нарушения взбросового и надвигового типов. Горизонтальное перекрытие триас-нижнеюрских образований породами палеозоя вдоль некоторых надвигов достигает первых километров. Для внутренних частей и пологих бортов грабенов более характерны сбросы с амплитудами перемещения до первых сотен метров.

Постколлизионная, а для восточной части Уральской складчатой системы – постграбеновая структура Палеоурала – восстанавливается по денудационным поверхностям и величинам эрозионного среза, деформациям и мощностям постколлизионного чехла. В целом территория Уральской складчатой системы, отвечающая современному горному сооружению, представляет собой крупное линейное поднятие, осложненное различными типами разновозрастных отрицательных структур. Восточная периферия Уральской складчатой системы, занимающая территорию Зауралья и Западно-Сибирской низменности, является областью прогибания и входит в состав Западно-Сибирской плиты.

Свод и западный склон палеоподнятия Южного Урала осложнен верхнетриаскайнозойскими Таналык-Баймакской, Орской депрессиями и более мелкими отрицательными структурами. Первые две из них имеют, соответственно, размеры 150×(20-25) км и 150×(25-40) км, изометрические очертания и слегка вытянуты в меридиональном направлении. Выполняющие их слои залегают полого. Лишь вдоль бортовых ограничений отмечаются крутые углы наклона (до 40-90°). Фиксируются сбросовые (до первых сотен метров) и реже взбросовые и надвиговые нарушения с горизонтальными перемещениями до первых десятков метров.

А.П. Сиговым и В.И. Ромашовой [1984] построена денудационная поверхность.



Рис. 3. Схематический геологический разрез Челябинской депрессии: *a* – на широте Камышинского участка, *б* – на широте Еманжелинского участка [Иванов, 1974]

1 – покровные отложения мела и палеогена; 2 – конкинская свита (рэт); 3 – чумлянская свита (рэт); 4 – калачевская свита (кейпер); 5 – туфы калачевской свиты; 6 – базальты верхней эффузивноосадочной пачки; 7 – базальты нижней эффузивно-осадочной пачки; 8 – базальты верхней эффузивной пачки; 9 – гналокластиты; 10 – базальты нижней эффузивной пачки; 11 – отложения коркумлякской и сарыкульской толщ; 12 – отложения еманжелинской толщи; 13 – биткуевская свита; 14 – образования фундамента; 15 – тектонические нарушения

датируемая ранним палеогеном. Она отражает структуру постколлизионного Урала в виде крупного линейного поднятия. На юге его поперечник измеряется 200 км, в средней части – 120 км и на севере – 70 км. Высота поднятия Южного Палеоурала характеризуется отметками 0,8–1 км с отдельными локальными выступами до 2,2 км. Средний Палеоурал понижен, и высота его поднятия измеряется в 0,4–0,6 км. Северный Палеоурал вновь отличается несколько более повышенными отметками (до 0,6–0,8 км). На отдельных изолированных выступах Среднего и Северного Палеоурала рассматриваемая денудационная поверхность палеогена поднимается до отметок 1–1,4 км.

Юрско-кайнозойский платформенный чехол Зауралья и сопряженных районов Западно-Сибирской низменности испытывает пологое (до 5–10 м/км) погружение с запада на восток. Его подошва последовательно опускается до предгорьев палеозойского Урала до 2–3 км в западных районах Западно-Сибирской низменности. Моноклиналь осложнена изометричными поднятиями и впадинами (амплитудой до сотен метров), сбросовыми ступенями и мелкими грабенами, затрагивающими юрские, нижнемеловые и сеноман-туронские отложения. В вышележащих слоях они практически не фиксируются.

Постколлизионное развитие и палеогеографическая обстановка. Уральская складчатая система в постколлизионное развитие вступила не одновременно. Восточная ее часть в триасе подверглась интенсивному растяжению. В верхней части земной коры оно компенсировалось созданием вдоль сбросовых нарушений, возможно, листрического типа линейных грабенов-рифтов. В них в континентальных условиях происходило накопление мощных толщ осадков. В конце ранней юры породы, выполняющие грабены, подверглись сжатию, что привело к деформации слоев, а также к возникновению взбросов и надвигов. Следовательно, структурный план рассматриваемых грабенов возник как за счет дифференцированного конседиментационного прогибания (сбросы и уменьшение наклона слоев снизу вверх по разрезу), так и последующего более молодого постседиментационного сжатия (взбросы, надвиги и изгибы слоев). Триас-раннеюрский этап восточной части Уральской складчатой системы может быть отнесен к рифтовому режиму развития земной коры. Он завершился интенсивной эрозией. Со второй половины ранней юры территория восточной части Уральской складчатой системы вступила в платформенный режим развития. Он выразился длительным дифференцированным прогибанием, последовательно нараставшим с запада на восток и сформировавшим платформенный чехол западной части Западно-Сибирской низменности. Со временем прогибание закономерно смещалось к западу, вовлекая в погружение все новые блоки палеозойского субстрата Урала и включая их в состав Западно-Сибирской низменности. Аналогично вели себя береговые линии моря, которые во многих случаях совпадали с нулевыми линиями изопахит, т.е. с началом прогибания. Наиболее далеко к западу проникло эоценовое море, которое захватило значительную территорию палеозойского Урала.

Постколлизионное развитие западной части Уральской складчатой системы началось с юрского времени непосредственно с платформенного режима. Рифтовый режим отсутствовал. Этот режим характеризовался длительным дифференцированным воздыманием, превратившим территорию западной части палеозойской складчатой системы в крупное линейное поднятие. Оно осложнялось отдельными депрессиями, в которых формировался платформенный чехол. Наиболее крупными из них являются неглубокие Таналык-Баймакская и Орская депрессии. Осадконакопление происходило исключительно в континентальных условиях. Проникновение морского бассейна отмечается только в среднеэоценовое время. Морская седиментация имела место только в позднемеловое и палеогеновое время на крайнем севере и юге территории Предуральского краевого прогиба.

Восточное ограничение Уральской складчатой системы. Восточная часть Уральской складчатой системы располагается под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом Западно-Сибирской и Туранской плит. Слагающие ее докембрийские и палеозойские породы вскрыты многочисленными скважинами, и по ним имеется значительная геофизическая информация [Куликов, 1968; Бочкарев и др., 1980; Мегакомплексы..., 1986]. Погребенная часть Уральской складчатой системы достигает в поперечнике 250–400 км и имеет полосовой тип строения потенциального поля (рис. 4). По данным В.С. Суркова и др. [Мегакомплексы..., 1986], на юге простирание полос потенциального поля северное и северо-восточное, а на севере – северо-западное, а для гравитационного поля – широтное. Поперечные размеры аномальных полей изменяются от 40 до 100 км. Полосы относительных пониженных аномалий силы тяжести по размерам и простиранию часто совпадают с преимущественно отрицательными аномалиями магнитного поля.

Восточным ограничением Уральской складчатой системы является на севере область байкальской консолидации, а на юге – область каледонской консолидации. Первая из них характеризуется серией положительных и отрицательных аномальных зон гравитационного и магнитного полей северо-западного и меридионального



Рис. 4. Схема рельефа поверхности геосинклинальных комплексов Западно-Сибирской плиты [Мегакомплексы..., 1986]

I – изогипсы поверхности геосинклинальных комплексов, км; области складчатости: В – Байкальской, С – каледонской, H<sub>1</sub> – раннегерцинской, H<sub>2</sub> – позднегерцинской, S – салаирской, К/В – карельской, переработанной байкальским тектоногенезом, В/Н – байкальской, переработанной герцинским тектоногенезом, S/H – салаирской, переработанной герцинским тектоногенезом; 2 – глубинные разломы, разграничивающие складчатые системы (a) и крупные структуры (б); 3 – граница распространения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла; 4 – триасовые грабен-рифты

направлений. В области байкальской консолидации намечается несколько крупных впадин (Надымская, Лянторская, Фроловская и др.), выполненных мощными (до 2-3 км) преимущественно карбонатными палеозойскими (девонско-каменноугольными) чехлами. По данным бурения в них часто на локальных участках фиксируются крутые углы наклона (до нескольких десятков градусов). Однако в региональном плане сейсмические исследования МОГТ доказывают их слоистый характер, лишенный альпинотипных деформаций. Область каледонской консолидации характеризуется сложными, сильно дифференцированными гравитационным и особенно магнитным полями. В области сопряжения с Уральской складчатой системой их простирание преимущественно северо-восточное. В области каледонской консолидации распространены верхнедевонско-каменноугольные красноцветные вулканогенноосадочные молассы, выполняющие изолированные прогибы и впадины.

Уральская складчатая система с областью байкальской и каледонской консолидации сопряжена по разломам. П.К. Куликов [1968] называет их Восточно-Уральским краевым швом. Его трассирование проводится по анализу потенциальных полей, сопряжению альпинотипно деформированных палеозойских вулканогенно-осадочных толщ с палеозойскими карбонатными чехлами и верхнедевонско-каменноугольными молассами линейных унаследованных антиклинальных зон с изометрическими поднятиями.

\* \* \*

Приведенный материал показывает, что в постколлизионное развитие Уральская складчатая система вступила неодновременно. На востоке оно началось с раннего триаса с тафрогенного этапа развития. На западе Уральская складчатая система вступила в постколлизионное развитие со среднего триаса, но чаще с юры, и оно началось непосредственно с платформенного этапа развития. Максимальные деформации отмечаются в триас-нижнеюрских грабенах восточной части Урала. В юрско-кайнозойское время Урал представлял собой крупное платформенное поднятие, осложненное отдельными изолированными отрицательными структурами, где распространены были относительно небольшой мощности слои осадочного чехла. Только крайняя его восточная часть испытала региональное погружение и вошла в состав Западно-Сибирской плиты. На севере палеозойскую Уральскую складчатую систему продолжают киммериды Новой Земли, на юге она затухает на территории Северного Приаралья, на востоке под чехлом Западно-Сибирской плиты ее ограничивают области байкальской и каледонской консолидации, а на западе Предуральский краевой прогиб.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский Н.И., Валухин Г.И., Умова Л.А., Шатров В.П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1968а. 166 с.
- Архангельский Н.И., Валухин Г.И., Шатров В.П. О времени консолидации Уральской геосинклинали // XXIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 19686. Проблема 3: Орогенические пояса. С. 68–73.
- Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 128 с.
- Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Мишульский М.И., Федоров Ю.Н. Методы тектонического анализа нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра, 1980. 193 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 152).
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразни. М.: Наука, 1972. 273 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 226).
- Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
- Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М.: Недра, 1968. 155 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 4).
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

- Сигов А.П., Ромашова В.И. Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего
- 136

палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя: (Методические рекомендации). Свердловск, 1984. 93 с.

- *Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колгина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 255).

## ABSTRACT

Postcollided evolution of Urals folded belt was non simultaneously started. Tafrogenesis stage began since Early Triassic within East part. Platform stage of West Urals evolution started since Middle Triassic and it was the beginning of postcollided history. Urals was large platform uplift during Jurassic-Cenozoic time. Область каледонской консолидации характеризуется сложными, сильно дифференцированными гравитационным и особенно магнитным полями. В области сопряжения с Уральской складчатой системой их простирание преимущественно северо-восточное. В области каледонской консолидации распространены верхнедевонско-каменноугольные красноцветные вулканогеннооссадочные молассы, выполняющие изолированные прогибы и впадины.

Уральская складчатая система с областью байкальской и каледонской консолидации сопряжена по разломам. П.К. Куликов [1968] называет их Восточно-Уральским краевым швом. Его трассирование проводится по анализу потенциальных полей, сопряжению альпинотипно деформированных палеозойских вулканогенно-осадочных толщ с палеозойскими карбонатными чехлами и верхнедевонско-каменноугольными молассами линейных унаследованных антиклинальных зон с изометрическими поднятиями.

\* \* \*

Приведенный материал показывает, что в постколлизионное развитие Уральская складчатая система вступила неодновременно. На востоке оно началось с раннего триаса с тафрогенного этапа развития. На западе Уральская складчатая система вступила в постколлизионное развитие со среднего триаса, но чаще с юры, и оно началось непосредственно с платформенного этапа развития. Максимальные деформации отмечаются в триас-нижнеюрских грабенах восточной части Урала. В юрско-кайнозойское время Урал представлял собой крупное платформенное поднятие, осложненное отдельными изолированными отрицательными структурами, где распространены были относительно небольшой мощности слои осадочного чехла. Только крайняя его восточная часть испытала региональное погружение и вошла в состав Западно-Сибирской плиты. На севере палеозойскую Уральскую складчатую систему продолжают киммериды Новой Земли, на юге она затухает на территории Северного Приаралья, на востоке под чехлом Западно-Сибирской плиты ее ограничивают области байкальской и каледонской консолидации, а на западе Предуральский краевой прогиб.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский Н.И., Валухин Г.И., Умова Л.А., Шатров В.П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1968а. 166 с.
- Архангельский Н.И., Валухин Г.И., Шатров В.П. О времени консолидации Уральской геосинклинали // XXIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 19686. Проблема 3: Орогенические пояса. С. 68–73.
- Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 128 с.
- Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Мишульский М.И., Федоров Ю.Н. Методы тектонического анализа нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра, 1980. 193 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 152).
- Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 273 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 226).
- Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
- Куликов П.К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности. М.: Недра, 1968. 155 с. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 4).
- Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.

Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.

- Сигов А.П., Ромашова В.И. Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего
- 136

палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя: (Методические рекомендации). Свердловск, 1984. 93 с.

- *Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колгина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
- Шлезингер А.Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М.: Наука, 1974. 223 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 255).

## ABSTRACT

Postcollided evolution of Urals folded belt was non simultaneously started. Tafrogenesis stage began since Early Triassic within East part. Platform stage of West Urals evolution started since Middle Triassic and it was the beginning of postcollided history. Urals was large platform uplift during Jurassic-Cenozoic time.

# СТРАТИГРАФИЯ

УДК 551.71 (47.5)

# ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ВЕНДСКИХ ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА (кургашлинская свита Криволукского грабена)

## Н.М. Чумаков

Геологический институт РАН

Криволукский грабен – единственное место, в котором на восточном крыле Башкирского антиклинория удается наблюдать полный стратиграфический разрез слабометаморфизованных отложений верхних горизонтов рифея и ледниковых отложений основания венда. Поэтому данный разрез представляет большой интерес как со стратиграфической, так и с палеоклиматической точек зрения. Здесь устанавливается постепенный переход от ранневендских ледниковых отложений к поздневендским отложениям и выявляется сложная история последней эпохи лапландского оледенения.

Криволукский грабен расположен в верхнем течении р. Белой, между селениями Верхний Авзян и Старо-Субхангулово (рис. 1). Он осложняет восточное крыло Башкирского антиклинория и представляет собой узкую и длинную ((2-5) × 25 км), ассимметричную, разбитую мелкими диагональными и поперечными сбросами субмеридиональную структуру в поле развития каратауской серии верхнего рифея. Грабен выполнен позднекаратаускими и вендскими отложениями, которые с запада отделены системой разломов от миньярских отложений верхнего рифея, а на востоке перекрыты надвинутыми отложениями палеозоя.

Стратиграфическое положение кургашлинской свиты. Верхнедокембрийские отложения Криволукского грабена неоднократно изучались разными исследователями, и поэтому их стратиграфическая последовательность установлена достаточно надежно, хотя сохраняются еще расхождения по поводу наименования и оценки возраста ряда стратиграфических подразделений (табл. 1). В данной статье используется стратиграфическая схема, предложенная А.В. Клочихиным с соавторами [1969], которая была детализирована нами [Чумаков, 1978а]. В этой схеме вендские ледниковые отложения отнесены к нижней подсвите кургашлинской свиты.

Кургашлинская свита имеет общую мощность около 300 м и может быть подразделена на три подсвиты: 1) нижнюю, содержащую тиллоиды<sup>1</sup>; 2) среднюю, сложенную преимущественно красноцветными глинистыми сланцами и алевролитами с пачкой пестрых кварцитовидных песчаников в нижней части; 3) верхнюю, состоящую из тонкослоистых серых глинистых сланцев и алевролитов. С отчетливым эрозионным несогласием кургашлинская свита залегает на различных горизонтах терригенной криволукской свиты и на прорывающих ее габбро-

© Н.М. Чумаков, 1998

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> В данной работе при описании ледниковых отложений используется система терминов, предложенная Э. Блеквельдером и В.Б. Харландом с соавторами [Blackwelder, 1931; Harland et al.; 1966] и дополненная нами [Чумаков, 19786; 1990; Chumakov, 1992].

Рис. 1. Обзорная карта района Криволукского грабена

Местоположение основных разрезов нижнекургашлинской подсвиты: *а* – правый берег р. Белой, Кривая Лука; *б* – левый берег р. Белой в 2 км ниже Кривой Луки; *в* – левый склон долины р. Белой в 1,5 км северовосточнее д. Мурадымово; *г* – правый берег р. Белой в 0,5 км выше устья ручья Апшак; *д* – устье ручья Апшак



диабазах. Криволукская свита (более 300 м) тоже расчленяется на три подсвиты. Некоторые исследователи именуют их "связками" и дают им собственные названия (снизу-вверх): 1) перешейковая – частое переслаивание песчаников и алевролитов; 2) апшакская – кварцитовидные песчаники; 3) магадеевская – переслаивание песчаников и алевролитов [Келлер, Козлов, 1983а, 6]. В северной части Криволукского грабена кургашлинская свита залегает на магадеевской подсвите, а в центральной – на апшакской или на диабазах. С вышележащей байназаровской свитой кургашлинская свита связана постепенным переходом.

Подстилающая криволукскую свиту карбонатная укская свита содержит в пределах Криволукского грабена комплекс микрофитолитов, а на западном крыле Башкирского антиклинория, кроме того, – комплексы строматолитов и микрофоссилий, характерных для верхних горизонтов рифея и нижней части юдомия Сибири [Келлер, Козлов, 1983а]. Поэтому в последней общей стратиграфической шкале докембрия СССР 1990 г. укская и криволукская свита отнесены к самым верхним горизонам верхнего рифея [Семихатов и др., 1990, 1991]. Ранее в аналогичной шкале 1978 г. эти свиты рассматривались как тип самостоятельной, завершающей фитемы рифея [Келлер и др., 1977; Семихатов, 1979], которая именовалась "кудаш" или терминальный рифей [Келлер, 1983; Келлер, Козлов, 1983а].

Высказывалось также мнение, что криволукская свита тесно связана с кургашлинской свитой и поэтому ее, как и последнюю, следует включать в нижний венд [Клюжина, 1991]. Эта точка зрения не кажется достаточно убедительной, поскольку базируется в основном на сходстве минералогического состава пород криволукской и кургашлинской свит, а перерыв в основании кургашлинской свиты

## Таблица 1

# Стратиграфические схемы докембрийских отложений Криволукского грабена

	Б.М. Келлер [1966]		Ю.Р. Беккер [1968]	A	.В. Клочихин и др. [1969]	C	С.В. Младших и др. [1978]	Н.М. Чу	/маков [1978а]		В.И. Козлов [1982]	Γ	Б.М. Келлер, [1983]	В.И. Козлов а, бј
A	шинская серия	ВМ		ş	Байназаров-			Байназаров-		ВИ	Басинская свита 150-300 м	Γ	Байназаров-	Верхняя подс- вита 300 м
	> 650 м	a cep		ц Сер	ская свита > 305 м		Верхнекриво- лукская свита	ская свита > 250 м	Нижняя подсвита 200 м	ua cep	Урюкская свита 100-350 м	Ē	ская свита	Нижняя подс- вята 360 м
Γ		пнска	Кальтягаус-	нска	Кургашлин-	лекс	> 350 м	Кургашлин-	Верхняя подсвита 120 м	HCK	Кальтягаусская	B	Кургашлин-	Верхняя подс- вита 140 м
		Am	Кая свита 650-700 м	A	ская света Е 183 м о		ская свита 300 м	Средняя подсвита 150 м Нижняя подсвита 30 м	Ā	свита 200-300 м		ская свита	Нижняя подс- вита 50 м	
Криволукская серня 1100 м		*	Сриволукская	ſ	Криволукская	лукский	жу уу Нижнекриво-	Интрузян диабазов Криволукская Верхняя			Криволукская		Криволукская	Перешейковая подсвита > 120 м
			свита 570 м		свита о 260 м ж Д	о лукская свита ек > 570 м С	свита > 350 м	Средняя (апшакская) подсвита 100-120 ? м		свита 100-250 м		СВИТА	Апшакская подсвита 90 м	
				кая сер					Нижняя подсвита 120–130 м	a m		аш		Магадеевская подсвита > 300 м
и серня	Укская свита > 250 м	кская свита 🚆 Укская свита 2 > 250 м 8 > 180 м 5 Окская свита 2 Аминьярская > 400 м		Укская свита 600 м		Ъ Ž	Укская свита 200-450 м	Укск 400		к свита 600 м				
Kaparrayckau	а Миньярская свита свита свита 2 300 м		Миньярская свита > 600 м	1¥	сынта > 400 м			Миньярская свита		K-T cepua	Миньярская свита 400-800 м		Миньярс	кая свита


Рис. 2. Схема геологического строения центральной части Криволукского грабена

1, 2 – четвертичные отложения: 1 – пойменный аллювий р. Белой и ручья Апшак, 2 – более древние четвертичные отложения; 3 – палеозойские отложения; 4–7 – венд: 4 – байназаровская свита, 5–7 – кургашлинская свита (5 – верхнекургашлинская подсвита, 6 – среднекургашлинская подсвита, 7 – нижнекургашлинская подсвита); 8–10 – верхний рифей, криволукская свита (8 – верхняя подсвита, 9 – средняя, апшакская, подсвита); 10 – нижняя подсвита); 11 – укская свита (8 – верхняя подсвита, 9 – средняя, апшакская, подсвита, 10 – нижняя подсвита); 11 – укская свита; 12 – миньярская свита; 13 – диабазы и габбро-диабазы; 14 – надвиги; 15 – сбросы; 16 – элементы залегания; 17 – основные обнажения вендских отложений и миньярской свиты рифея (1 – левый берег р. Белой у устья ручья Апшак, 11 – правый берег р. Белой в 0,5 км выше по течению от устья ручья Апшак, 11 – левый серег облочение д. Мурадымово, 1V – г. Аратау, V – правый берег р. Белой напротив д. Мурадымово, VI и VII – левый борт долины р. Белой к северо от д. Мурадымово), 18 – д. Мурадымово





Условные обозначения см. рис. 2. Штриховая линия – маркирующий лиловато-серый кварцитовидный песчаник внутри среднекургашлинской подсвиты; римские цифры – номера обнажений

рассматривается как внутриформационный. Между тем этот перерыв сопровождался полной эрозией верхней подсвиты криволукской свиты и мощных пластовых интрузий габбро-диабазов, прорывающих свиту. Суммарная мощность размытых пород составляет не менее 350–450 м [Чумаков, 1978а]. Следует добавить, что криволуцкая свита отличается от кургашлинской свиты также более высокой степенью вторичных изменений. Эти различия были отмечены и М.Л. Клюжиной [1991]. Поэтому очень существенные масштабы и большое стратиграфическое значение этого перерыва не вызывают больших сомнений.

Как уже отмечалось, кургашлинская свита связана постепенным переходом с вышележащей байназаровской свитой. Он отчетливо наблюдался в верхней части восточного склона одиночной горы Аратау, располагающейся на северо-восточной окраине с. Мурадымово (рис. 2, *IV*). Здесь в зеленовато-серых слоистых алевролитах и глинистых сланцах самой верхней части кургашлинской свиты сначала появляются рассеянные крупные песчинки, гравий и мелкие гальки кварца, полевого шпата и кристаллических пород. Иногда этот грубозернистый материал образует линзовидные скопления в алевролитах.

Выше по разрезу среди алевролитов и сланцев во все большем количестве появляются прослои аркозовых крупнозернистых песчаников и гравелитов, характерных для нижней подсвиты байназаровской свиты. На гребне горы разрез уже целиком сложен зеленовато-серыми средне- и крупнозернистыми толстоплитчатыми и массивными аркозовыми и кварцевыми песчаниками с небольшим количеством прослоев гравелитов, мелкогалечных конгломератов, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Эти отложения начинают байназаровскую свиту и всеми авторами коррелируются с нижней, урюкской свитой ашинской серии западного крыла Башкирского антиклинория. Содержащиеся в ашинской серии микрофоссилии [Янкаускас, 1985], следы жизнедеятельности животных и отпечатки бесскелетных Метагоа [Беккер, 1977, 1992; Беккер, Кишка, 1989, 1992] указывают на ее верхневендский возраст. Таким образом, кургашлинскую свиту, которая несогласно залегает выше верхних горизонтов рифея и связана постепенным переходом с верхневендскими отложениями, можно с большой долей вероятности отнести к нижнему венду [Чумаков, 1978а; Аблизин и др., 1982; Келлер, Козлов, 1983б].

Стратиграфический разрез нижней подсвиты кургашлинской свиты. Самые полные разрезы нижней подсвиты кургашлинской свиты наблюдались нами в северной и центральной частях Криволукского грабена по берегам и на бортах долины р. Белой: на правом берегу в урочище Кривая Лука в южном колене большой излучины реки (см. рис. 1, *a*), на левом берегу р. Белой в 2 км ниже Кривой Луки (см. рис. 1, *b*), на крутом левом борту долины в 1,5 км восточнее д. Мурадымово (см. рис. 1, *b*; рис. 2, *III*), на правом берегу реки в 0,5 км выше устья ручья Апшак (см. рис. 1, *c*; рис. 2, *II*; рис. 3) и на левом ее берегу вблизи устья ручья Апшак (см. рис. 1, *d*, рис. 2, *I*, рис. 3). В южной части Криволукского грабена обнажения кургашлинской свиты очень фрагментарны и не позволяют представить ее строение сколько-нибудь полно.

Нижнекургашлинская подсвита имеет мощность от 25 до 40 м и состоит из чередующихся тиллоидов, мусорных песчаников, массивных и тонкослоистых алевролитов. В виде тонких слоев в подчиненном количестве встречаются конгломераты с брекчиями и доломиты. Разрез подсвиты довольно устойчив. Его основу составляют три пласта пятнистых (лиловатых с зеленовато-серыми пятнами) тиллоидов. Пласты эти, несколько варьируя по мощности, довольно уверенно прослеживаются по простиранию на протяжении 10 км (рис. 4).

Нижний, самый маломощный пласт тиллоидов в некоторых разрезах отсутствует, очевидно, вследствие последующего постседиментационного размыва. Это предположение основывается на том, что в некоторых разрезах в кровле первого пласта тиллоидов отмечаются явные следы эрозии: каналы размыва, выполнены залегающими выше буроватыми мусорными песчаниками (см. рис. 4, *a*). С другой стороны, в одном из разрезов (1 км выше устья ручья Апшак; см. рис. 4, *г*) нижний горизонт тиллоидов состоит из двух слоев тиллоидов, разделенных прослоем доломита и поверхностью размыва (рис. 5, *г*). По положению в разрезе подсвиты



Рис. 4. Опорные разрезы нижнекургашлинской подсвиты и их корреляция

а – правый берег р. Белой в южном колене Кривой Луки, нижняя часть склона; а<sub>1</sub> – там же, верхняя часть склона; б – левый берег р. Белой в 2 км южнее Кривой Луки; в – левый борт долины р. Белой в 1,5 км северо-восточнее д. Мурадымово; г – правый берег р. Белой в 0,5 км выше по течению от устья ручья Апшак; д – левый берег р. Белой у устья ручья Апшак

I – конгломераты; 2 – тиллонды; 3 – обломки и гальки диабазов; 4 – обломки сланцев; 5 – мусорные песчаники; 6 – песчаники; 7 – кварцитовидные песчаники; 8 – алевролиты; 9 – аргиллиты; 10 – доломиты; 11 – диабазы и габбро-диабазы; 12 – выветрелая поверхность габбро-диабазов; 13 – мощность, м; 14 – тонкая слоистость; 15 – волнистая и неправильная слоистость; 16 – подводнооползневые текстуры; 17 – подводнооползневые колобки, рулеты, деформированные фрагменты, сгустки; 18 – рассеянные камии; 19 – дропстоуны (упавшие камии); 20 – постепенный переход; 21 – согласный контакт; 22 – поверхность размыва. 1, 11, 11 – нижний, средний и верхний горизонты тиллондов

оба пласта тиллондов могут, по-видимому, коррелироваться с нижним тиллитовым горизонтом. Нельзя исключить, конечно, и того, что нижний из этих слоев вместе с согласно венчающим его доломитом представляет еще один, четвертый, более древний, "ультранижний" горизонт тиллоидов, на который налегает тиллоид, принимаемый нами за первый в результате размыва разделяющих их отложений.

Мусорные песчаники начинают и завершают подсвиту, а также залегают между нижним и средним пластами тиллоидов. В основании этих песчаников нередко наблюдаются следы размывов, иногда сопровождающиеся внутриформационными конгломератами. В середине разреза нижнекургашлинской подсвиты повсеместно залегает слой голубовато-зеленых тонкослоистых алевролитов с рассеянной галькой, в том числе дропстоунами. Верхняя и иногда нижняя часть этого слоя имеют массивную текстуру, возможно, поэтому они нарушены подводными оползнями. Во всех изученных разрезах алевролитовая пачка располагается между вторым и третьим пластами тиллондов (см. рис. 4).



Рис. 5. Некоторые текстуры в породах нижнекургашлинской подсвиты

а – фрагменты растянутого и разорванного пласта слоистых песчаников в верхнем тиллоиде (левый берег р. Белой у устья ручья Апшак, рис. 4, д, слой 13); б – включения и сгустки песчаников вблизи разорванного пласта, изображенного на рис. 5, а; в – основание кургашлинской свиты со слоями базальных конгломератов и крупными текстурами нагрузки, возможно, развивавшимися из эрозионных промоин (там же, см. слои 1–4)

I – серый кварцитовидный песчаник апшакской (среднекриволукской) подсвиты; 2 – базальный редкогалечный конгломерат кургашлинской свиты; 3 – гальки и валуны апшакских кварцитовидных песчаников; 4 – крупные обломки и плиты тонкослоистых алевролитов верхнекриволукской подсвиты;

г – прослой доломита, залегающий между двумя слоями тиллоидов и связанный постепенным переходом с подстилающим тиллоидом и с размывом перекрытый вышележащим тиллоидом

1 – песчанистый массивный тиллоид; 2 – тонкослонстый тиллоид; 3 – доломитистый тиллоид; 4 – песчанистый доломит; 5 – постепенные переходы между слоями

Конгломераты и брекчии встречаются главным образом в основании подсвиты и имеют базальный характер. Небольшие прослои конгломератов внутриформационного происхождения наблюдаются иногда в подошве пластов мусорных песчаников. Доломиты, главным образом мергелистые или сильно песчанистые, встречаются в разрезе нижнекургашлинской свиты спорадически. Примечательно в то же время, что они везде связаны с тиллоидами и занимают вполне определенное положение – приурочены к кровле среднего тиллоида (см. рис. 4, *a*, *б*) и, возможно, "у ультранижнего" тиллоида (см. рис. 4, *г*, рис. 5, *г*).

В качестве типичного примера ниже приведен разрез нижнекургашлинской подсвиты, вскрытый на левом берегу р. Белой непосредственно выше устья ручья Апшак (см. рис. 4,  $\partial$ ). Снизу вверх по разрезу здесь наблюдается такая последовательность:

Среднекриволукская подсвита (апшакские песчаники)

1. Кварцитовидные песчаники, мелкозернистые, серого и слегка лиловатого

 Базальный конгломерат, который состоит из желтовато-серого песчаного базального цемента, хорошо окатанной гальки (3-4 балла по шкале 70

Мощность, м

		Мощность, м
	А.В. Хабакова) и угловатых обломков подстилающих апшакских квар- цитовидных песчаников. Присутствие крупных знаков нагрузки в подошве вышележащего слоя обусловливает резкие изменения мощности	0,3–1,5
3.	Разнозернистый песчаник лиловатой окраски с мелкими обломками але- вролитов; подошва очень неровная и напоминает крупные текстуры нагрузки; последние, возможно, заложились на эрозионных промоинах (см.	
	рис. 5, в)	1,32,3
4.	Разнозернистый песчаник зеленовато-серого цвета, содержащий в большом количестве крупные обломки и плиты (до 20 × 40 см) серых алевролитов,	
5.	которые сходны с алевролитами верхнекриволукской свиты Очень разнозернистый ("мусорный") сильно сцементированный песчаник, содержащий рассеянный гравий, мелкую гальку и обломки подстилающих и инородных пород. Характерна толстая неровная плитчатость. Структурно весьма неоднороден и местами приобретает облик песчанистого тиллоида. Возможно, этот песчаник является возрастным аналогом нижнего	0,8–1,2
	тиллоида других разрезов.	3
6.	Мусорный песчаник, сходный со слагающим слой 5; в отличие от по- следнего имеет зеленовато-серый цвет и более однородную структуру	2
7.	Мусорный песчаник, аналогичный описанному в слое 6, но с более редкими	27
8.	Камнями Кварцитовидный песчаник с многочисленными рассеянными камнями; нарушен подводными оползнями. На подстилающем слое залегает не-	2,7
9.	согласно Средний тиллоид массивный, пятнистый (лиловатый с серыми пятнами); матрикс – алевропелитовый песчаник, в котором рассеяны камни доло- митов (иногда строматолитовых) и песчаников до 0,3 м в поперечнике. Полошива срезана небольшим сбросом. Постепенным переколом связан с	0,2–0,8
	вышележащими алевролитами. Видимая мощность	5
10.	Серые неяснослоистые алевролиты с рассеянными мелкими и средними камнями доломитов и кварцитов; по-видимому, нарушены подводными	0.7
11	ОПОЛЗНЯМИ	0,5
	(1-15 мм) линзовидными прослоями мелкозернистых кварцевых песчани- ков. Присутствуют рассеянные камни, в том числе дропстоуны	4
12.	Серые неслоистые алевролиты, аналогичные описанным в слое 10. Вблизи кровли слоя количество рассеянных камней увеличивается и наблюдается	
13.	постепенный переход к верхнему тиллоиду Верхний тиллоид. Сходен со средним тиллоидом (слой 9). В отличие от последнего в нем больше "колобков" и "лохматых" обрывков плас- тов серых мелкозернистых песчаников размером (0,1–1,2) × 6 м (см.	4,5
	рис. 5, а)	3,5
14.	Конгломерат, состоящий из плитчатых и окатанных обломков осадочных пород и гравийного цемента	03
15.	Мусорные песчаники, разнозернистые, с рассеянным гравием и мелкой галькой, очень крепкие, толсто-, неправильно-плитчатые; в средней части –	0,5
_	тонкие (1–3 мм) прослои зеленоватых алевролитов Среднекургашлинская подсвита	4,5
16.	Серые и желтовато-серые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты с тон- кими прослоями мелкозернистых песчаников	Более 30

На рис. 4 видно, что основные слои описанного обнажения легко прослеживаются во всех изученных разрезах нижнекургашлинской подсвиты. Единственным, уже упоминавшимся, исключением является нижний, самый маломощный, тиллоид, который в некоторых разрезах был, по-видимому, размыт, а в других разрезах он состоит из двух слоев.

Типы пород нижнекургашлинской подсвиты. В этом разделе не приводится систематическое описание всех типов пород нижнекургашлинской подсвиты. Наша

цель – рассмотреть те породы и те их характеристики, которые помогают понять условия образования подсвиты.

Т и л л о и д ы. Самой характерной породой, которая позволила обособить нижнекургашлинскую подсвиту, являются тиллоиды. Они образуют массивные пласты мощностью от 0,2 до 10 м и состоят из резко преобладающей мелкозернистой основной массы (матрикса) и рассеянных в ней обломков псефитовой размерности (камней).

Матрикс сложен разнозернистым песчаным и алевритовым материалом с базальным глинисто-серицитовым цементом, часто слегка карбонатным. Матрикс весьма неоднороден, количественные соотношения основных компонентов в нем довольно сильно варьируют от преобладания среднепесчаной фракции до преобладания алевритовой и мелкопесчаной фракций.

С этой неоднородностью в значительной мере связана пятнистая окраска тиллоидов. Для матрикса с большим содержанием алевропелитовых фракций преобладающим является лиловатый оттенок; серые и зеленовато-серые цвета характерны для песчаного матрикса. Окатанность песчаных зерен тоже неодинакова. Обычны остроугольные зерна, но заметное количество (1–5%) составляют хорошо и идеально окатанные зерна. Преобладает матрикс полимиктового состава. Вблизи подошвы кургашлинской свиты значительное влияние на его состав оказывают подстилающие породы. На габбро-диабазах матрикс приобретает граувакковый характер, а на кварцитах – олигомиктовый и кварцевый.

Рассеянные в матриксе камни имеют обычно 0,3–5 см в поперечнике, но иногда достигают 10 см. Их средняя концентрация, определяемая визуально по таблицам М.С. Швецова, обычно не превышает первые проценты (1–2%). При этом камни могут быть распределены в матриксе неравномерно – местами они единичны, а на других участках того же самого слоя тиллоидов образуют гнезда, состоящие из нескольких камней. Изредка концентрация камней возрастает до 5–7% (около 10–25 шт/м<sup>2</sup>).

Большинство камней сходно по составу с верхнерифейскими отложениями, которые залегают ниже по разрезу. Это светлые, иногда строматолитовые доломиты, напоминающие миньярские, кварцитовидные и аркозовые песчаники, возможно, зельмердакской свиты. Кроме того, встречаются светлые криптокристаллические известняки, известковистые песчаники, кварциты, глинистые и зеленые метаморфические сланцы. Вблизи подошвы свиты встречаются галька и иногда – мелкие валуны подстилающих габбро-диабазов. Массивные осадочные породы присутствуют в тиллоидах обычно в виде неправильных, неокатанных обломков, сланцы – в виде остроугольных мелких плиток, а кремни и кварциты – в виде слабоокатанных галек. Средняя окатанность камней – около 1–2 балла по шкале А.В. Хабакова.

Слоистость в тиллоидах встречена лишь в одном случае, на котором мы остановимся ниже. В то же время для тиллоидов очень характерна значительная структурная неоднородность. Неправильные по форме, более алевритистые, песчанистые или глинистые участки, имеющие вид разводов, сгустков, комков или "носов", наблюдаются почти повсеместно. Зеленовато-серая окраска, характерная для песчанистых участков, по-видимому, связана с их большей проницаемостью для подземных вод и вторичным выносом или восстановлением окислов железа. Во всяком случае, аналогичное, явно вторичное, обесцвечивание приурочено к трещинам, рассекающим тиллоиды. Границы сгустков и разводов часто неотчетливые, а форма – весьма прихотливая: вытянутая, изогнутая, рваная, дисгармонично складчатая.

В целом эти неоднородности образуют довольно сложный узор, подчеркнутый пятнистой окраской. Местами разводы и сгустки постепенно переходят в фрагменты пластов осадочных пород, которые имеют более отчетливые границы, но

тоже обнаруживают следы растяжения и сложные дисгармоничные деформации, образуют лежачие мелкие пластичные складки, растянутые и разорванные "буддины", спирально закрученные фрагменты ("рулеты"), рваные "лохмотья" пластов (см. рис. 5, a,  $\delta$ ). Некоторые песчаные "рулеты" образуют цилиндры, имеющие несколько дециметров в диаметре и более 0,5–1,5 м в длину.

Встречаются также большие (до 0,55 × 5 м) пластообразные и линзообразные тела песчаников со слегка оттянутыми, изогнутыми и деформированными краями. Во всех упомянутых случаях создается впечатление, что растяжение, фрагментация и скучивание не вполне консолидированных пластов осадочных пород было связано с пластическим течением тиллоидов, вмещавших эти пласты.

По мере оползания фрагменты осадочных пород постепенно и в разной мере разрушались в соответствии со степенью их консолидации. В результате возникал непрерывный спектр осадочных включений от слабо нарушенных, с резкими границами, крупных пластообразных тел, которые возникли вследствие разрыва довольно уплотненных пластов, до нечетко ограниченных неоднородностей – "разводов", которые свидетельствуют о почти полной гомогенизации слабоконсолидированных пластов и, возможно, о переходе оползневой массы в стадию обломочных потоков.

Слоистые тиллоиды были встречены лишь однажды, в верхней части нижнего горизонта тиллоидов в обнажении, расположенном на правом берегу р. Белой в 1 км выше устья ручья Апшак (см. рис. 4, z; рис. 5, z). Здесь они представлены тонким (1–5 мм) чередованием пластов мелкозернистых серых песчаников, лиловатых алевролитов и аргиллитов, в которых рассеяны различные, но в основном слабоокатанные камни глинистых сланцев, красных кремней, доломитов и серых мелкозернистых песчаников. Размер обломков колеблется от нескольких миллиметров до 15 см. Слоистость тиллоидов не совсем правильная, несколько волнистая и линзовидная. Последняя обусловлена наличием небольших линзочек мелкозернистых песчаников (до  $10 \times 250$  мм). Слоистые тиллоиды залегают на подстилающих доломитах с размывом, сопровождающимся небольшими эрозионными карманами и линзами конгломератов. Присутствие среди тиллоидов тонко-слоистых разностей свидетельствует об их водном происхождении.

М у с о р н ы е песчаники. Эти песчаники представляют собой крайне плохо отсортированные породы, сложенные мелко- и среднезернистым полимиктовым и олигомиктовым песчаным материалом, в котором содержится большая примесь алевролита, крупнозернистого песка, гравия и гальки. Песчаники имеют бурую и серую окраску, очень плотно сцементированы и образуют пласты от 0,5 до 7 м мощностью.

Состав их грубообломочной фракции в целом аналогичен составу камней в тиллоидах и отличается от последнего более высоким содержанием мелких остроугольных обломков лиловато-бурых глинистых алевролитов и сланцев. Слоистость в мусорных песчаниках грубая, слегка волнистая и линзовидная. Мощность индивидуальных слоев составляет обычно доли метра. Нижняя граница песчаников обычно резкая, в ряде случаев сопровождается конгломератами и следами размыва в виде эрозионных карманов и прослоев, насыщенных угловатыми обломками переотложенных алевропелитов.

Плохая отсортированность песчаников, явные признаки эрозии в подошве их пластов, большое количество обломков алевропелитов, неправильная слоистость – все это позволяет думать, что мусорные песчаники, как и тиллоиды, являются отложениями плотностных, возможно, обломочных потоков, но слабоглинистых и потому менее связных, чем те, которые образовали тиллоиды.

А л е в р о л и т ы образуют выдержанную пачку мощностью от 3,5 до 8,5 м, занимающую вполне определенное стратиграфическое положение в средней части подсвиты, между вторым и третьим пластами тиллоидов (см. рис. 4). В отличие от других, в основном бурых пород нижнекургашлинской подсвиты, эти алевролиты, имеют голубовато-серую окраску. В нижней части пачки они обычно тонкослоистые (0,5–5 мм), с тонкими линзовидными прослойками, (1–3) × (100–200) мм, очень мелкозернистых кварцевых песчаников.

Выше по разрезу прослои песчаников исчезают, и слоистость в алевролитах становится менее отчетливой. В верхней части слоя в алевролитах почти повсеместно наблюдаются следы подводных оползней в виде сложных лежачих складок. В некоторых разрезах установлены постепенные переходы между алевролитами и вмещающими тиллоидами. В алевролитах довольно часто встречаются рассеянные камни, достигающие нескольких сантиметров в поперечнике. Состав их аналогичен составу камней тиллоидов. Нередко вокруг этих камней наблюдаются деформации тонкой слоистости, которые указывают на то, что камни упали на поверхность полупластического осадка сверху (см. рис. 4, *e*-3 в работе [Чумаков, 1978а]).

Б р е к ч и и к о н г л о м е р а т ы. Эти породы приурочены преимущественно к несогласию в основании кургашлинской свиты и имеют базальный характер. В северных разрезах Криволукского грабена (см. рис. 4, *a*, *a*<sub>1</sub>, *б*, *в*), где нижнекургашлинская подсвита залегает на габбро-диабазах, на поверхности последних наблюдается структурный элювий, который вверх переходит в эллювиально-делювиальные брекчии, содержащие большое кличество неокатанных и слабоокатанных обломков габбро-диабазов длиной от 1 до 20 см и более, сцементированных глинистой массой с мелкими обломками выветрелых габбро-диабазов.

Выше брекчии постепенно сменяются плохо отсортированными конгломератами, в которых наряду с габбро-диабазами присутствуют обломки других пород. В центральной части Криволукского грабена, где кургашлинская свита ложится на апшакские кварцитовидные песчаники (на среднюю подсвиту криволукской свиты), пуддинговые базальные конгломераты в основании кургашлинских отложений содержат хорошо окатанную гальку этих песчаников (см. рис. 4,  $\partial$ , слой 2). Несколько выше по разрезу встречена линза брекчий, состоящих из крупных плитчатых обломков сланцев, аналогичных сланцам верхнекриволукской подсвиты (см. рис. 4,  $\partial$ , слой 4; рис. 5, e).

Суммарная мощность базальных брекчий и конгломератов и в северной и в южной части грабена невелика и колеблется от 0,2 до 1,5 м. Внутриформационные конгломераты встречаются в нижнекургашлинской подсвите очень редко. У устья ручья Апшак тонкий (0,3 м) слой таких конгломератов отмечается в основании верхнего мусорного песчаника (рис. 4,  $\partial$ , слой 14). Он состоит из обломков, сходных с камнями, содержащимися в подстилающем верхнем тиллоиде, и является, повидимому, результатом его перемыва. Линза аналогичных мелкогалечных конгломератов наблюдалась в верхнем тиллоиде на левом берегу р. Белой, в 2 км ниже Кривой Луки (см. рис. 1,  $\delta$ ).

Д о л о м и т ы. Наиболее значительный прослой доломитов встречен на правом берегу р. Белой в 0,5 км выше устья ручья Апшак (см. рис. 4, г). Здесь между двумя уже упоминавшимися слоями нижних тиллоидов (судя по их стратиграфическому положению оба слоя могут соответствовать нижнему горизонту тиллоидов других разрезов) залегает слой кремового, а на выветрелой поверхности – желтоватого массивного криптокристаллического песчанистого доломита, пересеченного многочисленными кварцевыми жилами. Он прослежен по простиранию на десятки метров, при этом к югу его мощность увеличивается от 15 до 40 см.

Доломит связан весьма постепенным переходом с подстилающим пластом доломитистого тиллоида (мощность которого возрастает аналогичным образом) и с размывом перекрывается вышележащим тонкослоистым тиллоидом (см. рис. 5, г). По своему положению и характеристикам рассматриваемый доломит близко напоминает редуцированные венчающие доломиты, описанные во многих марино-гляциальных разрезах позднего докембрия [Чумаков, 19786; Chumakov, 1992]. Сходные, но еще более тонкие и невыдержанные по простиранию пропластки песчанистых и мергелистых доломитов встречены в двух местах в кровле среднего тиллоида (южное колено Кривой Луки и в 2 км ниже по течению р. Белой; см. рис. 1, a, b; рис. 4, a, b). В обоих случаях пропластики связаны с подстилающими и покрывающими их отложениями постепенным переходом. Максимальная мощность этих пропластков 5 см.

Условия образования нижнекургашлинской подсвиты. Г.Ф. Лунгерсгаузен [1947, 1960] первым обратил внимание на присутствие в разрезах "ашинской" свиты Криволукского грабена тиллоидов. Он посчитал их наземными моренами позднедокембрийских ледников, а подстилающие их полосчатые сланцы – ледниковыми ленточными сланцами<sup>2</sup>.

Дальнейшее изучение показало, что все тиллоиды кургашлинской свиты подвергались интенсивной подводно-оползневой переработке в процессе или вскоре после отложения. Кроме того, было установлено, что они отделены от подстилающих "ленточных сланцев" эпизодами внедрения габбро-диабазов и длительной эрозии [Чумаков, 1965]. Эти данные поставили под вопрос моренное происхождение тиллоидов и генетическую связь с ними "ленточных сланцев". Проблема происхождения тиллоидов свелась к выяснению того, отложения какого генезиса подверглись переотложению. Было высказано предположение о флишоидном характере исходных отложений [Чумаков, 1965].

Исследования современных и древних марино-гляциальных отложений, проведенные в последние годы, показали большую сложность их строения, широкое развитие в них подводно-оползневых отложений и других разновидностей гравититов [Drewry, Cooper, 1981; Visser, 1983; Eyles et al., 1985; Чумаков, Красильников, 1991; Chumakov, 1992; Deynoux et al., 1994; Hambrey, 1996]. Это позволяет примирить ледниковую и оползневую гипотезы происхождения тиллоидов кургашлинской свиты.

Накопившиеся к настоящему времени данные указывают на то, что гравититы нижнекургашлинской свиты возникли за счет переработки дистальных мариногляциальных отложений. Об этом свидетельствуют: устойчивость стратиграфического разреза подсвиты на значительной площади; первоначально слоистая текстура тиллоидов, реликтами которой являются присутствующие в них многочисленные фрагменты пластов отсортированных осадочных пород; широкое распространение в тонкослоистых алевролитах рассеянных и упавших камней (дропстоунов); присутствие доломитов, напоминающих "венчающие доломиты", характерные для многих других местонахождений верхнедокембрийских мариногляциальных отложений [Чумаков, 19786, 1990; Fairchild et al., 1989, 1994] и, наконец, региональное распространение ледниковых отложений в нижнем венде Урала (табл. 2), Северной и Восточной Европы [Чумаков, 19786; Беккер, 1988].

Корреляции нижневендских ледниковых отложений Урала. Как уже отмечалось, кургашлинская свита связана постепенным переходом с верхневендскими отложениями и отделена большим перерывом от верхнерифейских отложений. В этом отношении стратиграфическое положение марино-гляциальных отложений нижнекургашлинской подсвиты аналогично тому, которое занимают марино-гляциальные отложения нижнестаропеченской подсвиты на Среднем Урале и марино-гляциальные, а также континентальные ледниковые отложения

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> В дальнейшем тиллонды, которые Г.Ф. Лунгерсгаузен относил к ашинской свите, были включены в качестве базальной пачки в самостоятельную кургашлинскую свиту, а подстилающие их полосчатые сланцы – в верхнюю подсвиту криволукской свиты [Клочихин и др., 1969].

.

Стратиграфическое положение кургашлинской свиты в разрезе верхнего докембрия Урала

Общая шкала		Южный Урал, Башкирский антиклинорий						Ι		Cerebulit Vost (CRITEL)					
Евразии		0N 6N	Западное крыло (свиты)			Восточное крыло (свиты)				Средний у рал (святы)	Северный урал (святы)				
e p o a		Нижний Всрхиий		3	иганская 500 м	Γ				Усть-Сылвицкая 350 м	Кочешорская 500 м				
				Кук-Караукская 250 м		M			ĸ	Чернореченская 1700 м	Кочешорская 500 м				
			١.	Б	Басинская 900 м		Байназаровская 250*м		đ	Переволокская 300 м					
			ä	У	рюкская 200 м	ğ					Ильявожская 940 м				
	Венд		<b>ILIMMCK</b>	C T	Сунровская 300 м А * * Тодпаровская 650 м		Кургашлянская 300 м		UM8114	Старопеченская 500 м	I MENDOMENTEN / VO M				
			<	(Колыштанская ? Баксевская ?)		ΥĞ			o		Чурочинская 500 м				
											Керносская 300 м				
-										оянская	Коявенская 700 м				
с к														Cepeor	Гаревская 200-700 м Танинская 800 м А А А А
									1	у Усьвинская 1200 м					
z.	Рифея	Верхний		Ш		٣	h			Федотовская 1200 м					
Верхн											5 _	Криволукская 300 м	1 M	Щегровитская 0-900 м	Усть-Чурочинская 1000 м
			Ш						аниска	·	Bacel	Ослянская 300 м			
			и серки	Кудашская подсерния	Укская 350 м	ауская сери	u Ky	Укская 450 м	и серия	Клыктанская 300 м	Низьвенская 1800 м				
			Каратауска	Тангаурская подсерия	Миньярская 700 м	Каратт	Гангаурская подсерия	Миньярская 700 м	Кедровска	Синегорская 1000 м					

В. М. Горожании [1996] предположил, что в байназаровской свите присутствует более молодой, чем инжнекургашлинская подсвита, горизонт ледниковых отложений. Приводимые им аргументы в пользу этого довольно соминтельны и, как минимум, недостаточны

\*\* возможно, ледниковые отложения

\*\*\* черные треугольники - марино-гляциальные отложения

чурочинской свиты на Северном Урале (Полюдов Кряж). Данное обстоятельство позволяет довольно надежно коррелировать перечисленные ледниковые подразделения между собой (см. табл. 2). Отложения, соответствующие достаропеченской серебрянской серии Среднего Урала, на Южном и Северном Урале, очевидно, отсутствуют.

Высказанные ранее предположения, что их частичными аналогами могут быть, соответственно, криволукская и усть-чурочинская свиты [Беккер, 1988; Чумаков, 1996], сейчас кажутся нам менее вероятными. Проведенное в последние годы изучение контактов между серебрянской и сылвицкой сериями в стратотипических и наиболее полных разрезах р. Сылвицы показало, что эти серии тесно связаны стратиграфически и фациально. В то же время криволукская и устьчурочинская свиты более сходны по стратиграфическому положению и фациально с басегской серией Среднего Урала. Это позволяет предположить, что криволукская и чурочинская свиты являются аналогами какой-то части басегской серии (см. табл. 2).

Стратиграфическая позиция всех ледниковых отложений Урала определяется тем, что они залегают несогласно выше карбонатных толщ с верхнерифейскими строматолитами и выше покрывающих их немых терригенных толщ бесегской серии (или ее вероятных аналогов) и в то же время согласо перекрываются верхневендскими отложениями.

Такое стратиграфическое положение ледниковых отложений Урала указывает на то, что они относятся к лапландскому гляциогоризонту Европы, составляющему базальную часть венда [Чумаков, 1985, 1996]. В нижневендском ледниковом разрезе Урала (как и в лапландском гляциогоризонте северонорвежского стратотипа) можно различить два основных подразделения – два ледниковых подгоризонта, которые местами разделены несогласием, но могут залегать и согласно (р. Сылвица, в 4 км ниже ручья Бобровка и др.).

Нижний подгоризонт представлен на Урале лишь серебрянской серией, которая развита только в пределах наиболее глубокой части позднедокембрийского прогиба. Верхний подгоризонт, который объединяет нижнекургашлинскую, нижнестаропеченскую подсвиты и чурочинскую свиту, распространен шире (см. табл. 2). Такие же палеогеографические и стратиграфические взаимоотношения существуют между ледниковыми подгоризонтами и в северонорвежском стратотипе лапландского ледникового горизонта. Более широко развит верхний ледниковый подгоризонт, который местами распространяется за пределы Варангерского прогиба [Чумаков, 1974, рис. 4, *в*].

В более мощных и, очевидно, наиболее полных уральских разрезах венда впервые удается отчетливо установить сложное строение обоих ледниковых подгоризонтов лапландского гляциогоризонта. Как отмечалось, в нижнекургашлинской подсвите запечатлелись минимум два ледниковых эпизода. То же самое можно предполагать для нижнестаропеченской подсвиты и чурочинской свиты. В серебрянской серии можно различить два или три ледниковых эпизода.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-65848).

### ЛИТЕРАТУРА

Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. Л.: Недра, 1968. 160 с.

Беккер Ю.Р. Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 90–100.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

- Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 16-24.
- Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. Открытие эдиакарской биоты на Южном Урале // Теоретические и прикладные аспекты современной палеонтологии: Тр. XXXIII сес. ВПО. Л.: Наука, 1989. С. 109–120.

Беккер Ю.Р., Кишка Н.В. Ископаемые следы в верхневендских отложениях Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 66–78.

Горожанин В.М. Второй уровень нижневендских тиллоидов на Южном Урале // Палеогеография венда-раннего палеозоя (ПВРП-96): Тез. докл. Всерос. совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 54-56.

Келлер Б.М. Вендский комплекс Урала // Сов. геология. 1966. № 5. С. 58-69.

- Келлер Б.М. Системы верхнего докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 54-67.
- Келлер Б.М., Козлов В.И. Терминальный рифей (кудаш) // Стратотип рифея: Стратиграфия, геохронология. М.: Наука, 1983а. С. 81–92.
- Келлер Б.М., Козлов В.И. Венд // Там же. 19836. С. 92-106.
- Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 11. С. 16–21.
- Клочихин А.В., Романов В.А., Радченко В.В., Михайлов П.Н. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляция доордовикских отложений Авзянского района Южного Урала // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа, 1969. С. 18–27.
- Клюжина М.Л. Вендская система Урала: Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 60 с.
- Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала // Сов. геология. 1947. № 18. С. 35–74.
- Лунгерсгаузен Г.Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение // XXI Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. М.: Издво АН СССР, 1960. Проблема 8. С. 97–108.
- Младших С.В., Клюжина М.Л., Аблизин Б.Д. Корреляция терригенных отложений вендомия западного склона Южного и Среднего Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 13–29.
- Семихатов М.А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: Анализ и уроки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 11. С. 5–22.
- Семихатов М.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р. и др. Общая стратиграфическая шкала верхнего докембрия СССР // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Уфа, 1990. С. 3–10.
- Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
- Чумаков Н.М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР // Там же. 1965. № 2.
- Чумаков Н.М. Лапландское оледенение // Этюды по стратиграфии. М.: Наука, 1974. С. 71-96.
- Чумаков Н.М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978а. № 12. С. 35-48.
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллоиды и тиллиты: (Проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978б. 204 с.
- Чумаков Н.М. Лапландский ледниковый горизонт и его аналоги // Вендская система: Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, 1985. Т. 2: Стратиграфия и геологические процессы. С. 167–198.
- Чумаков Н.М. Изучение древних ледниковых отложений. М.: ГИН АН СССР, 1990. 94 с.
- Чумаков Н.М. Тиллиты и тиллоиды западного склона Среднего Урала // Разрезы верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, 1996. С. 74-82.

- *чумаков Н.М., Красильников С.С.* Литологические особенности рифейских тиллоидов Уринского поднятия (р. Лена) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 58–78.
- Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии Урала // Вендская система: Историкогеологическое и палеонтологическое обоснование. М.: Наука, 1985. Т. 1: Палеонтология. С. 145–146.
- Blackwelder E. Pleistocene glaciation in the Sierra Nevada and Basin Ranges // Bull. Geol. Soc. Amer. 1931. Vol. 42. P. 865–922.
- Chumakov N.M. The problems of old glaciations, USA. Pennsilvania: Harwood Acad. publ., 1992. P. 208.
- Deynoux M., Miller J.M.G., Domack E.W. et al. Earth's glacial record. Cambridge: Univ. press, 1994. 266 p.
- Drewry D.Y., Cooper A.P.R. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation // Ann. Glaciol. 1981. N 2. P. 117-122.
- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1985. Vol. 51. P. 15-84.
- Fairchild I.J., Bradby L., Spiro B. Reactive carbonate in glacial systems: A preliminary synthesis of its creation, dissolution and reincarnation // Earth's glacial record. Cambridge: Univ. press, 1994. P. 176-192.
- Fairchild I.J., Hambrey M.J., Spiro B., Jefferson T.H. Proterozoic glacial carbonates in northeastern Spitsbergen: New insights into the carbonate-tillite association // Geol. Mag. 1989. Vol. 126. P. 469-490.

Hambrey M. Glacial environments. L.: UCL press, 1996. P. 296.

- Harland W.B., Kay N.H., Krinsley D.H. The definition and identification of tills and tillites // Earth-Sci. Rev. 1966. Vol. 2. P. 225-256.
- Visser J.N.J. The problems of recognizing ancient subaqueous debris flow deposits in glacial sequences // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1983. Vol. 86. P. 127-135.

#### ABSTRACT

Glacial deposits of Lower Member of Kurgashlay Formation cover Krivay Luka Formation (uppermost part of Upper Riphean) with disconformity and evidences of long erosion. There is transitional boundary between Kurgashlay Formation and overlaying Late Vendian Kal'taygau Formation. Such stratigraphic position allow to regards Lower Member of Kurgashlay Formation, as Lower Vendian. Tilloids and unsorted sandstones with pebbles of upper and lower parts of Lower Member of Kurgashlay Formation are proximal glaciomarine deposits. They are separated by a key horizon of laminated siltstones with dropstones, what is suggested as distal glacio-marine deposits. This succession of Lower Member of Kurgashlay Formation shows a oscillations of Early Vendian glaciers. Similarity of origin and stratigraphic positions allow to correlate the Lower Member of Kurgashlay Formation with Lower Member of Starye Pechi Formation of the Middle Urals and Churochnaya Formation of the North Urals.

# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПЕРМСКИХ ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЖИМСКОГО РАЗРЕЗА (ПЕЧОРСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ) И СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РЕГИОНА (СРЕДНЕЕ ПРИУРАЛЬЕ)

# С.В. Наугольных

Геологический институт РАН

Историко-стратиграфический очерк. Историю изучения верхней части нижнего отдела пермской системы, связанную в основном с типификацией границ и определением объема кунгурского яруса, можно условно разделить на четыре этапа, которые хорошо отражают основные подходы к обоснованию выделения кунгурских отложений в качестве самостоятельного стратона общей стратиграфической шкалы.

Первый этап связан с первоначальным установлением этого яруса А.А. Штукенбергом [1890, 1898]. Изучение кунгурского яруса началось с описания разрезов нижнепермских отложений, представленных преимущественно эвапоритами, которые обнажены у г. Кунгура по берегам рек Сылвы, Ирени, Шаквы и Бабки. Позднее, проводя исследования в восточной части Уфимского плато, в основном по рекам Бардым и Карзи (левые притоки р. Уфы, расположенные недалеко от г. Красноуфимска), А.А. Штукенберг выделил залегающую там над терригенными отложениями артинского яруса карбонатную толщу в качестве нового яруса, который назвал кунгурским. Таким образом, представления А.А. Штукенберга о кунгурском ярусе были синтетическими и основывались как на разрезах у г. Кунгура, так и на Бардымском разрезе. Ярус он определял как верхнюю карбонатную или сульфатно-карбонатную пачку пермокарбона. Ни нижняя, ни верхняя границы яруса в стратотипе не были точно указаны, а какой разрез считать собственно стратотипическим – у с. Верхний Бардым или у г. Кунгура – до сих пор остается не совсем ясным. Многие исследователи склоняются в пользу ареального стратотипа у г. Кунгура [Фредерикс, 1932; Герасимов, Тихвинская, 1934; и др.], другие считают стратотипом бардымский разрез [Наливкин, 1949, 1950; Степанов, 1951; и др.].

Второй этап изучения кунгура – исследования Н.П. Герасимова, профессора геологического факультета Пермского университета с соавторами. В этих работах [Герасимов, 1937, 1952; Герасимов, Тихвинская, 1934] были развиты представления А.А. Штукенберга об объеме кунгурского яруса и его положении в сводном разрезе уральской перми. В качестве нижней границы яруса рассматривалась подошва филипповского горизонта, представленного в разрезах у г. Кунгура преимущественно доломитами, а в качестве верхней – кровля соликамского горизонта. Шешминский горизонт Среднего Приуралья и востока Русской платформы был отнесен к казанскому ярусу. Другими словами, кунгурский ярус в понимании Герасимова – это вся верхняя карбонатно-сульфатная серия, обнажающаяся в стратотипической местности нижнего отдела пермской системы. Биостратиграфические данные для формализации границ кунгурского яруса, особенно верхней, на этом этапе почти не использовались.

Третий этап был ознаменован активным привлечением палеонтологического метода к построению детальных стратиграфических схем артинских, кунгурских и

уфимских отложений в Приуралье. Он связан в первую очередь с работами Е.А. Гусевой [1967, 1969, 1974; Гусева и др., 1968; Кочеткова, Гусева, 1972], В.П. Горского [1961; и др.], а также многих других исследователей [Богословская, 1962, 1976; Жернакова, 1971; Золотова, Барышников, 1980; Игонин, 1967; и др.]. Изучение динамики развития морских беспозвоночных на рубеже артинского и кунгурского, а также кунгурского и уфимского веков заставило несколько пересмотреть предлагавшиеся ранее варианты расчленения "верхней карбонатносульфатной" пачки, т.е. кунгурского яруса в понимании А.А. Штукенберга, Г.Н. Фредерикса и Н.П. Герасимова. Выяснилось, что наиболее отчетливая по биостратиграфическим данным граница находится не в кровле, а в подошве соликамского горизонта. Граница между кунгурским и уфимским ярусами была понижена до этого уровня, что было закреплено в ряде публикаций и решений MCK [Решения..., 1965; Унифицированные..., 1980; и др.].

И, наконец, четвертый этап создания непротиворечивой схемы расчленения и корреляции кунгурских отложений связан с комплексными исследованиями коллектива авторов под руководством Б.И. Чувашова [Чувашов, 1980; Чувашов, Богословская, 1981; Чувашов, Дюпина, 1973; Чувашов, Софроницкий, 1984; Чувашов и др., 1990], в которых сочетались как литостратиграфические-седиментологические, так и палеонтологические методы.

Как представляется, в ходе истории изучения кунгурского яруса была несколько нарушена общая логика стратиграфических исследований: вместо того, чтобы как можно более полно документировать однажды избранные границы яруса, ведется дискуссия о том, какой из методов или какая группа организмов приоритетны при проведении границ. Именно к этому в настоящее время сводится вопрос о том, где именно установить границы кунгурского яруса.

Главной задачей на современном этапе изучения верхней части нижней перми и нижней части верхней перми, т.е. артинского, кунгурского и уфимского ярусов, является типизация их границ с выбором точек глобального стратотипа границы (в англоязычной литературе широко используется аббревиатура GSSP – Global Stratotype Section and Point), т.е. таких уровней в конкретных разрезах, которые бы соответствовали этим границам. Это помогло бы сделать всю дальнейшую работу более конструктивной.

К сожалению, предлагавшиеся ранее в качестве стратотипов разрезы у г. Красноуфимска (с. Верхний Бардым) и г. Кунгура мало пригодны для типификации границ кунгурского яруса. В Бардымском стратотипе, возможно, отсутствует нижняя часть кунгура, соответствующая части филипповского горизонта, а в окрестностях Кунгура нет хорошо обнаженного контакта ни между артинскими и кунгурскими, ни между кунгурскими и уфимскими отложениями.

Таким образом, главные претенденты на роль стратотипа кунгура могут рассматриваться только как сегменты составного стратотипа. С нашей точки зрения, в качестве точки глобального стратотипа границы кунгурского яруса может быть избран один из обсуждающихся уровней в терригенных и карбонатно-терригенных пограничных отложениях, обнажающихся в среднем течении р. Сылва (с. Березовка-с. Молебка) или в бассейне рек Усьва-Чусовая в Среднем Приуралье (Пермская область).

Первый вариант предпочтительнее, поскольку сылвенские разрезы при прочих равных условиях более легкодоступны для исследования. В качестве разрезов для установления точки глобального стратотипа границы уфимского яруса могут подойти обнажения в нижнем течении р. Сылва на ее правом берегу вблизи станций Сылва и Алебастрово и в серии карьеров по берегам Камы (обнажения Трамплин, Хохловка и Чумкасский карьер), где наблюдается непрерывный разрез иренского, соликамского и, отчасти, шешминского горизонтов.

Указанные разрезы по рекам Сылва, Усьва, Чусовая и Кама в основном соот-

Отдел	Apyc	Горизонт	Флорист комг	гический 1лекс	Главные (диагностические) таксоны высших растений 2 3 8
Верхне- пермский	Уфимский	Соликамс- кий	Атипичный Типичный ни (солика	соликамский жнеуфимский амский)	R C S T // // Oronow
	Кунгурский	илипповский Иренский	Типичный кунгурский (= бардинский)	Иренский флористи- ческий подкомплекс	
Нижнепермский				Филипповс- кий флористи- ческий подкомплекс	
	Артинский	Саранинский ф	Переходный (смешанный)	b a	
			Типичный ве верхнеартинси	Атипичный рхнеартинский кий	

ветствуют требованиям Международной комиссии по стратиграфии, предъявляемым к разрезам, содержащим точки глобальных стратотипов границ. Эти разрезы не содержат перерывов, представлены главным образом морскими или прибрежно-морскими фациями, мощности обнаженных в них стратонов составляют десятки и сотни метров, что позволяет изучать отложения выши и ниже GSSP. Кроме того, отложения в обсуждаемых разрезах содержат остатки как морских, так и наземных организмов. Диагенетическое преобразование пород невелико, сложные дислокации отсутствуют.

# ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛОРИСТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АРТИНСКОГО, КУНГУРСКОГО И УФИМСКОГО ЯРУСОВ СРЕДНЕГО ПРИУРАЛЬЯ

Автор уже обращался к описанию флористических комплексов нижней и, отчасти, верхней перми (соликамский горизонт) стратотипической местности [Hayroльных, 1993, 1996а]. Но в предыдущих работах акцент делался на кунгурской флоре, поскольку она очень разнообразна и представляет особенный интерес для палеоботаников. Поэтому ниже более подробно рассмотрены артинская и уфимская флоры. Пространственные и временные взаимоотношения между выделяемыми комплексами, а также их диагностические таксоны показаны на рис. 1.

Соотношение выделяемых комплексов с местными стратиграфическими подразделениями Среднего Приуралья. Типичный верхнеартинский флористический комплекс приурочен к отложениям урминской и габдрашитовской свит, представленным терригенными породами (в основном среднезернистыми синеватыми и желтоватыми полимиктовыми песчаниками, иногда с мощными пачками аргиллитов и редкими прослоями карбонатов).

Атипичный верхнеартинский флористический комплекс характерен для встречающихся в урминской свите прослоев аргиллитов с карбонатными конкрециями.

Переходный верхнеартинско-нижнекунгурский флористический комплекс встречен в отложениях мысовской свиты (светлые зеленоватые или желтоватые среднезернистые полимиктовые песчаники). По всей видимости, как аналог этой свиты в Южном Приуралье может рассматриваться крыловская свита.

Ориктоценозы кунгурского флористического комплекса характерны для довольно пестрых по составу и фациальной приуроченности (в основном песчаноглинистых) отложений лекской и кошелевской свит.

Типичный и атипичный нижнеуфимский (соликамский) флористические комплексы связаны с отложениями соликамской свиты и ее аналогов, представ-

Рис. 1. Верхнеартинские, кунгурские и нижнеуфимские флористические комплексы (ФК) Среднего Приуралья (стратотипический регион)

Переходный (смешанный) ФК: a – подкомплекс с Rufloria duvanica, b – подкомплекс без R. duvanica; главные (диагностические) таксоны выделяемых ФК: A – Rufloria duvanica, B – Paracalamites frigidus, C - P. decoratus, D – Psygmophyllum expansum, E – Tylodendron speciosum (таксоны B-E присутствуют и в кунгурском ФК, но в массовом количестве встречаются лишь в типичном верхнеартинском ФК), F – Walchia cf. hypnoides (sensu Florin), G – Sphenophyllum biarmicum, H – Phyllotheca campanularis, I – папоротники "кунгурского" облика (Pecopteris suksunensis, P. tchekardensis и др.), J – Nephropsis (Sulcinephropsis) crinitus, K – руфлории из группы видов Rufloria recta-R. derzavinii, L – Psygmophyllum cuneifolium, M – Cyparissidium (al. Walchia) appressum (женские фруктификации описаны как Kungurodendron sharovii), N – Sachyogyrus multifarius, O – Annulina neuburgiana, P – Peltaspermum retensorium, Q – Samaropsis triquetra, R-T – Viatcheslavia vorcutensis: R – спорофилл, S – кора, T – филлоид; развитие групп растений (оценивалось относительное процентное соотношение остатков растений в ориктоценозах): I – лепидофиты, 2 – паракаламиты, 3 – филлотеки, 4 – сфенофиллы, 5 – папоротники, 6 – птеридоспермы s.l., 7 – хвойные, 8 – кордаиты (преимущественно, руфлориевые); экзотические группы (Dicranophyllales, энигматики) не учитывались ленными плитчатыми мергелями, реже известняками, доломитами, алевропелитами и песчаниками.

Верхнеуфимский (шешминский) флористический комплекс приурочен к отложениям осинской свиты, представленным медистыми песчаниками и темноокрашенными "шоколадными" аргиллитами.

Типичный верхнеартинский (саргинско-саранинский) флористический комплекс (табл. I)<sup>1</sup>. Несмотря на высокое обилие остатков растений в этих отложениях, видовое разнообразие их невелико. Доминируют членистостебельные Paracalamites decoratus (Eichw.) Zal. и P. frigidus Neub., несколько реже встречается P. striatus (Schmalh.) Zal. Другими характерными для комплекса таксонами являются Psygmophyllum expansum (Brongn.) Schimper, своеобразные руфлории с редкими дорзальными желобками и языковидными очертаниями листьев Rufloria duvanica Vlad., побеги хвойных Tylodendron speciosum Weiss, Walchia cf. hypnoides (sensu Florin). Кроме этого, в комплексе содержатся семена Cardiocarpus cordatus (Eichw.) Schmalh., Cardiocarpus sp., Carpolithes ex gr. gigantheus Dombr., Carpolithes sp., Cordaicarpus sp., Samaropsis sp., редкие перышки и фрагменты вай Rhachiphyllum sp., листья Cordaites (?) sp. и очень фрагментарные остатки папоротников типа Sphenopteris или, реже, Pecopteris cf. kruglovii Vlad. В исключительно редких случаях встречаются листья, сходные с Psygmophyllum cuneifolium (Kutorga) Schimper.

Атипичный верхнеартинский флористический комплекс. Был выделен по единственному ориктоценозу (верхнее течение р. Сылвы, "Шайдуры", слой 6, (точная привязка и стратиграфическая колонка приведены в другой работе автора [Naugolnykh, 1995]), где в карбонатных конкрециях в слое темных аргиллитов были собраны растительные остатки. Они гораздо более разнообразны, чем растения типичного верхнеартинского комплекса. Таксономический состав: Paracalamites frigidus Neub., Paracalamites sp., Pecopteris uralica Zal., Rhachiphyllum sp. (фрагменты перьев последнего порядка, очень сходные со стерильными листьями Peltaspermum retensorium (Zal.) Naug. et Kerp), побеги хвойных Тахоdiella cf. bardaeana (Zal.) S. Meyen, Cyparissidium sp., фрагменты петрифицированной древесины Caenoxylon aff. scottii Zal., Dadoxylon sp., семена Cardiocarpus sp., Cordaicarpus sp. В осыпи у обнажения был найден фрагмент крупного побега около 7 см в ширину и 20 см в длину с небольшими рубцами от опавших веток, образовывавшими продольный ряд.

Переходный (смешанный) верхнеартинско-нижнекунгурский флористический комплекс. Для комплекса характерны олигодоминантные ориктоценозы: на фоне обычных для этих отложений паракаламитов (Paracalamites decoratus, P. frigidus) усиливается роль кордаитов (Rufloria cf. derzavinii, Lepeophyllum cf. sabanakovae Vlad.) и птеридоспермов (псигмофиллоиды Psygmophyllum expansum (Brongn.) Schimp., Rhachiphyllum sp.), которые могут доминировать в некоторых местонахождениях. Более разнообразны папоротники (Pecopteris leptophylla, P. crenulata, Sphenopteris sp.), особенно – в предположительно нижнекунгурских местонахождениях этого комплекса. Верхнеартинские местонахождения переходного флористического комплекса мало отличаются от нижнекунгурских, они создают стратоэкотон.

Единственным более или менее выдерживающимся критерием определения возраста местонахождений может служить наличие в артинских отложениях вида Rufloria duvanica Vlad., достоверно неизвестного из кунгурского яруса. Таксономический состав: Paracalamites frigidus Neub., P. decoratus (Eichw.) Schmalh., Pecopteris leptophylla Bunb., P. crenulata Brongn., Sphenopteris sp., Psygmophyllum expansum (Brongn.) Schimp., Rufloria cf. derzavinii (Neub.) S. Meyen, Tylodendron speciosum Weiss, Cyparissidium appressum (Zal.) S. Meyen, Lepeophyllum sp., Rhachiphyllum sp., Cardiocarpus sp., Carpolithes sp., Cordaicarpus sp.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Табл. I–VIII см. в конце книги.



**Рис. 2.** Некоторые из наиболее характерных семян и стробил из кунгурского флористического комплекса (иренского подкомплекса)

A-D – предполагаемые семена хвойных (Walchiaceae): A – семя с удаленной спермодермой, видна поверхность нуцеллюса со слабо выступающим контуром мегаспоровой мембраны и микропилярный канал, располагающийся в апикальной части интегумента, 3737/60; B – семя того же типа, но с сохранившейся внешней поверхностью слабоморщинистой спермодермы, видна приверхушечная складка спермодермы, располагающаяся над микропилярным каналом, 3737/236; C, D – семя, расколовшееся на две чсти, на рис. D видны очертания нуцеллюса, C – 3737/215, D – 3737/214. Родовая и видовая принадлежность семян не ясна, в тексте они формально упоминаются, как Cordaicarpus sp.; E – Cardiocarpus sp. (sp. nov.), 3737/142; F – Samaropsis ex gr. irregularis Neub. с хорошо развитой крылаткой, 3737/156; G – Strobilites sp., предположительно, мужская фруктификация Rufloriaceae, 2773(11)/179a(89); H – Samaropsis cf. danilovii Suchov, крупное окрыленное семя с длинным микропиле и развитой срединной септой, 3737/164. Местонахождение Чекарда-1, слой 7 (G), слой 10 (A-F, H). Длина масштабной линейки 1 мм (A-E, H), 5 мм (F), 10 мм (G)



Кунгурский флористический комплекс (рис. 2; табл. II-IV, V, 4). Полидоминантные ориктоценозы типичного кунгурского (= бардинского) флористического комплекса очень разнообразны как по общему таксономическому составу, так и по характеру доминирующих элементов, меняющемуся от местонахождения к местонахождению. Смена доминирующих таксонов очевидно отражает динамику передвижения звеньев катены. Высокий процент от общего видового и родового спектра составляют эндемичные таксоны [Наугольных, 1993], что отражает географическую изолированность бардинской флоры. Общий таксономический состав комплекса содержит более 200 видов. Из них наиболее характерны: Phyllotheca biarmica Zal., P. campanularis Zal. emend. Naug., Equisetina magnivaginata Zal., Sachyogyrus multifarius Zal., Sphenophyllum biarmicum Zal., Annulina neuburgiana (Radcz.) Neub., Peltaspermum retensorium (Zal.) Naug. et Kerp, R. artipinnatum (Zal.) Naug., Kerpia macroloba Naug., R. recta (Neub.) S. Meyen, R. papillosa Gluch, R. meyenii Gluch., Cyparissidium (al. Walchia) appressum (Zal.) S. Meyen, Taxodiella (al. Walchia) bardaeana (Zal.) S. Meyen, Kungurodendron sharovii S. Meyen, Bardospermum rigidum S. Meyen, Samaropsis triquetra Zal., S. macroptera Naug., S. (?) complanata Naug., Carpolithes globosus Such., Cordaicarpus uralicus Dombr., Sylvella alata Zal., Craspedosperma bardaeanum Zal. Некоторые из типично кунгурских видов изолированных семян показаны на рис. 2.

Уфимская флора стратотипической местности (Среднее и Южное Приуралье, Башкирия), по данным автора, может быть разделена на три комплекса.

Типичный соликамский флористический комплекс (табл. V. 1-3, 5, 7). Комплекс представлен монодоминантными ориктоценозами с остатками лепидофита Viatcheslavia vorcutensis Zal. emend. Neub. (В большинстве работ принято иное, неверное, написание родового названия – Viatscheslavia. В протологе [Zalessky, 1936] при первоописании рода использован номен Viatcheslavia). В местонахождениях доминируют стволы этого растения с разной степенью декортикации, – реже филлоиды (Viatscheslaviophyllum vorcutense Neub.). В исключительных случаях встречаются спорофиллы, очень сходные как со спорофиллами кунгурского лепидофита Sadovnikovia belemnoides Naug., относящегося к порядку Isoetales [Hayroльных, 1994, 1995], так и со спорофиллами триасовых плауновидных Тоmiostrobus и Pleuromeia. С остатками V. vorcutensis ассоциируют корни Radicites sp., очевидно, принадлежавшие этим же растениям.

В тех же местонахождениях встречаются остатки листостебельных мхов Intia (9) sp., Protosphagnum (?) sp.

Типичный соликамский флористический комплекс характерен для многих местонахождений раннеуфимского возраста, относящихся к соликамскому горизонту. Эти местонахождения в виде неширокой, но очень протяженной полосы прослеживаются от Башкирии (р. Белая), через Среднее Приуралье (бассейн рек Сылва, Чусовая, район Верхне-Чусовских Городков, местонахождение Успенка) до Северного Приуралья (реки Вишера, Колва, местонахождения у г. Чердынь). Монодоминантные ориктоценозы с Viatcheslavia vorcutensis характерны для верхов лекворкутской свиты в Печорском Приуралье [Мейен, 1971].

Рис. 3. Генерализованная стратиграфическая колонка кожимского разреза на интервале от сакмарского до кунгурского яруса (косьинская, чернореченская и нижняя часть кожимской свиты). Номера слоев даны по А.П. Ротай, см.: [Чувашов и др., 1995]

<sup>1 –</sup> песчаник грубозернистый, массивный; 2 – песчаник среднезернистый, среднеслоистый; 3 – алевролит, нередко образующий плитчатую отдельность; 4 – аргиллит; 5 – известняк; 6 – конгломераты, обычно приурочены к поверхностям размыва; 7 – карбонатные (обычно, сидеритовые) конкреции; 8 – уровни сбора растительных остатков автором; 9 – уровни находок растительных остатков, отмечаемые в литературе [Полетаева, Пухонто, 1990; Чувашов и др., 1995]. Соотношение свит с подразделениями общей шкалы дано условно



Атипичный соликамский флористический комплекс. Этот комплекс в целом сходен, но не тождественен предыдущему. Его таксономический состав более разнообразен. Помимо доминирующего вида V. vorcutensis, в ориктоценозах присутствуют V. elongata Neub. (местонахождение Хохловка), листья кордаитантовых Rufloria (Alatorufloria) derzavinii (Neub.) S. Meyen, побеги членистостебельных Parcalamites frigidus Neub., Phyllotheca sp. (sp. nov.) с очень длинными листовыми влагалищами и редуцированными свободными частями листьев (местонахождение Полазна).

Шешминский флористический комплекс. Автор изучал местонахождения растительных остатков шешминского возраста (осинские и молотовские слои шешминского горизонта), обнажающиеся в черте г. Перми (правый берег р. Мулянка, обнажение Лысая Гора; обнажение Вышка в микрорайоне Мотовилиха; система обнажений у ст. Левшино Горнозаводского направления Свердловской железной дороги; система обнажений на правом берегу р. Камы в микрорайоне Закамск; обнажение на правом берегу р. Ласьва в 5 км выше с. Никитино и др.).

Растительные остатки в этих местонахождениях очень редки и однообразны. Они приурочены к плотным прослоям в медистых песчаниках. В слоях темно-коричневых "шоколадных" глин и аргиллитов остатки растений не встречены.

Чаще всего встречаются отпечатки побегов членистостебельных Paracalamites ex gr. frigidus Neub., P. aff. decoratus (Eichw.) Zal., Paracalamites sp., в редких случаях ядра Calamites (Stylocalamites?) sp. с очень грубыми продольными ребрами. Встречаются фрагменты листьев папоротников Pecopteris sp., ближе не определимые. Второй по частоте встречаемости после членистостебельных группой являются птеридоспермы Rhachiphyllum sp., Psygmophyllum expansum. Вместе с ними встречаются синангии Permotheca cf. disparis (Zal.) Naug. Кордаиты отсутствуют.

# ФЛОРИСТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОЖИМСКОГО РАЗРЕЗА (Печорское Прнуралье)

Кожимский разрез, располагающийся в южной части Печорского угольного бассейна, в среднем течении р. Кожим, занимает промежуточное положение между стратотипической областью и Печорским Приуральем и поэтому особенно важен для проведения корреляции нижнепермских отложений этого региона в целом. К сожалению, до последнего времени такая работа была затруднена из-за отсутствия достоверных и подробных данных о составе флористических комплексов кожимского разреза на интервале от сакмарского до основания уфимского яруса.

В 1995 г. автор собрал коллекцию растительных остатков из косьинской, чернореченской, кожимской, кожимрудницкой и интинской свит (рис. 3, 4). Привязка образцов дана послойно в соответствии с номерами слоев в описании разреза А.П. Ротая [1946].

Первые данные о таксономическом составе и общем характере флористических комплексов кожимского разреза по результатам собственных сборов уже были опубликованы ранее [Hayroльных, 19966, 1996в; Naugolnykh, 1996b]. Ниже рассмотрены выделяемые флористические комплексы, данные об их возрасте и палеоботанические критерии для сопоставления с типовыми комплексами стратотипического региона.

Соотношение выделяемых комплексов с местными стратиграфическими подразделениями Печорского Приуралья. Нижнекосьинский флористический комп-

Рис. 4. Генерализованная стратиграфическая колонка кожимского разреза на интервале кунгурский-уфимский ярусы (кожимская, кожимрудницкая и интинская свиты)

Условные обозначения см. рис. 3



Рис. 5. Характерные растительные остатки нижнекосьинского флористического комплекса

A – Pecopteris sp. A (aff. denticulata-cristata Brongn.), 4846/20; B – Pecopteris sp. B (aff. alata Brongn.), 4846/12; C – Flabellofolium (?) sp., 4846/15; D – Paracalamites sp. A (? ex gr. tenuicostatus Neub.), 4846/1; E – филлонд плауновидного (?), 4846/7; F, G – Bardocarpus (?) sp.: F – экз. N 4846/11, G – 4846/15; H – Cordaicarpus sp. A;

I – Cordaicarpus (?) sp. B, 4846/9; J – Lepeophyllum sp. (cf. acutifolium Radcz.); K – Pecopteris sp. C (aff. P. ripensis Zal.), 4846/22. Все растительные остатки происходят из слоя 541. Длина масштабной линейки 2 мм, кроме E (4 мм)

L – основные модусы изменчивости ребер (Р) и межреберных желобков (МЖ) ангарских и субангарских представителей Paracalamites Zal.: a, b - P. frigidus Neub., форма с узкими (a) и широкими (b) МЖ, c – форма из кожимской свиты с очень узкими и редкими ребрами, d – Paracalamites ex gr. laticostatus Zal., e – формы с уплощенными Р и МЖ, встречающиеся в кошелевской свите Среднего Приуралья, f – P. striatus (Schmalh.) Zal., P осложнены тонкой продольной ребристостью второго порядка, g – P. decoratus (Eichw.) Zal. или P. similis Zal., на Р имеются продольные углубления, h – очень тонкоребристые Paracalamites (например, нижнекосьинский Paracalamites sp. (? ex gr. tenuicostatus Neub.), i – паракаламиты с редкими округлыми в сечении ребрами, к этой группе относится P. exilicostatus Vlad., но у этого вида между основными ребрами имеется тонкая ребристость второго порядка, J – вариетет вида P. frigidus с тонкими продольными ребрами на ребрами на ребрах

лекс приурочен к алевролитовой (нижней) подсвите косьинской свиты, представленной в разрезе мощной пачкой алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов, песчаников и известняков.

Верхнекосьинский флористический комплекс характерен для отложений песчаниковой (верхней) подсвиты косьинской свиты, представляющих собой ритмичное чередование песчаников и аргиллитов с редкими прослоями карбонатов.

Чернореченско-кожимский флористический комплекс встречен в песчаниковых прослоях чернореченской и кожимской свит (в первой преобладают темноокрашенные алевролиты и аргиллиты, во второй – алевролиты и песчаники с прослоями известняков).

Кожимрудницкий флористический комплекс приурочен к кожимрудницкой свите, очень пестрой по составу, с преобладанием песчаников с прослоями известняков, аргиллитов и маломощными угольными пластами.

Интинский флористический комплекс характерен для отложений интинской свиты, сложенной песчаниками, алевропелитами с редкими прослоями карбонатов и пластами углей. В песчаниках и алевролитах часто встречаются крупные сидеритовые конкреции.

Отложения косьинской и чернореченской свит рассматривались как флишоидные, кожимской свиты – как морские, кожимрудницкой – как прибрежно-морские и интинской – как континентальные [Чувашов и др., 1995].

Возраст косьинской, чернореченской и кожимской свит определяется по фауне морских беспозвоночных, включая фораминиферы и цефалоподы [Чувашов и др., 1995], возраст кожимрудницкой свиты является дискуссионным и определяется условно (см. характеристику кожимрудницкого флористического комплекса), возраст интинской свиты устанавливается по палеоботаническим данным [Полетаева, Пухонто, 1990].

Нижнекосьинский флористический комплекс (рис. 5). Нижнекосьинская флора – это самая древняя пермская флора Печорского Приуралья. Она имеет позднесакмарский (стерлитамакский) возраст. Во флоре доминируют руфлории с узкими дорзальными желобками и неокаймленными основаниями и тонкоребристые паракаламиты. Таксономический состав: Paracalamites sp.A, P. sp. B (ex gr. laticostatus Zal.), Mesocalamites vel Calamites sp., Pecopteris sp. A (aff. denticulata-cristata Brongn.), P. sp. B (aff. alata Brongn.), P. sp. C (aff. ripensis Zal.), Flabellofolium (?) sp., Rufloria sp. A (aff. tajmyrica (Schvedov) S. Meyen), Lepeophullum cf. acutifolium Radcz., Artisia (?) sp., Cordaicarpus sp. A, C. (?) sp. B, Bardocarpus (?) sp.

Верхнекосьинский флористический комплекс (рис. 6; рис. 7, *C*, *G*, *I*). В этом комплексе, возраст которого определяется как верхнеартинский (саргинский), значительно меньше членистостебельных, нет мелких тонкоребристых паракаламитов, отсутствуют руфлории с неокаймленным основанием. Встречаются семена нескольких типов с крылаткой (Samaropsis). Доминируют кордаиты – Rufloria (Alatorufloria) и Cordaites. В комплексе появляются первые бардинские элементы – Biarmobaiera и типичные Bardocarpus. Таксономический состав: Paracalamites cf. similis Zal., P. sp. C, P. sp. D, Pecopteris sp. D, Sphenopteris sp.A, ?Biarmobaiera uralensis Zal., Rufloria (Alatorufloria) cf. loriformis (Neub.) S. Meyen, R. sp. B, R. sp. C, Cordaites sp. A, C. (?) sp. B, Bardocarpus sp. B, Cardiocarpus cordatus (Eichw.) Schmalh., Samaropsis sp. A, S. sp. B, Cordaicarpus sp. C, C. sp. D, C. sp. E.

Чернореченско-кожимский флористический комплекс (см. рис. 7, *A*, *B*, *D*–*F*, *H*). Этот комплекс выделяется условно. Растительные остатки на интервале от основания чернореченской свиты до основания кожимрудницкой свиты встречаются редко и приурочены к песчаниковым прослоям. Доминируют руфлории подрода Alatorufloria с окаймленными основаниями, иногда с мозолевидными утолщениями на них. Эти формы близки кунгурской Rufloria (Alatorufloria) гесta (Neub.) S. Meyen, характерной также и для воркутской серии Печорского бассейна [Heйбург, 1965].



Рис. 6. Верхнекосьинский флористический комплекс

A – Cordaicarpus sp., по краям семени видна кайма, образовавшаяся вследствие деформации саркотесты, 4846/52; B – Cordaites (?) sp. B, 4846/59; C – Rufloria sp. C, 4846/29; D – Rufloria (Alatorufloria) sp. B, 4846/30; E – Sphenopteris sp. A, 4846/57; F – Samaropsis sp. A, 4846/4846/27; G – Bardocarpus sp. B (ex gr. superus Neub.), 4846/58; H – Cordaicarpus sp. D, 4846/47; I – C. sp. E, 4846/51; J – Rufloria sp. C, 4846/43; K – Cordaites sp. A, 4846/62; L – ? Biarmobaiera uralensis Zal., 4846/61. Растительные остатки происходят из слоев: 514 (B, E, G, K, L), 509 (A, F, H, I, J), 507 (C, D). Длина масштабной линейки 2 мм (E), 0,5 см (A, H, I), 1 см (B–D, F–L)

Кроме этого, попадаются единичные остатки членистостебельных (Paracalamites sp.E) и изолированные семена.

Судя по общему облику комплекса, который, с одной стороны, наследует общие черты верхнекосьинской флоры, и с другой – содержит семена, сходные с видом-маркером кунгурских отложений стратотипической местности Samaropsis



**Рис.** 7. Верхнекосьинский (*C*, *G*, *I*) и чернореченско-кожимский (*A–B*, *D–F*, *H*) флористические комплексы

A – Cordaites (?) sp., 4846/64a; B – Rufloria sp., 4846/70; C – Pecopteris sp. D, 4846/50; D – Rufloria (Alatorufloria) sp., 4846/66; E – Samaropsis ex gr. triquetra Zal., 4846/66; F – Rufloria (Alatorufloria) ex gr. recta (Neub.) S. Meyen, 4846/66; G – Paracalamites sp. C 4846/69 (a–c – рельеф поверхности побега в разных его участках); H – Rufloria (Alatorufloria) sp. B, 4846/64; I – Samaropsis sp. B, 4846/63. Растительные остатки происходят из слоев 509 (C, G, I), 503 (A, H), 478 (D, E), 470 (A, B, F). Длина масштабной линейки 2 мм (C–E, G–I), 1 см (A–B, F)

triquetra Zal., чернореченско-кожимский интервал разреза может рассматриваться как стратоэкотон между артинским и кунгурским ярусами, который соответствует выделенному автором верхнеартинско-нижнекунгурскому смешанному (переходному) флористическому комплексу [Наугольных, 1996в]. Таксономический состав: Paracalamites sp. E, Rufloria (Alatorufloria) sp. B, R. (A.) sp. E ex gr. recta (Neub.) S. Meyen, R. (A.) sp. F, Cordaites (?) sp., Samaropsis ex gr. triquetra Zal.



**Рис. 8**. Кожимрудницкий флористический комплекс. Папоротники (*B*-*F*) и изолированное семя (*A*)

A – Samaropsis (?) complanata Naug., 4846/41; B, D-F – Ресорteris (Asterotheca ?) kojimensis Zal., 4846/34, B – средняя часть вайи с широко расставленными чередующимися перьями, D – средняя часть пера последнего порядка с глубоко надрезанными перышками, E – перышко с волнистыми краями, F – перышко в базальной части пера последнего порядка с глубоко надрезанными краями, стрелкой показано направление к верхушке вайи, 4846/36; C – P. cf. borealis Zal., средняя часть вайи с окрыленным рахисом, 4846/32. Растительные остатки происходят из слоев 330 (A), 338 (B–F). Длина масштабной линейки 1 мм (F), 2 мм (A, B, D, E), 1 см (C)

Кожимрудницкий флористический комплекс (рис. 8, 9; табл. VI, VII, 4, 7, 8, 13). Своеобразие комплекса заключается в обилии папоротников, большинство из которых относится к виду Pecopteris (Asterotheca?) kojimensis Zal. Общий размер вайи этого вида достигал около 20 см в длину. Перья располагаются на рахисе вайи в правильно чередующемся порядке. В проксимальной части рахиса имеется желобок. Перышки почти не низбегающие, чередующиеся с лопастными краями. Жилкование очень простое. Средняя жилка доходит до верхушки перышка. Боковые жилки простые, до края листовой пластинки не доходят. Жилкование в базальных перышках немного более сложное: боковые жилки могут ветвиться до 3 раз. Л.А. Фефилова [1973] отмечала, что для этого вида характерно почти перпендикулярное расположение перышек на вайе. На экземплярах, имеющихся в распоряжении, перышки почти всегда располагаются наклонно по отношению к рахису пера. Но судя по неотипу ([Фефилова, 1973], см. табл. II, 1, 2, особенно перо в средней части вайи – см. 2) этот признак очень изменчив. В пределах одного пера положение перышек может меняться от субперпендикулярного до наклонного.



**Рис. 9.** Кожимрудницкий флористический комплекс. Листья кордантов (*A*-*E*) и изолированные семена (*F*-*K*)

A, C-E – Rufloria (Alatorufloria) ex gr. recta (Neub.) S. Meyen; A - 4846/84; B - Cordaites (?) sp., 4846/68; C - 4846/77; D - 4846/36; F - Cordaicarpus sp., 4846/68; G - Sylvella (?) sp. с оборванной крылаткой, 4846/67; H - Cordaicarpus sp., 4846/68; I - Cordaicarpus sp., 4846/68; J - Cordaicarpus sp., 4846/68; K - Cardiocarpus aff. cordatus (Eichw.) Schmalh., 4846/68. Растительные остатки происходят из слоев 330 (A, D), 338 (C, E), 445 (B, F-K). Длина масштабной линейки 2 мм (F-K), 1 см (A-E)

Р. kojimensis в кожимском разрезе приурочен к одному интервалу (средняя часть кожимрудницкой свиты), где встречаются очень часто и легко идентифицируется.

Второй тип кожимрудницких папоротников (Pecopteris cf. borealis Zal.) характеризуется триждыперистыми вайями с чередующимися перьями и субтреугольными перышками, слегка изогнутыми в направлении верхушки пера. Перышки коалесцентно сливаются своими основаниями. Жилкование более сложное, чем у Р. kojimensis: боковые жилки однократно дихотомируют. В каждом перышке имеется две-три пары боковых жилок. Этот папоротник близок морфотипу Pecopteris sp. 4 [Naugolnykh, 1995, рис. 3, G], известному из кошелевской свиты (иренский горизонт кунгурского яруса) Среднего Приуралья.

Для нижней части свиты характерны крупные листья Rufloria, достигающие 0,5 м в длину. В верхней части свиты руфлории также многочисленны, но представлены более мелколистными формами. В комплексе много изолированных семян. Таксономический состав: Paracalamites frigidus Neub., P. decoratus (Eichw.) Zal., Paracalamitina cf. striata (Schmalh.) Zal., Pecopteris (Asterotheca?) kojimensis Zal., P. cf. borealis Zal., Zamiopteris sp., Rufloria (Alatorufloria) cf. recta (Neub.) S. Meyen, Lepeophyllum cf. sabanakovae Vlad., Cordaites (?) sp. D, Xiphophyllum (?) sp., Samaropsis (?) aff. complanata Naug., Cardiocarpus aff. cordatus (Eichw.) Schmalh., Cordaicarpus sp.



Рис. 10. Интинский флористический комплекс

A-C – Рагасаlатііпа striata (Schmalh.) Zal., A – общий вид терминальной фертильной зоны, 4846/131, B – облиственный побег с двумя листовыми мутовками, 4846/131, C – фрагмент крупного листового влагалища, 4846/107; D – Samaropsis vorcutana Tschirk., 4846/132; E – Orthotheca sp. (sp. nov.?), 4846/132; F – Nephropsis (? Sulcinephropsis) sp., 4846/132; G – Pecopteris sp., 4846/103; H – Nephropsis (? Sulcinephropsis) sp., 4846/101; I-J – Rufloria (Alatorufloria) ex gr. derzavinii (Neub.) S. Meyen., 4846/116. Все растительные остатки происходят из слоя 103. Длина масштабной линейки 1 см

F, C. sp. G, C. sp. H, Sylvella (?) sp. Виды рода Sylvella Zal. известны в Приуралье с кунгурского яруса до казанского, Cardiocarpus cordatus - с артинского до кунгурского, а S.(?) complanata характерен только для кунгурского яруса. Таким образом, судя по комплексу изолированных семян, кожимрудницкая свита, хотя бы в нижней своей части, имеет кунгурский (иренский) возраст.

Скорее всего, из верхней части кожимрудницкой свиты происходят остатки кор лепидофита Viatcheslavia vorcutensis Zal. [Полетаева, Пухонто, 1990], однако



Рис. 11. Интинский флористический комплекс Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal. emend. Naug. Морфология фертильных (A, D, E) и стерильных (B, C, F, G) органов

A – 4846/121, B – 4846/121, C – 4846/142, D – 4846/92, E – 4846/90, F – 4846/121, G – 4846/95. Все растительные остатки происходят из слоя 103. Длина масштабной линейки 2 мм

точная привязка и изображения этих растительных остатков не были опубликованы, а место хранения образцов неизвестно.

Интинский флористический комплекс (рис. 10–13; табл. VII, 1–3, 5, 6, 9–12, 14, 15; VIII). Интинская флора наиболее разнообразна. В ее составе доминируют кордаиты – Rufloria (Alatorufloria) aff. derzavinii (Neub.) S. Meyen. В тонкослоистых плитчатых аргиллитах и мергелях преобладают членистостебельные Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal. Следующей группой по относительному обилию остатков являются мараттиевые папоротники Orthotheca sp. (sp. nov.?). Комплекс содержит много семян Samaropsis vorcutana Tschirk. и чешуевидных листьев, образующих непрерывный ряд изменчивости Lepeophyllum–Nephropsis, очевидно, принадлежавших растениям с листвой R. (A.) aff. derzavinii. В качестве редких элементов в литературе отмечаются листостебельные мхи Vorcutannularia [Полетаева, Пухонто, 1990]. Таксономический состав: Paracalamites sp., Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal., Phyllotheca striata Schmalh., Tschernovia striata Neub., T. alterna Neub., Sciadisca sp.,



Рис. 12. Интинский флористический комплекс. Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal. emend. Naug. Реконструкция целого растения

A – терминальная часть боковой ветви; B – проксимальная часть ствола с веточными рубцами; C – реконструкция общего облика растения; D – терминальная часть боковой ветви с фертильной зоной. Уфимский век, поздняя пермь, Печорское Приуралье. Длина масштабной линейки 2 мм (A, D), 1 см (B), 5 см (C)

Orthotheca sp. (sp. nov.?), Prynadaeopteris (?) sp., Rufloria (Alatorufloria) aff. derzavinii (Neub.) S. Meyen, Nephropsis (Sulcinephropsis?) sp., Lepeophyllum sp., Samaropsis vorcutana Tschirk, Samaropsis sp. C.

В Среднем Приуралье на интервале от верхнеартинского подъяруса до уфимского яруса включительно могут быть выделены семь флористических комплексов, имеющих относительно постоянный таксономический состав. Широкое распространение позволяет использовать их в стратиграфической практике.

В южной части Печорского Приуралья (р. Кожим) на интервале от сакмарс-



Рис. 13. Интинский флористический комплекс. Изолированные семена

A-D – Samaropsis vorcutana Tschirk.: A – 4846/89, B – 4946/93, C – 4846/93, D – 4846/91; E – Samaropsis sp., 4846/139. Все растительные остатки происходят из слоя 103. Длина масштабной линейки 2 мм

кого до уфимского яруса автором выделяются шесть флористических комплексов. Полученные данные о таксономическом составе этих комплексов позволяют сделать следующие выводы:

1. Уже в позднесакмарское-раннеартинское время флора Печорского бассейна имела смешанный, экотонный характер и включала в свой состав еврамерийские (Pecopteris aff. alata, P. aff. denticulata-cristata, Calamites) и ангарские элементы (Rufloria, Lepeophyllum, Paracalamites).

2. По ряду общих таксонов (руфлории "воркутского" облика, Rufloria (Alatorufloria) ex gr. recta, Samaropsis aff. triquetra) чернореченско-кожимский флористический комплекс сопоставляется с переходным верхнеартинско-нижнекунгурским флористическим комплексом Среднего Приуралья. Таким образом, кожимская (и ее аналог – талатинская) свита имеет, скорее всего, нижнекунгурский возраст.

3. Наблюдается сходство между кожимрудницким и типичным кунгурским флористическим комплексом, которое заключается в наличии видов Samaropsis (?) aff. complanata, Pecopteris cf. borealis, Xiphophyllum (?) sp. и др., что может указывать на кунгурский (иренский) возраст хотя бы нижней части (до слоя 338) кожимрудницкой свиты.

## ОПИСАНИЕ РАСТИТЕЛЬНЫХ ОСТАТКОВ

Ниже дана характеристика некоторых ископаемых растений, характерных для нижнекосьинского флористического комплекса (Paracalamites sp. A, Pecopteris sp. B, P. sp. D) и интинского флористического комплекса (Paracalamitina striata Zal. emend. Naug., Samaropsis vorcutana Tschirk.).

# Paracalamites sp. A (? ex gr. tenuicostatus Neub.)

Рис. 5, D

Членистостебельные этой морфологической группы особенно многочисленны в нижнекосьинской флоре. Обычно они представлены фрагментами около 10– 20 мм, реже – 30 мм длиной и 4–5 мм шириной. Расстояние между узлами побегов составляет около 15–20 мм. Отличительной чертой этого морфотипа являются очень тонкие ребра шириной до 0,5 мм. Узловые пережимы на побегах также очень тонкие, часто слабовыраженные. Ребра в узлах правильно противопоставлены. Желобки между ребрами резкие. Сами ребра округлые в поперечном сечении. Дополнительная скульптура на ребрах отсутствует (морфотип h на рис. 5).

Рагаcalamites sp. A (? ex gr. tenuicostatus Neub.) существенно обособлен от других видов этого рода очень тонкой ребристостью и небольшими размерами побегов. Соотношением длины междоузлий к количеству ребер нижнекосьинский паракаламит сходен с Paracalamites tenuicostatus Neub. из ерунаковского горизонта (верхняя пермь) Кузнецкого бассейна, однако отличается от этого вида отсутствием субнодальных рубцов и гораздо меньшими размерами побегов. Кроме этого, желобки между ребрами у Р. tenuicostatus резкие, но довольно широкие, уплощенные, в то время как у нижнекосьинского Р. sp. А они граздо более узкие.

Замечания. Остатки паракаламитов обычно не привлекают к себе большого внимания палеоботаников, поскольку эпиморфологические признаки этих растений очень бедны, и количество характеристик, поддающихся анализу очень ограниченно. Тем не менее, из каменноугольных и пермских отложений Ангариды и Субангарской экотонной области к настоящему времени описано около 25 видов Paracalamites, некоторые из которых имеют довольно узкое вертикальное распространение (например, P. angustus Such., P. brevis Gorelova, P. exilicostatus Vlad.) и поэтому могут быть использованы в стратиграфической практике. В качестве важных диагностических признаков паракаламитов обычно используются длина и ширина междоузлий, ширина ребер, наличие скульптуры (продольной штриховки или ребристости и т.п.) на ребрах и желобках, наличие или отсутствие инфранодальных каналов, видимо, соответствовавших выходу проводящих пучков в листья и ветви. Как дополнительные признаки, расширяющие диагностику видов Paracalamites, можно использовать характер перехода ребер в межреберные желобки, а также форму желобков и ребер в поперечном сечении. Основные модусы изменчивости этих признаков показаны на рис. 5, L.

М а т е р и а л. Более тридцати фрагментов побегов из алевролитовой (нижней) подсвиты косьинской свиты.

# Pecopteris sp. A (aff. denticulata-cristata Brongn.)

# Рис. 5, А

Терминальный фрагмент пера последнего порядка 19 мм длиной, с 12-ю в различной степени сохранившимися перышками. Общая форма пера близка вытянуто-треугольной. Рахис пера простой, без дополнительного рельефа, слабоизогнутый, с небольшим перегибом в средней части пера. Перышки пекоптеридные, коалесцентно слившиеся основаниями. В апикальной части пера перышки сливаются основаниями и краями на 1/2 своей длины, в проксимальной – на 1/5. Верхние приверхушечные перышки цельнокрайние, с закругленными верхушками. У более проксимально расположенных перышек появляются слабые краевые лопасти. У самых нижних (базальных) перышек наблюдается до пяти краевых лопастей, имеющих заостренные или остроконечные верхушки. Средняя жилка перышек слабо изогнутая, выходит в верхушку перышка. От нее отходит от однойдвух до пяти боковых жилок, входящих в краевые лопасти перышек.

Описанное перо последнего порядка наибольшим сходством обладает с видами стерильной листвы папоротников Pecopteris denticulata Brongn. и P. cristata Brongn., известных из верхнекаменноугольных отложений Западной и Центральной Европы.

Материал. Единственное перо последнего порядка из алевролитовой подсвиты косьинской свиты.

#### Pecopteris sp. B (aff. alata Brongn.)

## Рис. 5, В

Средняя часть вайи (пера предпоследнего порядка) с развитым лимбом окрыления рахиса. Рахис слабоизогнутый, в центральной части несет тонкий продольный желобок. Ширина рахиса вайи 0,7 мм, ширина центрального желобка 0,2 мм, ширина рахиса вайи вместе с лимбом 1,8 мм. В дистальном направлении желобок исчезает. От рахиса вайи в чередующемся порядке отходят рахисы перьев последнего порядка, тонкие, иногда изгибающиеся в своих основаниях. От перышек сохранились только основания. Перышки чередующиеся, в каждое из них входит средняя жилка, располагающаяся в середине перышка. Боковые (вторичные) жилки простые. Край перышек, возможно, был лопастным.

Есть сходство между описанным фрагментом пера и папоротником из верхнекаменноугольных отложений Еврамерийской фитохории P. alata Brongn., которое заключается в строении рахиса вайи, развитом лимбе и, насколько об этом можно судить, в строении перьев последнего порядка.

Материал. Единственный фрагмент средней части вайи из алевролитовой подсвиты косьинской свиты.

### Paracalamitina striata Zalessky

## Рис. 10, А-С; 11, 12. Табл. VII, 1-2, 10, 14-15; табл. VIII

Членистостебельные с противопоставленными в узлах продольными ребрами. Стебель несет в узлах веточные и листовые рубцы. На ветвях в узлах располагаются листовые влагалища. Влагалища субцилиндрические, с заостряющимися свободными частями листьев. Спорангиофоры собраны в терминальные фертильные зоны. Щитки спорангиофоров пельтатные, обычно субквадратной формы. На конце генеративного побега располагается стерильная листовая мутовка.

В слое 103 автором был найден остаток членистостебельного, представляющий собой ствол с облиственными ветвями, находившимися в естественном прикреплении. Большинство ветвей были фертильными и несли спорангиофоры, образовывавшие фертильные зоны.

К сожалению, мергелистый матрикс, в котором сохранилось растение, был очень сильно разбит трещинами, поэтому пришлось ограничиться лишь схематичными полевыми зарисовками, отражающими положение частей растения относительно друг друга. При последующем отборе образцов выяснилось, что остаток был объемным: ствол растения располагался в одной плоскости, а его ветви и листья сохранились как в той же плоскости напластования, так и в 30–40 мм ниже и выше ствола. Во многих случаях оси облиственных побегов косо секли слоистость и проникали в другие слои по мере удаления от основного ствола (см. тафономические замечания).

На зачищенной поверхности напластования удалось освободить от породы

часть ствола длиной около 60 см. Ширина ствола в его проксимальной части равнялась 7 см и уменьшалась на протяжении 60 см до 6 см. На наблюдавшемся участке ствола были видны три узла и четыре междоузлия, из которых полностью сохранились два. Если считать, что скорость уменьшения толщины ствола была приблизительно постоянной, то общая высота растения должна была превышать 3,5 м.

От каждого узла ствола отходило около шести-восьми боковых ветвей. Две из них находились в той же плоскости напластования, что и основной ствол. О других ветвях свидетельствует наличие веточных рубцов на стволе, которые соседствовали с листовыми рубцами, но в 1,5-2 раза превышали их по размеру, а также остатки самих ветвей, сохранившиеся в соседних плоскостях напластования и наклонно подходивших к узлам ствола.

Поверхность ствола несет продольные ребра, прямо противопоставленные друг другу в узлах (юкстапозиция). На месте стыка двух ребер из соседних междоузлий в узле располагается веточный или листовой рубец. Форма рубцов овальная, длинная ось овала располагается вдоль ствола.

Боковые ветви первого порядка отходят от ствола под углом 80°. Поскольку ветви и ствол, по всей видимости, представляли собой довольно жесткую конструкцию, их взаимное расположение в слое было близким, если не тождественным естественному. Длина почти полностью сохранившихся ветвей составляла около 20–30 см, однако, судя по встречающимся в этом же слое фрагментам боковых побегов P. striata, обладавших большим диаметром, в проксимальных частях ствола ветви могли быть более длинными (предположительно до 50–60 см в длину).

Ветви первого порядка, в свою очередь, тоже ветвятся. Они несут ветви второго порядка, отходящие от узлов, располагавшиеся перисто и противопоставленные друг другу. Одна ветвь первого порядка несет, как правило, одну или две пары ветвей второго порядка. Ветви первого и второго порядков идентичны друг другу по своей морфологии. Ветви покрыты тонкой правильной продольной ребристостью. В отличие от ствола, на ветвях нет прямой корреляции между числом листьев и ветвей и количеством ребер в терминальных частях ветвей. Ребер значительно больше, чем листьев в листовой мутовке.

Все узлы ветвей несут листовые мутовки. Листья срастаются своими основаниями и образуют листовые влагалища. Терминальные части листьев остаются свободными. Морфология листовых мутовок меняется от проксимальных частей ветвей к дистальным. Проксимальные мутовки более широкие и короткие, состоят из большего количества листьев (до 25), дистальные – более длинные и узкие, состоят из восьми-десяти листьев.

Почти каждая ветвь, как первого, так и второго порядка в своей терминальной части несет одну фертильную зону, представляющую собой междоузлие, покрытое пельтатными спорангиофорами.

Фертильные зоны содержат по шесть продольных рядов пельтатных спорангиофоров. В каждой мутовке может присутствовать до девяти-десяти мутовок спорангиофоров.

Спорангиофоры представляют собой небольшой грибообразный щиток на ножке. Абаксиальная поверхность щитка осложнена радиальными бороздками, делящими щиток на несколько секторов. Как правило, таких секторов четыре. При этом бороздки на щитке образуют крестообразный рисунок, а сам щиток обладает субквадратными очертаниями. Как аберрации, встречаются спорангиофоры с пятью или даже шестью секторами. В этом случае спорангиофоры имеют петаломорфные очертания. В центральной части каждого спорангиофора располагается маленькая вдавленность, соответствующая месту прикрепления ножки спорангиофора к адаксиальной поверхности щитка.
Каждый из обособленных секторов щитка спорангиофора, по всей видимости, прикрывает один спорангий. Таким образом, в нормальном спорангиофоре содержится четыре спорангия, в аберрантных – пять или шесть спорангиев, один из которых может быть неразвитым или абортированным. Спорангии правильноокруглых очертаний, уплощенные.

Помимо охарактеризованной выше находки ствола с сохранившимися в прикреплении ветвями, в коллекции имеется большое количество изолированных фертильных зон со спорангиофорами и облиственных побегов.

При изучении остатков P. striata под электронным микроскопом были изучены некоторые микроструктурные признаки этого растения. В частности, выяснилось, что первичная ксилема P. striata имела трахеиды с лестничными утолщениями на стенках клеток.

Представительная коллекция остатков P. striata, имеющаяся в распоряжении автора, позволила предложить первую графическую реконструкцию целого растения, относящегося к этому виду (см. рис. 12).

Тафономические замечания. Прежде всего необходимо отметить приуроченность остатков Paracalamitina striata к тонкозернистым глинистым осадкам – преимущественно мергелям или даже пелитоморфным известнякам. Это замечание распространяется не только на остатки кожимских паракаламитин, но и на топотипические экземпляры из местонахождений Данько-шор и Адзьва. В относительно грубозернистых породах – алевролитах и песчаниках – Paracalamitina striata не встречается. Это наблюдение, без сомнения, свидетельствует в пользу эдафической избирательности P. striata, произраставшей, очевидно, по берегам спокойных озер или опресненных морских лагун (именно так могут быть интерпретированы условия накопления глинистых осадков с большим количеством карбонатов верхней части кожимрудницкой и интинской свит).

Вторым важным тафономическим наблюдением является факт объемного сохранения довольно крупного объекта – ствола с ветвями Р. striata. Этот остаток занимает около 10–15 см мощности слоя, что, учитывая диагенетическое уплотнение породы, должно соответствовать не менее 40–50 см реального осадка. Поскольку сохранились очень тонкие структуры растения – фертильные зоны с терминальными листовыми мутовками, листовые влагалища со свободными концами листьев, можно утверждать, что осадконакопление происходило очень быстро. За считанные часы или, самое большее, первые дни, растение было полностью покрыто тонким глинисто-карбонатным илом.

Материал. В коллекции имеется более двадцати экземпляров побегов, листьев и спорангиофоров, относящихся к этому виду.

### Samaropsis vorcutana Tschirkova

### Рис. 13, А-D, Табл. VII, 3, 5

К этому виду относится подавляющее большинство семян из нижней части интинской свиты. Между всеми экземплярами выборки наблюдаются небольшие отличия, которые, тем не менее, легко укладываются в рамки внутривидовой изменчивости.

Характеристику морфологии этого вида необходимо предварить замечаниями об ориентировке семян этого и близких типов. В классических описаниях S. vorcutana и близких по морфологии S. extensa, S. pyramidalis, S. niamdensis [Нейбург, 1965; Игнатьев, 1983] более широкая часть семени считается его основанием, а более узкая, как правило, оттянутая часть – приверхушечной. Однако никаких доказательств, свидетельствующих в пользу такой ориентировки этой группы семян не было. Была сделана попытка подкрепить такой вариант ориентировки семян изучением тонких деталей их морфологии [Игнатьев, 1983]. Были выявлены структуры, всегда связанные или только с широкой, или только с узкой частью семени, однако в качестве первоначальной посылки было использовано то же утверждение: узкая часть семени является приверхушечной, а широкая – базальной.

По всей видимости, при определении положения микропилярной и базальной сторон ископаемых семян следует идти по пути использования экстраполяционных моделей, т.е. переносить заключения, сделанные при изучении хорошего фактического материала, на более фрагментарные остатки. Разумеется, делать это можно лишь в тех случаях, когда сравниваются близкие, родственные таксоны. В этом случае велика вероятность того, что закономерности, выявленные для одного вида, будут характерны и для другого вида, близкого первому.

В качестве таких экстраполяционных моделей при изучении изолированных семян группы S. vorcutana – S. pyramidalis могут использоваться женские фруктификации, у которых семена сохранились в прикреплении к семеносным структурам. В настоящее время из пермских отложений Ангариды известно только несколько таких находок. Это: 1) стробил Bardocarpus depressus Suchov [Meyen, 1982; Meйeн, 1990, c. 179, рис. 82,*a*]; 2) стробил B. spicatus Naug. [Hayroльных, 1996a, c. 26, рис. 3,*D*]; 3) часть стробила Suchoviella triquetraphora Naug. [Hayroльных, 1996a, с. 26, рис. 3, *E*] с семенами Samaropsis triquetra Zal.; 4) часть парастиха стробила с семенами S. ampuliformis [Игнатьев, 1983, табл. 1, 4]. Во всех этих случаях семена прикрепляются к генеративной оси своими узкими оттянутыми концами и ориентированы вовне более широкими концами с разросшимися саркотестальными крыльями.

Таким образом, вся группа видов семян S. triquetra-S. ampuliformis, а также семена руфлориевых с ложной крылаткой (S. postfrigida-Bardocarpus), очевидно, прикреплялись к оси своими узкими концами. Микропиле располагалось в более широкой части семени.

Некоторые экземпляры S. vorcutana приближаются по морфологии к S. ampuliformis. Многие диагностически важные признаки этих семян (характер штриховки крылатки, скульптура интегумента семени, выросты крыльев вокруг основания) являются общими для обоих видов. Очевидно, что эти виды являются родственными. Поэтому был сделан выводы о необходимости ориентации S. vorcutana по аналогии с S. ampuliformis, т.е. широкой частью семени с микропиле вверх, а узким оттянутым основанием – вниз.

Ранее отмечалось [Пухонто, Фефилова, 1983], что асимметричность семян S. vorcutana может быть обусловлена тафономическими причинами. Однако автору представляется более вероятным, что асимметрия связана с характером расположения семян на семеносной оси.

Семена округло-субтреугольных очертаний, с развитой крылаткой. Основание семени сильно оттянуто. Верхняя, приверхушечная часть семени широко округлая. В ее средней части располагается небольшой заостряющийся выступ, из которого через крыловидный вырост саркотесты к краю семени проходит микропиле.

Размер семян в основном колеблется от 1,2 до 1,5 см в длину. По характеру главной оси семена S. vorcutana могут быть прямыми или слабо изогнутыми. Семена уплощенные, платиспермические. В основании семени может наблюдаться небольшой пережим.

При описании морфологии семян этого вида удобно отдельно рассматривать признаки саркотестального (интегументального) крыла и "ядра" семени (нуцеллюс с интегументальным покровом).

Спермодерма "ядра", являющаяся верхней поверхностью интегумента, скульптурирована. Она несет тонкие продольные ребра (на отпечатках они могут быть выражены в виде желобков). Нередко ребра осложняются более тонкой ребристостью второго порядка. Ребра располагаются симметрично. Обычно особенно хорошо заметны два ребра, отходящие вместе от примикропилярной части семени. Далее они плавно расходятся в разные стороны и затем при основании семени снова приближаются друг к другу, постепенно выполаживаясь. В других случаях ближе к краям "ядра" и дальше от осевой части семени располагается еще одна пара продольных ребер, как правило, немного слабее выраженных. Иногда ребра, наоборот, почти совсем не видны.

Семенной рубчик, или структура, ему соответствующая, заметен только на некоторых экземплярах выборки. Рубчик маленький, базальный, выступающий, центральный по отношению к вентральной части семени. До диагенетического уплощения рубчик, по всей видимости, имел эллипсоидальную форму.

Микропиле хорошо заметное, тонкое, трубчатой формы. Верхняя часть микропиле может воронкообразно расширяться. Нижняя часть микропиле соединялась с заостряющимся выступом, располагавшимся на приверхушечной части нуцеллюса, где, скорее всего, находились перинуцеллярная полость и пыльцевая камера.

Крылатка образована единым, хорошо развитым крылом, которое прерывается в основании семени и сквозь которое проходит канал микропиле в верхушке семени. Таким образом, "ядро" почти полностью окружено крылом, образующим тонкую кайму. В приверхушечной части семени крыло обычно развито сильнее, чем при основании, поэтому семена S. vorcutana можно считать неравнокрылыми.

В базальной части семени крыло образует выросты вокруг семенного рубчика, которые обычно развиты неодинаково и придают основанию семени в целом асимметричную форму. Поверхность крыльев несет очень тонкую штриховку и мелкие складочки, направление которых меняется от основания семени к его верхушке. В основании семени штриховка крыльев ориентирована перпендикулярно к поверхности "ядра", а в приверхушечной части – параллельно ей.

Нередко встречаются экземпляры семян, соответствующие диагнозу S. vorcutana, но меньшего размера. По всей вероятности, такие более мелкие семена располагались ближе к верхушке полисперма.

З а мечания. Изученная выборка семян S. vorcutana включает ряд форм, близких или даже идентичных семенам, нередко описываемым под собственными видовыми названиями: S. extensa Neub., S. pyramidalis Neub., S. niamdensis Neub. и S. stricta Neub. Не исключено, что эти виды являются синонимами, старший из которых – S. vorcutana Tschirkova. Другим возможным младшим синонимом этого вида является S. prokopivskiensis Suchov из отложений кемеровского горизонта [Игнатьев, 1983].

Находки семян S. vorcutana приурочены к пакетам L-K [Нейбург, 1965], т.е. к нижней части интинской свиты. В соответствии с современными представлениями об уфимском возрасте верхней части лекворкутской свиты и интинской свиты, вид S. vorcutana характерен приблизительно для уровня верхней части соликамского горизонта (см. также [Владимирович, 1982]). Очень сходные семена (S. prokopievskiensis) описывались из отложений кемеровского горизонта [Бетехтина и др., 1988], который, как считалось ранее, относится к верхней части нижней перми. Однако, как это было показано автором [Наугольных, 1993], более вероятно, что кемеровский горизонт имеет уфимский возраст. Стратиграфический уровень с S. vorcutana, маркирующий отложения уфимского яруса в Печорском Приуралье (интинская свита), очевидно, соответствует кемеровскому горизонту в Кузбассе, что подкрепляет сделанные ранее выводы о соответствии границы между отделами пермской системы в Ангариде уровню между ишановским и кемеровским горизонтами.

Остатки семян S. vorcutana собраны в слое 103 интинской свиты в прослоях со своеобразными ориктоценозами, в которых доминируют листья R. ex gr. derzavinii. Кроме этого, в тех же прослоях обычны чешуевидные листья, образующие непрерывный ряд изменчивости от мелких округлых Lepeophyllum к более вытянутым с широкими краевыми выростами Nephropsis. У некоторых из них наблюдается интеркаляция тонких продольных бороздок, свидетельствующая в пользу того, что они могут соответствовать дорзальным желобкам, характерным для подрода Sulcinephropsis Zimina. Accoциативная связь S. vorcutana – R. aff. derzavinii – Lepeophyllum – Nephropsis (? Sulcinephropsis), а также отсутствие в тех же ориктоценозах других растений, которым бы эти органы могли принадлежать, указывают на их прижизненную связь. Изменение морфологии чешуевидных листьев (брактей ?) от мелких округлых до более вытянутых ромбовидных скорее всего отражает их положение на побеге.

Материал. Более десяти семян хорошей и удовлетворительной сохранности из средней части интинской свиты.

### ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтина О.А., Горелова С.Г., Дрягина Л.Л. и др. Верхний палеозой Ангариды. Фауна и Флора. Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.
- Богословская М.Ф. Артинские аммоноидеи Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 117 с.
- Богословская М.Ф. Кунгурские аммоноидеи Среднего Приуралья // Палеонтол. журн. 1976. № 4. С. 43-50.
- Владимирович В.П. Типовая уфимская флора Урала. М., 1982. 102 с. Деп. в ВИНИТИ 22.11.82, № 3470-82Деп.
- Герасимов Н.П. Уральский отдел пермской системы // Учен. зап. Казан. ун-та. 1937. Т. 97, кн. 3/4: Геология, вып. 8/9. С. 1-68.
- Герасимов Н.П. Кунгурский ярус Камского Приуралья // Учен. зап. Перм. ун-та. 1952. Т. 7, вып. 1. С. 3–38.
- Герасимов Н.П., Тихвинская Е.И. Разрез классического кунгура // Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1934. Ч. 63, вып. 2. С. 390-440.
- Горский В.П. К вопросу о корреляции пермских отложений Камского Приуралья и Печорского каменноугольного бассейна // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1961. Т. 67. С. 59–80.
- Гусева Е.А. Палеонтологическая характеристика соликамского горизонта Приуралья // Докл. АН СССР. Н.С. 1967. Т. 172, № 6. С. 1392–1393.
- Гусева Е.А. Новые основания для биостратиграфического расчленения и корреляции кунгурских отложений Приуралья // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, № 1. С. 143–145.
- Гусева Е.А. Влияние эколого-фациальных условий на родовой состав кунгурских остракод // Палеозойские остракоды. Л.: Наука, 1974. С. 154–163.
- Гусева Е.А., Гроздилова Л.П., Горский В.П. Биостратиграфическое обоснование границы между артинским и кунгурским ярусами на Урале // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, № 4. С. 893–895.
- Жернакова М.П. Дарвинулиды соликамского горизонта // Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1971. Т. 4. С. 128–134.
- Золотова В.П., Барышников В.В. Фораминиферы кунгурского яруса стратотипической местности // Биостратиграфия артинского и кунгурского ярусов Урала. Свердловск, 1980. С. 72–109.
- Игнатьев И.А. Семена из перми Печорского Приуралья: (Материалы к ревизии основных таксонов). М., 1983. 62 с. Деп. в ВИНИТИ 06.10.83, № 6126-83Деп.
- Игонин В.М. Фораминиферы из кунгурских и пограничных с ними отложений Западного Приуралья // Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань, 1967. С. 80–162.
- Кочеткова Н.М., Гусева Е.А. Раннепермские остракоды Южного и Среднего Приуралья. М.: Наука, 1972. 180 с.
- Мейен С.В. Пермские флоры Русской платформы и Приуралья // Современные проблемы палеонтологии. М.: Наука, 1971. С. 294–308. (Тр. ПИН АН СССР; Т. 130).

- Мейен С.В. Каменноугольные и пермские флоры Ангариды (обзор) // Теоретические проблемы палеоботаники. М.: Наука, 1990. С. 131–223.
- Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1949. 204 с. (Тр. Всесоюз. нефт. НИИ. Н.С.; Вып. 46).
- Наливкин В.Д. Соликамская свита важный маркирующий горизонт Приуралья // Докл. АН СССР. Н.С. 1950. Т. 72, № 1. С. 105–108.
- Наугольных С.В. Флора кунгурского яруса Среднего Приуралья и ее корреляция с флорами Центральной Ангариды // Стратиграфия: Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 5. С. 53–62.
- Наугольных С.В. Новый лепидофит из кунгура Среднего Приуралья // Палеонтол. журн. 1994. № 4. С. 131–136.
- Наугольных С.В. О мезофитных элементах кунгурской флоры Среднего Приуралья // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 5. С. 92–97.
- Наугольных С.В. Флора и фитостратиграфия кунгурского яруса Среднего Приуралья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1996а. 27 с.
- Наугольных С.В. Таксономический состав нижнекосьинской флоры (сакмарский ярус Приполярного Урала) и ее значение для фитостратиграфии // Геологические исследования литосферы. М.: ИЛСАН, 19966. С. 38–42.
- Наугольных С.В. Пермские флористические комплексы кожимского разреза (Печорское Приуралье), их возраст и таксономический состав // Чтения памяти В.А. Вахрамеева: Сб. тез. и докл. М.: Геос, 1996в. С. 49–54.
- Нейбург М.Ф. Пермская флора Печорского бассейна. Ч. 3. Кордантовые (Cordaitales), войновскиевые (Vojnovskyales) семена голосеменных неопределенного систематического положения (Semina Gymnospermarum incertae sedis). М.: Наука, 1965. 144 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 116).
- Полетаева Е.И., Пухонто С.К. Флора // Угленосная формация Печорского бассейна. Л.: Наука, 1990. С. 37-43.
- Пухонто С.К., Фефилова Л.А. Макрофлора // Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна. Л.: Наука, 1983. С. 28–92.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы (1962). Л., 1965. 79 с.
- Ротай А.П. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна // Материалы геол. угольного совещ. М., 1946. С. 111–133. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 90).
- Степанов Д.Л. Верхний палеозой западного склона Урала: (Опыт биостратиграфического анализа). Л.: Гостоптехиздат, 1951. 223 с. (Тр. ВНИГРИ. Н.С.; Вып. 54).
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала / Под ред. М.Г. Брейвель и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1980. Ч. 1. 153 с.; Ч. 2. 134 с.
- Фефилова Л.А. Папоротниковидные перми севера Приуральского прогиба. Л.: Наука, 1973. 191 с.
- Фредерикс Г.Н. Верхний палеозой западного склона Урала. М.; Л., 1932. 89 с. (Тр. Гл. геол.развед. упр.; Вып. 106).
- Чувашов Б.И. Фузулиниды зоны Parafusulina solidissima на Урале // Биостратиграфия артинского и кунгурского ярусов Урала. Свердловск, 1980. С. 56-71.
- Чувашов Б.И., Богословская М.Ф. Комплексы аммоноидей в нижней перми Среднего Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 27. С. 89–101.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1973. 208 с. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 105).
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 369 с.
- Чувашов Б.И., Канев Г.П., Колода Н.А., Чермных В.А. Терригенные отложения нижней и верхней перми // Путеводитель экскурсии на пермские отложения р. Кожим / М.: ПИН РАН, 1995. С. 21–40.
- Чувашов Б.И., Софроницкий П.А. О возможной корреляции ярусов нижней перми стратотипического разреза // Тез. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 1. С. 32.

- Штукенберг А.А. Общая геологическая карта России. Л. 138. Геологические исследования северо-западной части области 138-го листа. СПб., 1890. 115 с. (Тр. Геол. ком.; Т. 4, № 2).
- Штукенберг А.А. Общая геологическая карта России. Л. 127. Геологические исследования северо-западной части области 127-го листа. СПб., 1898. 362 с. (Тр. Геол. ком.; Т. 6, № 1).
- Meyen S.V. The Carboniferous and Permian floras of Angaraland: (a synthesis) // Biol. Mem. 1982. Vol. 7, N 1. P. 1-109.
- Naugolnykh S.V. New species of Ptychocarpus Weiss from the Lower Permian of the Middle Cis-Urals with remarks on systematics and morphology of some associated features // Paleontol. J. 1995. Vol. 29, N 1A. P. 44-62.
- Naugolnykh S.V. The Kungurian flora of the Subangaraland as a phase in the vegetation evolution // Fifth Quadrennial conf. of the Intern. organization of palaeobotany. Isla Vista (Calif.), 1996a. Abstract volume: Alternative graphics. P. 75.
- Naugolnykh S.V. Discovery of the oldest Northern Urals Permian flora // Abstr. Intern. geol. congr. Bejing, 1996b. Vol. 2: Palaeontology and historical geology, fasc. 2/3: Palaeocommunities through geological history. P. 121.
- Zalessky M.D. Sur deux nouvelles lycopodinées permiennes // Problems of paleontology. Moscow, 1936. Vol. 1. P. 237-243.

### ABSTRACT

This paper focuses on the floristic assemblage successions of the Artinskian-Ufimian interval of the stratotypic region (Sylva and Ufa rivers basin, Middle Cis-Urals) and the Kozhim river basin (Pechora Cis-Urals). The palaeobotanical data about their ages and stage boundaries position are given. The main problems of stage boudaries typification and biostratigraphic ranging of the uppermost Lower and lowermost Upper Permian stratotypes are briefly analyzed.

The floristic assemblages succession of the Kozhim sequence is described in detail for the first time. The correlation of the Kozhim assemblages with stratotypic ones is discussed. Some phytostratigraphically important forms are characterized and figured.

The seven Upper Artinskian-Ufimian floristic assemblages with relatively constant taxonomic composition can be defined for the Middle Cis-Urals. Their wide distribution allow to use them for stratigraphic aims.

The six Sakmarian-Ufimian floristic assemblages are recognized by the author for the south part of the Pechora Cis-Urals (the Kozhim river basin). The studied materials allow to make the follow conclusions:

1. The flora of the Pechora basin was mixed ecotonous flora even in Late Sakmarian-Early Artinskian time. The Sakmarian (Lower Kosyinskian) floristic assemblage includes both Evramerian (*Pecopteris aff. alata, P. aff. denticulata-cristata, Calamites*), and Angaran (*Rufloria, Lepeophyllum, Paracalamites*) elements.

2. The Chernorechenskian-Kozhimskian floristic assemblage may be correlated with transitional Upper Artinskian – Lower Kungurian floristic assemblage of the Middle Cis-Urals by the several common taxa (ruflorians of "Vorkutian" appearance, *Rufloria* (*Alatorufloria*) ex gr. recta, Samaropsis aff. triquetra). Therefore synchronous Kozhimskaya and Talatinskaya Suites belong possibly to the Lower Kungurian.

3. There is similarity between Kozhimrudnitskian and typical Kungurian floristic assemblages (the common elements are *Samaropsis* (?) complanata, *Pecopteris* cf. borealis, *Xiphophyllum* (?) sp. etc.), that indicates Kungurian (Irenian) age of the lower part (till the layer #338) of Kozhimrudnitskaya Suite.

## МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЛЯРНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ: БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

## Т.В. Орешкина\*, А.С. Алексеев\*\*, С.Б. Смирнова\*\*

\*Геологический институт РАН, \*\*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Морские верхнемеловые и палеогеновые отложения на северо-востоке европейской части России (Большеземельская тундра и Полярное Предуралье) известны довольно давно [Кулик, 1917; Пономарев, Чернов, 1929; Пономарев, 1939; Войновский-Кригер, 1948; Устинов, 1958; Дертев, 1963; Василенко, Миклухо-Маклай, 1964; Афанасьев, Белкин, 1965; Белкин, 1965, 1976; Белкин, Папулов, 1972], но до сих пор остаются слабоизученными. Между тем этот район имеет ключевое значение для реконструкции палеогеографии северной окраины Евразии и, в частности, Полярного Урала.

Традиционная палеогеографическая модель для позднего мела, предложенная впервые Н.А. Куликом [1917], предусматривала существование вдоль западного склона Урала морского пролива, связывавшего бассейны Арктики и юга Русской платформы. Альтернативные представления Г.Н. Папулова [1974], подтвержденные Э.А. Амоном [1996], исходят из существования к западу от Урала отдельных заливов Западно-Сибирского моря. Для палеогенового интервала палеогеографические реконструкции до недавнего времени вообще отсутствовали, а в схемах для сопредельных территорий, например, для Западной Сибири [Гольдберт и др., 1968; Шацкий, 1978], Полярное Предуралье изображалось как область континентального осадконакопления.

Ниже приведены результаты изучения уникального по полноте разреза палеогена, вскрытого скв. 228 (рис. 1), пробуренной на западном склоне Полярного Урала в бассейне р. Лемва, в долине р. Воравож, притока р. Грубе-ю. Сверху вниз разрез представлен (рис. 2) рыхлыми четвертичными и плиоценовыми породами мощностью около 95 м. Ниже обнаружена мощная толща диатомитов, опок и песчаников, на глубине 448 м несогласно перекрывающих ордовик. Краткая информация о разрезе, вскрытом этой скважиной, опубликована [Афанасьева, Лютиков, 1993; Афанасьева, 1994, 1996]. В палеоценовой и эоценовой частях разреза Т.А. Афанасьева выделила новые свиты, но не даны их полные характеристики, поэтому мы воздерживаемся от их использования. Описание керна и образцы для изучения микробиоты переданы авторам сотрудниками Воркутинской ГРЭ Т.А. Афанасьевой и В.Н. Лютиковым. Из числа полученных образцов керна (см. рис. 2) на фораминиферовый анализ было обработано 23 пробы (А.С. Алексеев), на спорово-пыльцевой – 16 проб (С.Б. Смирнова), на диатомовый – 55 проб (Т.В. Орешкина). Фораминиферы выделялись путем отмывки, либо сплавлением более прочных разностей с гипосульфитом. Лабораторное выделение палинофоссилий и кремневого фитопланктона проводилось по стандартной методике с обогащением в тяжелой жидкости.

Стратиграфическое расчленение разреза скв. 228. Мел-палеогеновые отложе-



Рис. 1. Местоположение изученной скважины и местонахождений одновозрастных комплексов диатомей Предуралья и Большеземельской тундры

I – скв. 228 Восточно-Грубенская партия Воркутинской ГРЭ, ГГП "ПолярноУралгеология", пробурена в 1988 г.; 2 – заполняющий комплекс Карского метеоритного кратера [Пашуков, Шатров, 1976]; 3 – бассейн р. Кара [Устинов, 1958]; 4 – бассейн р. Сыня [Генералов, 1987]; 5 – заполняющий комплекс карстовой воронки в бассейне р. Вишера [Степанов и др., 1991]

ния, вскрытые скв. 228 на глубине 448-95 м (см. рис. 2), отчетливо расчленяются на пять литологических пачек, возраст которых определен на основе корреляции с разрезами сопредельных территорий, а также по биостратиграфическим данным. Интервал скважины 95-0 м, относящийся к неогену (?)-плейстоцену и представленный переслаивающимися песками, алевролитами и глинами с включениями гальки и гравия, здесь не рассматривается.

#### Мел

Коньяк. Сантон. Пачка І. Интервал 448–422,5 м (мощность 25,5 м). Сложена в основном плотными зелеными кварц-глауконитовыми песчаниками, которые являются лито-

стратиграфическими аналогами отложений, изученных в разрезах бассейнов рек Уса [Василенко, Миклухо-Маклай, 1964] и Сыня [Амон, Папулов, 1985; Ситникова, 1977], где возраст этих песчаников определен как коньяк-сантонский.

Кампан. Пачка II. Интервал 422,5–347,5 м (мощность 75 м). Залегает с размывом на подстилающей пачке I и, скорее всего, относится к кампану, хотя не исключается принадлежность нижней части толщи к верхнему сантону. Пачка представлена серыми, алевритовыми, мелкозернистыми, участками опоковидными песчаниками. Присутствуют глауконит, редкие спикулы губок и пирит. Фораминиферы и кремневые микрофоссилии не обнаружены. Спорово-пыльцевой спектр (комплекс I) с глубины 372 м, который позволяет определить возраст вмещающих отложений как позднемеловой, весьма беден, но содержит споры сфагновых мхов, пыльцу таксодиевых и древних покрытосеменных Tricolpites sp., Retitricolpites sp., Triporopollenites sp.

#### Палеоген

Палеоцен. Пачка III. Интервал 347,5–297 м (мощность 50,5 м). С размывом залегает на нижележащих отложениях. В подошве пачки вскрыты алевритовые глины, выше залегают однородные серые опоки, в нижней части песчанистые. В них отмечены редкие обломки опоковидного кварцевого песчаника, кварцевые песчаные зерна средней окатанности, мелкие зерна глауконита, редкие обломки слюды и обугленный растительный детрит. Единично присутствуют ракоРис. 2. Лито- и биостратиграфическое расчленение разреза, пройденного скв. 228 Воркутинской ГРЭ в районе г. Инта и распространение изученных групп микрофоссилий

глауконитовые песчаники;
гравийные прослои;
опоки;
4 – глины;
5 – диатомиты

вины неопределимых агглютинирующих фораминифер, остатки рыб. Многочисленны спикулы кремневых губок, в том числе яйцевидные стеррастры, детальное определение которых не проводилось.

В верхней части опок на глубинах 325 и 307 м обнаружены агглютинирующие фораминиферы. фораминифер, Кроме встречаются редкие спикулы губок, слюда и очень редкие зерна кварца. Комплекс фораминифер (комплекс I) во всех образцах суммарно одинаков И включает Haplophragmoides peripheroexcavatus Subb., Trochammina pentacamerata Lipman, Cyclammina coksuvorovae Ushakova, Verneuilinoides paleogenicus Lipman. Он аналогичен комплексу из талицкого горизонта Западной Сибири [Подобина, 1990]. Комплекс фораминифер позволяет высказать предположение о принадлежности всей пачки к палеоцену, хотя доказанным это является лишь для ее верхней части (начиная с глубины 325 м), где обнаружены фораминиферы. Споры и пыльца в породах пачки ІП не найдены.



Пачка IV. Интервал 297–274,8 м (мощность 22,2 м). Отложения представлены переслаиванием серых и зеленовато-серых глин и опоковидных глин с прослоями опоковидных песчаников и алевролитов. В глинистых прослоях отмечены обломки палеозойских пород, встречены агглютинирующие фораминиферы, пиритизированные ядра диатомей, спикулы губок, остатки рыб. Ассоциации фораминифер (комплекс II) на глубинах 286–297 м и 274,8–288,0 м содержат Ammobaculites sp., Haplophragmoides periferoexcavatus Subb., Trochammina pentacamerata Lipman., Cyclammina coksuvorovae Ushakova, Verneuilinoides paleogenicus Lipman, Bathysiphon sp., Psammosphaera sp., Silicosigmoilina sp. и в целом близки к комплексу из верхней части пачки III и также отнесены к палеоцену.

Палеоценовый возраст пачки IV подтвержден и данными спорово-пыльцевого анализа. В комплексе спор и пыльцы (комплекс II) на глубинах 291,5-294,9 м и 288 м более 20% от общего состава комплекса составляет экваториально-трехпоровая пыльца, относящаяся к стемме Normapolles Pflug, что характерно для палеогена. Из этой группы присутствуют Trudopollis speciosus Zakl., T.cf. parvotrudens Pfl., Triatriopollenites pseudorurensis Pfl., T. roboratus Pfl., Tricolporopollenites radiostriatus (N. Mtsch.) Bratz., Interpollis supplingensis (Pfl.) W.Kr. Около 25% от общего состава комплекса составляет пыльца Nothofagus, Alnus, Tricolporopollenites nenrici Kedr., Ulmoideipites sp., Betulaepollenites microexcelsus R.Pot., Corylopsis sp., Sapindaceae, Glaeocarpiceae, Gramineae, Retitricolpites georgensis Bren., Altingia sp., Tricolpites sagas Morris и др. Голосеменные представлены пыльцой хвойных, среди которых преобладают Taxodiaceaepollenites (до 12%), менее многочисленны Cunninghamia, Pinus. Споры папоротников составляют около 18% от общего состава комплекса. Наиболее характерны Cyathidites sp., Gleicheniidites senonicus Ross., G. laetus Bolkh., Anogramma sp., Pilosisporites sp., Laevigatosporites ovatus Weyl. et Webst. Комплекс весьма близок к палеоценовому комплексу, описанному Е.Д. Заклинской [1960, 1963] на севере Западной Сибири. Таким образом, возраст пачки IV однозначно определен как палеоценовый по данным фораминиферового и спорово-пыльцевого анализов.

Э о цен. Пачка V. Интервал 274,8–95 м (мощность 179,5 м). Залегает с явным размывом на опоках пачки IV, на что указывает присутствие в подошве тонкого (мощностью до 0,1 м) пласта песчаной глауконитовой диатомовой глины с включениями гальки и гравия. Представлена диатомитами и диатомовыми глинами, в разной степени песчанистыми. Радиолярии единичны, встречаются спикулы губок, кости рыб, немногочисленные перидиниевые водоросли и динофлягеллаты, микрофораминиферы.

Палиноспектр (комплекс III), встреченный на глубине 266 м, включает пыльцу покрытосеменных Carya, Notophagites, Ulmoideipites, Alnus, Comptonia, Hamthofamelis, Castanea, Acer, Engelhardtia quietus (R.Pot.) Elsik., Dipsacaceae, Berberidiaceae, Liliaceae, Sparganiaceae, Gramineae, Tricolpites reticulatus Kedv., Retriricolpites bellus Sah., Triporites sp. Из голосеменных преобладают Taxodiaceae (до 30% от общего состава комплекса), Pinacea (5% от общего состава). Из спор обнаружены единичные Polypodiaceae.

На глубине 246 м установлен палиноспектр (комплекс IV), который отличается наличием большей доли пыльцы термофильных элементов, в том числе Rhus, Ilex, Acer, Quercus, Carya, Castanea, Ulmoideipites, Carpinus. По сравнению с палиноспектром комплекса III из нижележащих отложений здесь сокращается содержание пыльцы Alnus и Corylus, единичны древние покрытосеменные Triporites canacomyricoides McIntyre, Sporopollis, Trudopollis, Monocolpites. Среди пыльцы голосеменных преобладают (до 40% от общего состава) таксодиевые, единичны сосновые и споры Sphagnum и Gleicheniacea. Рассмотренные спорово-пыльцевые комплексы ближе всего к комплексам, установленным В.В. Волковой и И.А. Кульковой [1980] в верхнем эоцене-нижнем олигоцене Казахстана. Однако, как пока-





Комплексы диатомей: М - мористые, П - прибрежные

зано ниже, такая возрастная датировка противоречит данным по диатомеям. Выявленное разногласие, по-видимому, обусловлено как отсутствием надежной привязки к общей шкале палинокомплексов Казахстана, так и слабой изученностью палеогеновых палиносукцессий Северной Евразии.

Комплексы диатомей, послойно выделенные из отложений пачки V, отличаются различными типами сохранности – от неудовлетворительной до очень хорошей и варьирующим от образца к образцу таксономическим разнообразием – от 8–10 до 45 видов. Распределение стратиграфически значимых видов показано на рис. 3. Для рассматриваемого интервала разреза характерны Pyxilla gracilis Tempere et Forti, Coscinodiscus payeri Grunow, Sceptroneis gemmata Grunow (=Grunowiella) gemmata (Grunow) U.H., Sc. grunowii Anissimova, Pyxidicula moelleri (A. Schmidt) Streln. et Nikolaev, Craspedodiscus moelleri Grunow (спорадически). Среди биостратиграфических событий следует отметить исчезновение Aulacodiscus suspectus A. Schmidt (=Coscinodiscus uralensis Jouse), появление Coscinodiscus polyactis Grunow, C. decrescens Grunow, Brightwellia hyperborea Grunow.

Стратиграфически значимым событием представляется и появление диатомеи, близкой к роду Azpeitia. Следует отметить, что близкая по морфологии форма, идентифицированная как Azpeitia voluta, была установлена Э.П. Радионовой [1996] в донных осадках Бискайского залива (скв. 400А Проекта глубоководного бурения), в палеогеновых отложениях Прикаспийской впадины (скв. СП-1) и использована в качестве зонального вида-индекса. По данным Э.П. Радионовой, уровень появления этого вида совпадает с зонами NP 13–14 по нанопланктону. Однако более уверенная таксономическая принадлежность этих видов и их стратиграфический диапазон должны быть уточнены в дальнейшем.

В целом комплекс диатомей отличается преобладанием меропланктонных (виды, имеющие в жизненном цикле две стадии – вегетативную клетку и покоящуюся спору) и тихопелагических видов (виды, обитающие как в придонных, так и в приповерхностных слоях воды), а также малым количеством бентоса и океанических видов. Такое соотношение характерно для широких шельфовых пространств, т.е. является типично эпиконтинентальным. Для пачки V характерны два типа ассоциаций – прибрежная и мористая (см. рис. 3). В первой прибрежной (П) преобладает тихопелагический вид Paralia sulcata (Ehr.) Cleve. По имеющимся данным [Yanagisawa, 1996], субресентные комплексы с доминированием P. sulcata характерны для глубин около 50 м. Второй, более мористый (М), комплекс с пониженным содержанием P. sulcata отличается более высоким видовым разнообразием за счет присутствия открытоокеанических видов, имеющих субглобальный ареал.

Аналогичный комплекс диатомей широко распространен и известен в сопредельных областях – в Зауралье (ирбитская свита), в Западной Сибири (среднелюлинвортская и верхнелюлинвортская подсвиты), в Предмугоджарье (акчатская свита), в Тургайском прогибе (верхнетасаранская свита) [Стрельникова, 1992], в Северном Прикаспии [Радионова, 1996], отмечен в донных осадках Карского моря [Глезер, Степанова, 1994], на Центрально-Уральском поднятии [Степанов и др., 1991]. Однако позиция этого комплекса в общей шкале понимается различными исследователями по-разному, что связано с несколькими причинами – отсутствием или редкой встречаемостью в разрезах реперных групп карбонатного планктона, различным подходом к выделению зональных подразделений и т.д.

В последние годы эти разногласия постепенно преодолеваются за счет параллельного изучения других групп планктона, сравнения с океаническим материалом (см. рис. 3). Так, Н.И. Стрельникова [1992] выделяет в интервале стратиграфического распространения этого комплекса нижнеэоценовые зоны Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis и Pyxilla oligocaenica var. tenue, соответствующие зонам NP11-NP13 по нанопланктону, З.И. Глезер [1994], в последних работах также помещая интервал с этим комплексом в нижний эоцен, предлагает выделять зоны Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis s.l. По данным Э.П. Радионовой [1996], зона Coscinodiscuc payeri (совпадающая с биозоной этого вида) в Бискайском заливе соответствует зоне NP 13 по нанопланктону, однако появление Pyxilla oligocaenica var. tenue происходит там в вышележащей зоне Azpeitia voluta (= NP13-14) одновременно с появлением Craspedodiscus oblongus. Следует отметить, что диахронность уровня появления P. oligocaenica var. tenue отмечалась Е.П. Бочковым [1978] даже в пределах Западной Сибири.

Таким образом, учитывая имеющиеся несоответствия в стратиграфическом распространении зональных видов-индексов, в частности Pyxilla oligocaenica ver. tenue, и "нестыковку" предлагаемых зональных схем, рассматриваемый интервал разреза скв. 228 помещен во вторую половину нижнего эоцена – между первым появлением Coscinodiscus payeri и первым появлением Craspedodiscus oblongus. Внутри этого интервала происходят появление Coscinodiscus polyactis, примитивной Azpeitia, Pyxilla oligocaenica ver. tenue, исчезновение Aulacodiscus suspectus.

Палеогеографические аспекты. Изученный разрез мел-палеогеновых отложений Полярного сегмента Предуральского прогиба представлен терригенно-кремнистыми отложениями мощностью около 350 м. В нем представлены фрагменты по меньшей мере четырех трансгрессивно-регрессивных фаз, разделенных перерывами.

Первая фаза (пачка I, песчаники) отнесена к коньяк-сантону, вторая (пачка II, опоковидные песчаники) – к кампану. Более глубоководные отложения третьей фазы (пачка III), представленные опоками, глинами и опоковидными глинами, вероятнее всего, отражают зеландскую и танетскую трансгрессии среднего и верхнего палеоцена. Наиболее четко выражена четвертая трансгрессивная фаза (пачка IV, диатомиты и диатомовые глины), скоррелированная с верхнеипрской трансгрессией (нижний эоцен).

Следы этой трансгрессии, сопровождавшиеся интенсивным биогенным кремненакоплением, найдены и в сопредельных районах. Кремнистые толщи с аналогичным комплексом диатомовых водорослей установлены (см. рис. 1) и севернее, на западном склоне Полярного Урала в бассейне р. Кара [Устинов, 1958], на Пай-Хое, где в верхней части заполняющего комплекса Карского метеоритного кратера [Назаров и др., 1993] обнаружены эоценовые морские диатомовые водоросли [Пашуков, Шатров, 1976]. Не исключено также, что морской бассейн в это время существовал и южнее, вплоть до широты Среднего Урала, на что указывает нахождение характерного комплекса диатомовых в карстовых воронках в верховье р. Вишера [Степанов и др., 1991].

Строение разреза скв. 228, особенно его палеогеновой части, близко к последовательности отложений в разрезах Восточного Зауралья и Западной Сибири. Большую степень сходства с зауральскими и западносибирскими ассоциациями обнаруживают и комплексы морской биоты – агглютинирующие фораминиферы и диатомеи. По обе стороны Урала в палеогеновой части разреза наблюдается вертикальная смена опоковидно-глинистой толщи с агглютинирующими фораминиферами мощной толщей диатомитов. Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что мел-палеогеновое осадконакопление в Печорской низменности, в Зауралье и в Западной Сибири происходило в едином или в сообщающихся между собой морских бассейнах со сходными условиями осадконакопления и экологическими параметрами.

Характерно, что полоса максимальной кремнистости отложений верхнего мела и палеогена на севере Западной Сибири приближена к восточному склону Урала. В частности, в бассейне р. Сыни (см. рис. 1) примерно на широте разреза скв. 228 на западном склоне Урала аналогичная толща диатомитов того же возраста известна давно [Генералов, 1987; Генералов, Дрожащих, 1987]. Эти данные отчасти подтверждают палеогеографическую модель для мелового периода [Папулова, 1974;

- Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М., 1963. 458 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 74).
- Кулик Н.А. Верхнемеловые отложения Печорского края // Изв. Рос. Акад. наук. 6 сер. 1917. Т. 11. С. 1389–1390.
- Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С. и др. Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, вып. 3. С. 13–32.
- Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала. М.: Наука, 1974. 202 с.
- Пашуков Г.Н., Шатров В.П. Время возникновения Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое // Ежегодник-1975 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976. С. 9–13.
- Подобина В.М. Новые данные по биостратиграфии палеогена Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 61-67.
- Пономарев Г.Н. Геологический очерк Интовского угленосного района Печорского округа Коми АССР // Тр. ЦНИГРИ. 1939. Вып. 125. С. 1–116.
- Пономарев Г.Н., Чернов А.А. Разведка на каменный уголь на р. Большой Инте в Печорском крае в 1927 г. // Изв. Геол. ком. 1929. Т. 48, № 9. С. 45–68.
- Радионова Э.П. Сравнительное изучение зоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа) // Ископаемая микрофауна как основа для стратиграфии, корреляции и палеогеографии фанерозоя. М., 1996. С. 81–91. (Тр. ГИН РАН; Вып. 501).
- Ситникова З.Н. Литологические особенности верхнемеловых отложений бассейна р. Усы // Ежегодник-1976 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 29–32.
- Степанов И.С., Алексеев В.Я., Сабиров Т.К., Сычкин Г.Н. Новые данные о распространении на Урале морских эоценовых отложений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 36. С. 142–144.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1992. 312 с.
- Устинов В.Я. Первые находки третичных отложений на западном склоне Полярного Урала // Бюл. науч.-техн. информ. / Мин-во геологии и охраны недр СССР. 1958. № 1(13). С. 5-6.
- Шацкий С.Б. Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–21.
- Yanagisawa Y. Diatom assemblage as an indicator of bathymetry // J. Sediment. Soc. Jap. 1996. N 43. P. 59-67.

#### ABSTRACT

A 350 m long marine Cretaceous-Paleogene sediment sequence was recovered in the borehole 228 (Vorkuta Geological Survey) at the Lemva river basin, near town of Inta. Unit I represented by 25 m thick quartz-glauconite sandstones is lithostratigraphic analogues of the sediments exposed at the Synya and Usa river basin and dated as Coniacian-Santonian. Unit 2 of silty sandstones and opoka sandstones (75 m thick) is considered as Campanian on the basis of the spores and pollen data. The age of the unit 3 (grey opokas, thickness 50,5 m) and the unit 4 (dark grey clays and opoka clays, 22,2 m thick) is of the Paleogene age according to foraminifera and spores and pollen assemblages. Diatom assemblages from diatomaceous sediments of the unit 5 (thickness 180 m) is typical for widely occurred Late Ipresian event of biosilica accumulation. Taxonomically similar diatom assemblages are known from eastern margin of Urals, western Siberia, Pricaspyi, North Europe, and bottom sediments of the North Atlantic and Kara sea.

Таблица I





# Таблица III



# Ταблица ΙV





# Ταблица VI



Таблица VII



# Таблица VIII



# МОРСКОЙ ПАЛЕОГЕН ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИУРАЛЬЯ: СТРАТИГРАФИЯ ПО КРЕМНЕВОМУ МИКРОПЛАНКТОНУ (скв. СП-1 и 148)

## Г.Э. Козлова\*, Н.И. Стрельникова\*\*, И.Е. Хохлова\*\*\*

\*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, \*\*Санкт-Петербургский государственный университет, \*\*\*Геологический институт РАН

Юго-западное Приуралье (северо-восточный борт Прикаспийской низменности и Западное Примугоджарье) является ключевым районом для детализации стратиграфии и корреляции палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы и Зауралья. Располагавшийся на юго-западном погружении меридиональной Уральской гряды, в палеогене этот район находился на стыке Перитетического и Арктического бассейнов, связывая эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы, Туранской и Западно-Сибирской плит.

Прибрежные песчаные фации палеогеновых отложений Западного Примугоджарья к северу становятся терригенно-кремнистыми, местами чисто кремнистыми; на северо-запад и юго-запад, в сторону Прикаспийской впадины они сменяются глинисто-кремнистыми осадками с прослоями карбонатных глин, а далее, к центральной части Прикаспийской впадины, – терригенно-карбонатными, в отдельных интервалах обогащенными кремнеземом. На юго-восток от Мугоджар, на Туранской плите, палеогеновые отложения становятся преимущественно глинистыми, а в восточном направлении сменяются терригенно-кремнистыми уральскими фациями.

Работы Западно-Казахстанского ГУ, в том числе бурение опорных скважин в бортовой и центральной частях Прикаспийской впадины, позволили установить здесь относительно полную последовательность палеогеновых отложений и проследить фациальные переходы отложений в пределах Западно-Мугоджарской, Утвинско-Хобдинской, Сагидско-Уильской и Южно-Эмбенской структурно-фациальных зон [Беньямовский и др., 1990; Найдин и др., 1993].

Широкое распространение кремнистых фаций в морском палеогене юго-западного Приуралья еще с 60-х годов привлекало внимание стратиграфов и микропалеонтологов. Для разработки региональной палеогеновой зональной стратиграфической шкалы по диатомеям Западное Примугоджарье явилось стратотипическим районом. Здесь в толще чистых диатомитов были выделены зоны Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis, Pyxilla oligocenica [Глезер, 1978, 1979].

Основы зональной стратиграфии по радиоляриям были заложены исследованиями в близлежащих районах – в Западной Сибири, Тургайском прогибе и Северном Приаралье [Липман, 1957, 1965].

Наиболее существенным недостатком рассматриваемых разрезов эпиконтинентального палеогена можно считать отсутствие надежной корреляции со стандартными шкалами по кремневому планктону и даже с Крымско-Кавказской шкалой по карбонатному планктону. Этот недостаток обусловлен спецификой кремнистых фаций, в которых практически отсутствуют ортостратиграфические

Рис. 1. Область исследования и положение изученных скважин

группы карбонатных организмов, а также недостаточной стратиграфической изученностью этих разрезов.

Составленные на основе этих разрезов региональные схемы Р.А. Липман [1972] и Г.Э. Козловой [1984] по радиоляриям, а также З.И. Глезер [Глезер, 1979, 1986; Глезер, Табачникова, 1985] и Н.И. Стрельниковой [1988, 1992] по диатомовым водорослям несут в себе те же недостатки. Поэтому попытки сопоставления эпиконтинентальных шкал со стандартными [Липман, 1975; Стрельникова, 1992] не были до сих пор подтверждены ни сравнительным анализом зональных комплексов, ни точной хроностратиграфической позицией зон [Радионова и др., 1994].



Литостратиграфическое расчленение разрезов. Литостратиграфические подразделения смежных Утвинско-Хобдинской и Западно-Мугоджарской фациальных зон Северо-Восточного Прикаспия легко коррелируются между собой (рис. 1). При этом в первой зоне в ряде скважин найдены представители ортостратиграфических групп (нанопланктон, планктонные фораминиферы) и кремневых организмов (радиолярии, диатомеи и силикофлагеллаты) в близких интервалах разреза, что дает возможность уточнить стратиграфический интервал некоторых зональных подразделений.

Скв. СП-1, расположенная в 70 км к западу от г. Актюбинска, рядом с урочищем Байлисай, вскрывает палеогеновую глинисто-алевритовую толщу мощностью более 200 м; этот разрез является опорным для Северного Прикаспия, поскольку именно в нем установлены стратотипы байлисайской и шолаксайской свит и парастратотип шубарсайской свиты [Беньямовский и др., 1990]. Сходный разрез вскрыт скв. 148, пробуренной возле пос. Кара-Чаганак на левом берегу р. Утва, в 40 км выше ее впадения в р. Урал. Обе скважины пробурены в северной части Утвинско-Хобдинской структурно-фациальной зоны. Кремневые организмы обнаружены в камсактыкольской, байлисайской, шолаксайской, булдуртинской, шубарсайской свитах, имеющих циклическое строение [Беньямовский и др., 1990; Найдин и др., 1993].

Трансгрессивной фазе танетской трансгрессии соответствует карбонатная манисайская свита, содержащая фораминиферы зоны Acarinina subsphaerica и A. acarinata. Камсактыкольская свита, сложенная кремнистыми опоковидными глинами и опоками, отвечает регрессивной фазе того же цикла.

Трансгрессивной части ипрско-лютетского мегацикла соответствуют байлисайская и шолаксайская свиты. Байлисайская свита представлена некарбонатными, слабокарбонатными, опоковидными глинами. Глины содержат карбонатные прослои небольшой мощности, из которых в обеих скважинах был выделен нанопланктон зон NP 11, NP 12 (см. рис. 1; рис. 2). Шолаксайская свита представлена



Рис. 2. Сопоставление зонального расчленения по радиоляриям, диатомеям и нанопланктону в скв. СП-1

I – микрофоссилии отсутствуют; 2 – обнаружены неопределимые остатки микрофоссилий; 3 – перерыв в отборе образцов

двумя циклическими толщами, сложенными некарбонатными зелеными глинами с линзами глауконитового песка в основании каждого цикла. В низах свиты, в скв. СП-1, обнаружен нанопланктон зоны NP13 (155–145 м), кремневый планктон в этой части свиты очень беден. В скв. 148 в низах шолаксайской свиты найден нанопланктон зоны NP 12 (202–214 м). Второй цикл залегает с размывом. В его основании, в песчаной толще, на глубине 180 м найден нанопланктон зон NP 13–NP 14, а глинистые фации обоих циклов содержат радиолярии и диатомеи. Булдуртинская свита, отвечающая регрессивной части мегацикла, в нижней части представлена некарбонатными тонкоплитчатыми алевритами, в которых обнаружен кремневый планктон (глубина 93 м), а в верхней части – переслаиванием сероватозеленых алевритистых глин и серых слюдисто-кварцевых алевритов, в которых фауна и флора не найдены.

Следующему мегациклу отвечают шубарсайская и чайдинская свиты. Нижняя соответствует трансгрессивной части мегацикла, а верхняя – регрессивной. Шубарсайская свита представлена некарбонатными алевритами, плитчатыми, светлосерыми с коричневым оттенком, в средней части серыми, зеленоватыми кварцевослюдистыми мелкозернистыми песками, сменяющимися некарбонатными глинами зеленовато-серыми с коричневым оттенком, и содержит только кремневый микропланктон. Чайдинская свита сложена немыми песками и алевритами.

Ниже излагаются результаты совместного исследования радиолярий и диатомей (с привлечением данных по нанопланктону и фораминиферам) из скв. СП-1 и 148. Материал для исследования получен от сотрудника ГИН РАН В.Н. Беньямовского (см. рис. 1). Зональное расчленение скв. СП-1 по радиоляриям и диатомеям было проведено ранее (Козлова, неопубликованные данные), [Хохлова, 1996; Радионова, 1996]. Ниже излагаются результаты зонального расчленения разрезов, полученные Г.Э. Козловой и Н.И. Стрельниковой. Обсуждение результатов по радиоляриям проведено Г.Э. Козловой и И.Е. Хохловой, по диатомеям – Н.И. Стрельниковой.

Биостратиграфическое расчленение разрезов. Зональные комплексы радиолярий. В течение последних нескольких лет для расчленения палеогеновых отложений эпиконтинентальных бассейнов России и Северного Казахстана по радиоляриям использовалась региональная зональная шкала [Козлова, 1984] (см. рис. 2). Результаты исследований Г.Э. Козловой, приведенные ниже, позволили внести в эту шкалу значительные уточнения. Так, в пределах зоны Heliodiscus hexasteriscus удалось выделить две новые зоны: Heliodiscus inca и Buryella longa. Биостратиграфическая и таксономическая характеристика этих новых зон дана ниже, при описании зональных комплексов радиолярий. Эти зоны являются региональными, будучи прослежены ранее как подзоны А и Б зоны Heliodiscus hexasteriscus на широкой территории Прикаспия и Западной Сибири, а также в эоценовых отложениях Бискайского залива [Хохлова, 1996].

Снизу вверх в разрезах опорных скважин установлены следующие зональные комплексы по радиоляриям:

Комплекс зоны Heliodiscus lentis s.s. прослежен в скв. СП-1 в интервале 214–196 м в серых, местами слабокарбонатных глинах нижней части байлисайской свиты. Нижняя граница зоны в этом разрезе связана с перерывом и биостратиграфическим методом не определена. Зональный комплекс установлен по наличию вида-индекса Heliodiscus lentis Lipman и группы сопутствующих видов: Heliodiscus linckiaformis Clark et Campbell и Periphaena picta (Kozlova). В комплексе не менее 30 видов, основной фон составляют Ахоргилит visendum (Kozlova), Conoactinomma stilloformis (Lipman) и Clathrocyclas elegans (Lipman). Постоянно, хотя и в небольшом количестве, встречаются обычные для бореального нижнего эоцена виды Amphicraspedium gracilis (Lipman), A. prolixum Sanfilippo et Riedel, Lophophaena sibirica Gorbovetz, Stylosphaerella irinae (Lipman), Tricolocapsa trisulca (Kozlova) и др. (рис. 3, см. вкл.). В верхах зоны число видов и экземпляров существенно сокращается.

Комплекс зоны Heliodiscus inca (=подзоне А зоны Heliodiscus hexasteriscus) прослежен в скв. СП-1 в интервале 192–157 м в коричневатых бескарбонатных глинах и сменяющих их по разрезу светлых опоковидных глинах байлисайской свиты, а в скв. 148 в бескарбонатных глинах той же свиты – в интервале 245–235 м.

Нижняя граница распространения этого зонального комплекса в скв. СП-1 определена появлением вида-индекса Heliodiscus inca Clark et Campbell. Выше этой границы зафиксированы Dictyoprora urceolus (Haeckel) и Spongasteriscus ignorabilis (Krasheninnikov). В пределах зоны отмечен эволюционный переход от Ахоргипит visendum (Kozlova) к А. chabakovi (Lipman) и от Lychnocanium longipes Kozlova к L. bellum Clark et Campbell. В комплексе не менее 40 видов, доминируют "Amphibrachium" mugodzcaricum Lipman, Periphaena heliasteriscus (Clark et Campbell), Podocyrtis aphorma Riedel et Sanfilippo, "Spongotrochus" nitidus Sanfilippo et Riedel; продолжают встречаться многие транзитные формы, в том числе Clathrocyclas elegans (Lipman), Cryptocarpium reticula (Kozlova), Spongocyclia composita (Kozlova), Tricolocapsa trisulca (Kozlova) и др. В верхней части, представленной опоковидными глинами в интервале 173–157 м, число видов и общая масса радиолярий резко сокращены, здесь же отмечены первые единичные находки Phacodiscinus testatus (Kozlova).

Комплекс рассматриваемой зоны в скв. 148 (рис. 4, см. вкл.) по набору видов соответствует комплексу нижней половины зоны в скв. СП-1. Зональную принадлежность определяет присутствие Spongasteriscus ignorabilis (Krasheninnikov) и Thecosphaerella turkmenica (Lipman); доминируют Amphicraspedium gracilis (Lipman), Podocyrtis aphorma Riedel et Sanfilippo и Thecosphaera larnacium Sanfilippo et Riedel.

Комплекс зоны Buryella longa (= подзоне В зоны Heliodiscus hexasteriscus) приурочен к нижней части шолаксайской свиты, представленной зелеными и светло-зелеными бескарбонатными глинами. В скв. СП-1 это интервал 155–130 м, в скв. 148 – 220–187 м. В обоих случаях рассматриваемые отложения от нижележащих и вышележащих, по-видимому, отделяют перерывы. По описанию В.Н. Беньямовского и др. [1990], оба контакта свиты согласные, но наблюдаются фациальные изменения, связанные с цикличностью. Зональную принадлежность комплекса определяют виды Buryella longa (Kozlova) и Theocotyle ficus (Ehrenberg); в пределах зоны первые единичные находки "Acanthosphaera" formosa Krasheninnikov и Hexalonche senta Kozlova; резко увеличивается число Phacodiscinus testatus (Kozlova).

Комплекс зоны Lychnocanium separatum прослежен в верхней половине шолаксайской свиты. В скв. СП-1 это интервал 126-89 м, в скв. 148 – 175-145 м. В основании зоны, кроме Lychnocanium separatum Moksjakova, отмечено появление Ахоргилит venustum (Borissenko) и Calocyclas asperum Ehrenberg. В пределах зоны появляются Conocaryomma aralensis Lipman, Heterosestrum schabalkini (Lipman), Phacodiscinus testatus grandis Kozlova, а ближе к верхней границе отмечены первые находки Albatrossidium laguncularis (Moksjakova), Clathrocyclas talwanii (Bjorklund et Kellogg), Lithapium anoectum Riedel et Sanfilippo. В скв. СП-1 доминирует Phacodiscinus testatus Kozlova, в скв. 148 – Conocaryomma aralensis Lipman. В булдуртинской свите (интервал 89-77 м) радиолярии отсутствуют.

В основании шубарсайской свиты, в интервале 75–58 м скв. СП-1, представленном коричневато-серыми алевритистыми глинами, выделен комплекс зоны Heliodiscus quadratus, определенный по присутствию вида-индекса Heliodiscus quadratus Clark et Campbell и контролирующего его Triactis triactis (Ehrenberg); характерны для этой зоны Haliomma triglobulata (Lipman) и Phacodiscus rotula Haeckel. Встречаются также транзитные эоценовые виды: Axoprunum chabakovi (Lipman), Heliodiscus hexasteriscus Clark et Campbell, Podocyrtis papalis Ehrenberg и др. Всего в комплексе до 15 видов, доминируют, кроме вида-индекса, "Acanthosphaera" formosa Krasheninnikov, Lychnocanium separatum Moksjakova.

Предполагается, что в скв. СП-1, в интервале 58–53 м, в алевритовых глинах шубарсайской свиты, непосредственно над слоями с Heliodiscus quadratus встречен комплекс зоны Ehtmosphaera polysiphonia, а комплекс зоны Cyrtophormis alta полностью отсутствует. Из характерных видов зоны polysiphonia здесь определен только вид-индекс Ethmosphaera polysiphonia Наескеl, остальные виды имеют относительно широкий стратиграфический диапазон.

Возможен и другой вариант толкования разреза, предполагающий, что отложения зон H. quadratus и C. alta были частично или полностью размыты, а некоторые виды этих зон в качестве переотложенных попали в состав зонального комплекса E. polysiphonia; к таким видам относится, в частности, Conocaryomma aralensis Lipman. В этом случае весь интервал 75–53 м в скв. СП-1 должен быть отнесен к зоне Ethmosphaera polysiphonia. Однако не совсем четкая и понятная смена видов радиолярий (и диатомей, см. ниже) в интервале 75–47 м указывает на необходимость дальнейшего изучения этой части разреза.

Зональные комплексы днатомей. Для расчленения нижнепалеогеновых отложений, вскрытых скв. СП-1 и 148, использована зональная шкала для внетропических широт [Стрельникова, 1992]. В отложениях, вскрытых скважинами, определено более 200 видов, разновидностей и форм диатомовых водорослей, силикофлагеллат и эбриидей, состав которых по разрезу меняется. Это позволило установить снизу вверх следующие стратоны, т.е. зоны и слои с диатомеями:

Комплекс зоны Pyxilla gracilis (рис. 5, см. вкл.) в скв. СП-1 прослежен в интервале 192–158,2 м. Нижняя и верхняя границы не установлены из-за отсутствия диатомовых водорослей в нижележащих и перекрывающих отложениях. Эти границы не прослеживаются и в скв. 148, интервал 235–180 м которой относится к зоне P. gracilis.

В составе зонального комплекса доминируют: вид-индекс Pyxilla gracilis Temp. et Forti, встречающийся в скв. СП-1 в интервале 192-190 м единично, а с глубины 187 м – очень часто. Численно доминируют Paralia sulcata (Ehr.) Cl. var. sulcata et var. crenulata Grun., P. ornata Grun., Pyxidicula moelleri (A.S.) Streln. et Nikolaev, P. turris f. intermedia et f. cylindrus (Grun.) Streln. et Nikolaev, P. edita (Jouse') Streln. et. Nikolaev, P. spinosa (Jouse') Streln et Nikolaev, Coscinodiscus decrescens Grun., C. payeri Grun. et var. subrepleta Grun., C. decrescenoides Jouse', Grunowiella gemmata (Grun.) V.H. Субдоминантами и сопутствующими видами являются Hemiaulus polymorphys var. morsianus Grun., H. sibericus Grun., H. hostilis Kitt., Hyalodiscus radiatus (O'Meara) Grun., Coscinodiscus uralensis Jouse', Trinacria exculpta (Heib.) Hust., Triceratium exornatum Grev., T. jonesianus Grun., Pseudotriceratium chenevieri (Meist.) Gles., Pseudopodosira wittii Schulz, Pterotheca aculeifera Grun. Из силикофлагеллат присутствуют: Naviculopsis biapiculata (Lemm.) Freng, var. biapiculata, Dictyocha fibula Ehr. var. fibula, D. frenguellii et var. carentis Gles., D. rotundata Jouse' var. rotundara, D. triacantha var. apiculata Lemm. Эбрииден представлены: Ebriopsis exigua Defl., Carduifolia lata Defl., Ammodochium speciosum Defl., Pseudoammodochium dictyoides Hov.

Комплекс зоны Рухіlla oligocaenica в скв. СП-1 прослежен в интервале 137– 90 м, а в скв. 148 – в интервале 175–100 м (см. рис. 5; рис. 6, см. вкл.). Верхняя и нижняя границы зоны в обеих скважинах не определены. В скв. СП-1 в интервале 156–149 м встречены многочисленные диноцисты, спикулы губок и неопределимые ядра диатомей. В отложениях интервала 148–140 м – диатомеи плохой сохранности, преобладают полурастворившиеся остатки, ядра, лишь некоторые грубопанцирные формы поддаются определению. Среди таких форм определены Рухіlla gracilis Тетр. еt Forti, P. oligocaenica Jouse'. Наличие последнего вида дает основание предполагать, что вмещающие отложения, возможно, относятся к зоне Рухilla oligocaenica.

В составе зонального комплекса, кроме вида-индекса, присутствуют: Paralia ornata Grun., P. sulcata (Ehr.), Cl. var. sulcata et var. crenulata Grun., Pseudopodosira bella Gles. et Possn., P. corolla (A.S.) Jouse', P. hyalina Jouse', Pyxidicula arctica (Grun.) Streln. et Nikol. f. cylindrus et f. intermedia, P. megapora (Grun.) Streln. et Nikol., Coscinodiscus decrescens Grun., C. mirabilis Jouse', C. polyactis Cl.-Eul., C. argus Ehr., C. payeri var. payeri et var. subrepleta Grun. Субдоминанты и сопутствующие виды: Hemiaulus weissflogii Pant., Brigthwellia hyperborea Grun.

В верхней части интервала, относимого к зоне P. oligocaenica, в однообразном и довольно стабильном комплексе появляются единичные створки Melosira architecturalis Brun, Pyxidicula crenata (Sheshuk.) Streln. et Nikol., Trinacria subcoronata

Sheshuk. et Gleser, Hyalodiscus kryshtofovichii Jouse'. В скв. СП-1 (глубина 90,1 м) в верхах шолаксайской свиты отмечается обеднение видового состава диатомей, наличие спикул губок. Для диатомей характерно массовое развитие видов: Paralia sulcata (Ehr.) Cl.,

В интервале 137-90 м присутствуют разнообразные эбриидеи и силикофлагеллаты хорошей сохранности. Последние две группы водорослей имеют высокую численность и по числу экземпляров не уступают диатомовым водорослям. Среди кремневых жгутиковых водорослей преобладают эбриидеи: Ammoduchium speciosum Defl., Pseudoammodochium dyctioides Defl., Ebriopsis aplanata Defl., E. mesnili Defl., а из силикофлагеллат Distephanus antiquus Gleser, D. speculum (Ehr.) Haeckel, Dictyoha elata Gleser va. elata et var. media Gleser, D. deflandrei Freng., D. rotundata Jouse' var. rotundata, D. transitoria Defl. В верхах зоны (интервал обр. – 97 м и выше) интересно первое появление единичных экземпляров Dictyocha spinosa (Defl.) Gleser, Naviculopsis punctilia Perch-Nielsen, Distephanus crux (Ehr.) Haeckel, которые характерны для среднего эоцена.

Возможно, граница зон Pyxilla oligocaenica и Coscinodiscus oblongus проходит внутри интервала 89,1–77 м, из которого, к сожалению, нет образцов.

Комплекс зоны Craspedodiscus oblongus найден в интервале 77–75,4 м только в скв. СП-1. В составе диатомей доминируют по численности те же виды, что и в нижележащих отложениях: Paralia sulcata (Ehr.) Cl., P. ornata Grun., P. clavigera Grun., Pseudopodosira bella Gleser et Possnova, P. corolla A.S., P. hyalina Jouse', P. Pseudopodosira corolla A.S., P. bella Gleser et Possnova. pileiformis Jouse', Melosira architecturalis Brun. Отмечены значительные изменения в составе рода Coscinodiscus Ehr.: появляются C. nitidus Greg., C. obscurus var. concavus Gleser, C. obscurus var. minor A.S., C. cf debilis Rattr.

В состав комплекса по-прежнему входят Pyxilla gracilis Temp. et Forti и P. oligocaenica Jouse', но численность их значительно снижается. Среди сопутствующих видов – Pyxidicula crusiata Ehr., P. crenata (Sheshuk.) Streln. et Nikol., Pseudotriceratium chenevieri (Meist.) Gleser. Особо надо отметить присутствие Craspedodiscus oblongus (Grev.) Hanna, Triceratium barbadense Grev., T. subcapitatum Grev., Hemiaulus polycystinorum Ehr., характерных для зоны Craspedodiscus oblongus. В зональном комплексе много пеннатных диатомей.

В скв. СП-1 на глубине 75,4 м отмечается обеднение состава диатомей. Из диатомовых в массе встречаются только два вида: Pseudopodosira hyalina Jouse', P. bella Gleser et Possn., реже Melosira architecturalis Brun. Другие виды, известные и в нижележащих отложениях, встречаются единично и редко. Большое количество створок *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti и P. oligocaenica Jouse' при отсутствии характерных для зоны Craspedodiscus oblongus видов создает ложное впечатление, что это комплекс – не зоны oblongus, а зоны gracilis.

В составе силикофлагеллат продолжают существовать Dictyocha lammelifera var. carentis Gleser, D. deflandrei Hov., Distephanus antiquus Gleser, D. speculum Ehr. Увеличилась численность Naviculopsis punctilia Perch-Nielsen и появился N. foliacea Defl.

Наибольший интерес представляют диатомовые водоросли шубарсайской свиты, комплексы которых имеют много общих видов с комплексами Норвежского моря. Однако фрагментарность материала как в Норвежском море, так и в скв. СП-1, затрудняет выявление последовательности появления новых видов.

Слои с Coscinodiscus senarius установлены в нижней части шубарсайской свиты в скв. СП-1, в интервалах 70-66 и 60-55 м. Нижняя граница биостратиграфически не установлена из-за отсутствия керна. Верхняя определяется появлением Paralia oamaruensis (Gr.et. St.) Gles. и совпадает с подошвой вышележащих слоев. В скв. 148 эта часть разреза не прослежена.

Для всего интервала характерно присутствие многочисленных Coscinodiscus

senarius A.S. В составе комплекса численно по-прежнему доминируют Paralia sulcata (Ehr.) Cl., P. clavigera Grun., Pseudopodosira hyalina Jouse', P. bella Gleser et Possnova. К субдоминантам относятся Coscinodiscus obscurus var. concavus Gleser, Triceratium barbadense Grev., Actinoptychus intermedius A.S., Hemiaulus polycysctinorum var. polycystinorum et var. mesolepta Grun.

По изменению систематического состава в этой части разреза можно выделить два подкомплекса. Нижний с Hemiaulus unicornutus и Peponia barbadensis прослежен в интервале 70-66 м скв. СП-1. Верхняя и нижняя границы не установлены из-за отсутствия керна. Для комплекса характерно присутствие видов, входящих в состав среднеэоценовых ассоциаций Hopвежского моря: Coscinodiscus senarius A.S., C. asteromphalus var. hybrida Grun., C. nitidus Ehr., C. monicae Rattr., Hemiaulus unicornutus Brun, Peponia barbadensis Grev., Trochosira aff. trochlea Hanna. Многочисленны пеннатные диатомеи Mastogloia rutilans Brun, B. barbadensis Schrader, Raphoneis amphiceros Ehr., Caloneis marginelineata (Gr. et St.), Gleser et Sheshuk.

Верхний подкомплекс с Hemiaulus abnormis установлен в интервале 60–55 м скв. СП-1. Нижняя граница не прослежена из-за отсутствия керна. Верхняя определяется по появлению Paralia oamaruensis.

Появляются Hemiaulus abnormis Streln., H. incisus Hajos, Hemiaulus tschestnovii Pant., Coscinodiscus. aff. succinctus Gleser. Hemiaulus abnormis, характерные для выделенных Н.И. Стрельниковой в Норвежском море в скв. 338 и 340 Проекта глубоководного бурения слоев с Praecymatosira monomembranacea и Coscinodiscus aff. tenerrimus [Стрельникова, 1992], хотя виды-индексы этих слоев в Прикаспии отсутствуют.

Среди силикофлагеллат характерны: Naviculopsis foliacea Defl., N. punctilia Perch-Nielsen, Dictyocha lammelifera Gleser, D. frenguellii Defl., Distephanus crux (Ehr.).

Слои с Triceratium unguiculatum установлены в скв. СП-1 в интервале 54-47 м. Верхняя граница не прослежена из-за отсутствия керна. Нижняя граница устанавливается по появлению Paralia oamaruensis (Gr. et St.) Gleser, Pyxidicula charkoviana (Jouse') Streln. et Nikolaev, которые определяют облик флоры, а также Hemiaulus polymorphys var. charkovianus Jouse'. На этом рубеже исчезают виды Hemiaulus (unicornutus, abnormis, incisus), характерные для нижележащих отложений. В комплексе встречаются единично створки *Triceratium unguiculatum* Grev. В состав субдоминантов и сопутствующих видов входят: Coscinodiscus obscurus var. concavus Gleser, C. senarius A.S., C. succinctus Gleser, Pyxidicula crenata (Sheshuk) Streln. et Nicol., P. charcovianus (Jouse') Streln. et Nikol., P. weissflogii (A.S.) Streln. et Nikol., Kerathophora robusta Pant., Hemiaulus polycystinorum Ehr. var. polycystinorum et var. mesolepta Grun., H. tschestnovii Pant., Corona magnifica Lef. et Chen., Pyxilla gracilis Temp. et Forti, P. oligocaenica Jouse'. В комплексе много пеннатных диатомей. Силикофлагеллаты немногочисленны, но среди них характерно присутствие Dictyocha spinosa (Defl.) Gleser, D. hexacantha Defl., Distephanus crux Ehr.

О возрасте радиолярневых зон. Совместные находки зональных комплексов радиолярий и диатомей с ортогруппами в скв. СП-1 и 148 отражены на рис. 7 (см. вкл.). Обобщенные данные о находках радиолярий вместе с планктонными фораминиферами, нанопланктоном и диноцистами по всем исследованным разрезам Северного Прикаспия, а также Тургая и Западной Сибири приведены на рис. 5. На основании анализа диапазонов совместного распространения радиолярий с представителями ортогрупп можно сделать некоторые выводы о возрасте радиоляриевых зон.

Комплекс зоны Heliodiscus lentis s.s. в скв. СП-1 найден с нанопланктоном стандартной зоны NP11 (определение И.П. Табачниковой, по: [Беньямовский и др., 1990]. Положение нижней границы зоны в Прикаспийских разрезах требует уточнения; верхняя граница в скв. СП-1 проходит близко к границе между нанопланктонными зонами NP 11 и NP 12. В Западной Сибири нижняя граница зоны H. lentis

попадает в интервал нерасчлененных диноцистовых зон W3–W5, по определению И.А. Кульковой [1987], в скв. 14-К и О.Н. Васильевой [1990] в скв. 36-К. Таким образом, возраст комплекса с Н. lentis s.s. раннезоценовый, стратиграфический объем зоны lentis полностью или частично совпадает с объемом зоны NP 11, по фораминиферовой шкале – с частью нижней половины зоны G. subbotinae.

Комплекс зоны Н. іпса в скв. СП-1 найден вместе с нанопланктоном зоны NP 12 (определение И.П. Табачниковой, по: [Беньямовский и др., 1990]); такая же находка отмечена в Тургайской скв. 85 и в карьере Белинский в Тургайском прогибе (по: [Беньямовский и др., 1989, 1991]); в этом карьере в одних слоях с радиоляриями, кроме нанопланктона, найдены диноцисты зон W6-W7 и зубы акул, характерных для ипрского яруса: Otobus olliquus Ag., и Striatolomia teretidens (White) (определения, соответственно, Э.С. Олейник и В.И. Железко согласно: [Беньямовский и др., 1989]; определение диноцист сдублировано О.Н. Васильевой [1990]. Принадлежность зоны іпса ипрскому ярусу нижнего эоцена несомненна, однако уточнения требует положение верхней границы, которая во всех разрезах Северного Прикаспия обусловлена размывом. Эта граница может совпасть с границей нанопланктонных зон NP12 и NP13, но она может находиться и выше, и ниже этого рубежа.

Комплекс с В. Longa в скв. 148 найден вместе с нанопланктоном нерасчлененных зон NP 12-NP 13 (И.П. Табачникова, устное сообщение); в скв. СП-1 – вместе с нанопланктоном зоны NP 13 (определение И.П. Табачниковой, по: [Беньямовский и др., 1990]); такая же находка сделана в скв. 12 Лубенка (см. рис. 7) (определение И.П. Табачниковой, устное сообщение); в последней из упомянутых скважин на глубине 25 м вместе с рассматриваемым комплексом радиолярий найдены фораминиферы стандартной зоны G. aragonensis (определение В.Н. Беньямовского, устное сообщение).

Положение верхней границы зоны, так же как и нижней, точно не установлено, поскольку во всех изученных разрезах эта граница проводится в основании или в кровле цикла. Известные факты позволяют определить возраст зоны как раннеэоценовой и отнести ее к верхам ипрского яруса, к той его части, которая в грубом приближении соответствует нанопланктонным зонам NP12 (верхи) и зоне NP13. Не исключено, что в полных разрезах (если таковые найдутся) верхняя граница зоны может подняться в низы лютетского яруса, но пока таких данных нет.

Стратиграфический объем вышележащих зон Lyhnocanium separatum, Heliodiscus quadratus и Ethmosphaera polysiphonia, прослеженных в скв. СП-1 и 148, требует существенного уточнения. Из них более или менее четкую возрастную привязку имеет зона Н. quadratus. Известны совместные находки зонального комплекса радиолярий с нанопланктоном нерасчлененных зон NP16–NP17 в Камыскольской скв. 221 (И.П. Табачникова, устное сообщение). В Миялинской скв. 7-к совместные находки с планктонными фораминиферами позволяют коррелировать нижнюю часть зоны Н. quadratus с фораминиферовой зоной G. subconglobatus [Беньямовский и др., 1991] (=верхам зоны Acarinina rotundimarginata).

Зона Lycnocanium separatum может быть помещена в стратиграфической шкале не ниже зоны NP 14 (соответствующий зональный комплекс нанопланктона встречен в 5 м ниже подошвы зоны Z. separatum, см. рис. 2) и не выше нижней половины зоны A. bullbrooki. Теоретически возможно, что нижняя граница зоны Z. separatum проходит в верхах зоны G. aragonensis. Возраст зоны – возможно, конец раннего эоцена-начало среднего. Зона Heliodiscus quadratus имеет среднеэоценовый возраст; ее стратиграфический диапазон соответствует верхней части rotundimarginata, и, возможно, зоне H. alabamensis – целиком или частично.

Комплекс с Ethmosphaera polysiphonia найден пока только с бентосными фораминиферами зоны Bolivina concavosuturata, которая, по данным В.Н. Бенья-



Рис. 8. Руководящие виды радиолярий скв. СП-1 и 148

1. Thecosphaerella turkmenica (Lipman), скв. 148, глубина 139 м, увел. ×220. 2. Stylosphaerella sp. cf. S. irinae (Lipman), скв. 148, глубина 145 м, увел. × 224. 3. Conocaryomma aralensis Lipman, скв. 148, глубина 80–90 м, увел. × 230. 4. Heliodiscus sp. cf. H. hexasteriscus Clark et Campbell, скв. СП-1, глубина 100 м, увел. × 210. 5. Phacodiscinus testatus (Kozlova), скв. СП-1, глубина 100 м, увел. × 215. 6. Periphaena splendida (Lipan), скв. 148, глубина 80–90 м, увел. × 208. 7. "Periphaena" sonata (Totschlina), скв. СП-1, глубина 100 м, увел. × 100. 8. Podocyrtis aphorma Riedel et Sanfilippo, скв. СП-1, глубина 130 м, увел. × 204. 9. Podocyrtis sp. aff. P. aphorma Riedel et Sanfilippo, кв. 148, глубина 80–90 м, увел. × 204. 10. Lychnocanium cf. longipes Kozlova, скв. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 12. Lychnocanium separatum Moksjakoya, скв. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 12. Lychnocanium separatum Moksjakoya, скв. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 12. Lychnocanium separatum Moksjakoya, скв. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 148, глубина 241 м, увел. × 200. 14. Путвосуна 241 м, увел. × 200. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 148, глубина 241 м, увел. × 200. 140, Гутвосуна 241 м, увел. × 200. 140, Гутвосуна 241 м, увел. × 200. 140, Гутвосуна 241 м, увел. × 200, 140, Гутво 240, Гут

мовского [Найдин и др., 1993], коррелируется с верхами зоны G. turcmenica среднего эоцена.

**О возрасте диатомовых зон.** Параллельное изучение в скв. СП-1 и 148 радиолярий и диатомей и совместные находки с известковыми группами позволяют дать более точное определение возраста диатомовых зон для шкалы северного полушария [Стрельникова, 1992].

Комплекс зоны Р. gracilis в скв. СП-1 и 148 представлен лишь верхней частью, соответствующей радиоляриевой зоне Н. inca (см. рис. 5, 6). В более полных разрезах Западной Сибири зона Р. gracilis соответствует радиоляриевой зоне Н. lentis и части Н. inca. Сопоставление комплекса зоны Р. gracilis с тропическими комплексами диатомей выявляет наличие общих видов с диатомовой зоной Craspedodiscus undulatus [Gombos, 1982], стратиграфическое положение которой определяется по совместным находкам с фораминиферами Globorotalia formosa (= P7) и нанопланктоном зоны Tribrachiatus ortostylus (= NP 12).

Стратиграфическое положение зоны Pyxilla oligocaenica до настоящего времени дискуссионно. Косвенно, по сопоставлению с океаническими резрезами, положение зоны Pyxilla oligocaenica определялось приблизительно на уровне фораминиферовых зон Р7 (верхи) – Р9 (низы) [Стрельникова, 1992].

В скв. СП-1 и 148 комплекс диатомовой зоны Р. oligocaenica по объему соответствует части радиоляриевой зоны В. longa и большей части зоны L. separatum. К сожалению, в изученных разрезах верхняя и нижняя границы зоны oligocaenica не установлены. Поэтому говорить о полном сопоставлении объемов радиоляриевых и диатомовых зон пока преждевременно. Определение возраста радиоляриевых зон В. longa как раннеэоценового, соответствующего нанопланктонным зонам NP12 (частично) и NP13, а L. separatum, возможно, не ниже NP14, позволяет уточнить положение диатомовой зоны Р. oligocaenica в верхах нижнего – низах среднего эоцена (рис. 8).

Зона Craspedodiscus oblongus sensu Strelnikova в исследуемом материале представлена лишь частично, верхняя и нижняя границы не прослежены из-за перерывов в наблюдении. Радиолярии в этой части разреза отсутствуют. Стратиграфическое положение зоны C. oblongus по-прежнему требует уточнения. Зона может иметь возраст от верхов нижнего до низов среднего зоцена.

Стратиграфический объем и положение вышележащих стратонов требуют дальнейшего изучения, поскольку в скв. СП-1 отложения, содержащие диатомовые водоросли, фрагментарны. Слои с Coscinodiscus senarius (с двумя подкомплексами диатомей: с Hemiaulus unicornutus, Peponia barbadensis в нижней части и с Н. abnormis в верхней) по составу видов соответствуют диатомовым комплексам с Praecymatosira monomembranacea и Coscinodiscus aff. tenerrimus Hopbeжского моря. В скв. СП-1 им отвечает радиоляриевая зона Н. quadratus и частично зона E. polysiphonia, имеющие среднезоценовый возраст (см. рис. 3).

Слои с Triceratium unguiculatum по составу видов диатомей соответствуют части зоны Paralia oamaruensis, установленной З.И. Глезер [1979] в отложениях верхнего эоцена, но позднее распространенной и на часть среднего [В.Н. Беньямовский и др., 1991]. К сожалению, полный объем диатомовой зоны P. oamaruensis, ее верхняя

глубина 80–90 м, увел. × 220. 13. Clathrocyclas elegans (Lipman), скв. 148, глубина 145 м, увел. × 230. 14. Phormocyrtis ex gr. P. Striata (Brandt), скв. 148, глубина 80–90 м, увел. × 200. 15. "Stylotrochus" nitidus Sanfilippo et Riedel, скв. СП-1, глубина 139 м, увел. × 315. 16. Thecosphaerella turkmenica (Lipman), скв. СП-1, глубина 179 м, увел. × 315. 17. "Lithocampe" sp., скв. СП-1, глубина 179 м, увел. × 315. 18. Heliodiscus linckiaformis Clark et Campbell, скв. СП-1, глубина 214 м, увел. × 200. 19. Dictyoprora urceolus (Haeckel), скв. СП-1, глубина 179 м, увел. × 315. 20. Artobotrys norvegiensis (Bjørklund et Kellogg), скв. СП-1, глубина 139 м, увел. × 315. 21. Phormocyrtis s. striata (Brandt), скв. СП-1, глубина 139 м, увел. × 315. 22. Buryella longa Kozlova, скв. СП-1, глубина 140 м, увел. × 315. 23. "Artocyrtis" sp., скв. СП-1, глубина 139 м, увел. × 315

и нижняя границы пока не определены. Имеющийся материал по Воронежской антеклизе, Украине, югу Русской платформы не позволяет проследить верхнюю и нижнюю границы зоны P. oamaruensis. Также неполны сведения о выделенных в скв. СП-1 слоях.

Граница между слоями с Coscinodiscus senarius и Triceratium unguiculatum проводится в интервале 55–54 м. Как уже упоминалось, выше этой границы в комплексе одновременно существуют виды H. polymorphys var. charkovianus, Paralia oamaruensis, Coscinodiscus succinctus и Triceratium unguiculatum, которые в разрезах Воронежской антеклизы встречаются на разных уровнях, что послужило основанием для выделения последовательной серии диатомовых комплексов [Стрельникова, 1991].

Совместные находки перечисленных выше видов в скв. СП-1 можно объяснить либо размывом и связанным с этим отсутствием слоев с Н. polymorphys var. charkovianus и слоев с С. succinctus, либо тем, что наши представления о последовательности появления видов-индексов не точны. Как уже упоминалось, присутствие в интервале 58–53 м комплекса радиолярий зоны Е. polysiphonia и отсутствие в разрезе зоны С. alta также могут свидетельствовать о перерыве в отложениях или может быть объяснено неполнотой наших знаний о стратиграфическом диапазоне отдельных видов. Стратиграфическое положение зоны Е. polysiphonia по совместным находкам с фораминиферами позволяет коррелировать ее с зоной G. turcmenica среднего эоцена. Таким образом, подтверждается среднеэоценовый возраст слоев с Triceratium unguiculatum [Стрельникова, 1992].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-95-15002).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беньямовский В.Н., Левина А.П., Найдин Д.П. и др. Новые данные о морских палеогеновых отложениях Тургайского прогиба // Геология и геофизика. 1989. № 9(356). С. 47-55.
- Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г., Табачникова И.П. Нижнеэоценовые отложения Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 7. С. 3–16.
- Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р. и др. Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 68–76.
- Васильева О.Н. Палинология и стратиграфия морских отложений палеогена Южного Зауралья. Препринт. Свердловск, 1990. 54 с.
- Глезер З.И. Значение комплексов диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей палеогена Западной Сибири для межрегиональных корреляций // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 56-64.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–30.
- Глезер З.И. К корреляции зон по диатомеям и силикофлагеллатам палеоцена-эоцена Западно-Сибирской низменности с зональными шкалами по планктонным фораминиферам и нанопланктону // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 113–117.
- Глезер З.И., Табачникова И.П. Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия // Сов. геология. 1985. № 8. С. 56-63.
- Козлова Г.Э. Зональное подразделение бореального палеогена по радиоляриям // Морфология, экология и эволюция радиолярий. Л.: Наука, 1984. С. 85–93.
- Кулькова А.А. Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 11–17.
- Липман Р.А. Зональное расчленение морского палеогена Западно-Сибирской низменности // Докл. по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений на Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Л., 1957. С. 201–208.

- Липман Р.А. Комплексы радиолярий в палеогеновых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1965. Т. 115, вып. 1. С. 78–89.
- *Липман Р.А.* Палеогеновые радиолярии СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1972. 55 с.
- Липман Р.А. Значение радиолярий для межконтинентальной корреляции отложений палеогена // Сов. геология. 1975. № 6. С. 29-36.
- Найдин Д.Н., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф. Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 1–135.
- Радионова Э.П. Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа) // Вопр. микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 83–101.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н. Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины: (Зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–102.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1992. 312 с.
- Хохлова И.Е. Палеогеновые радиолярии южной России: Таксономический состав и палеогеографические реконструкции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 4. С. 53-61.
- Gombos A.M. Early and Middle Eccene diatom evolutionary events // Bacillaria. 1982. Vol. 5. P. 225-242.

### ABSTRACT

Zonal subdivision of sections in the southwestern Ural Region based on siliceous microorganisms and correlation of the diatom and radiolarian regional Zones with these of standart oceanic schemes which were determined in some stratigraphic intervals, allowed us to relate regional Zones to the Early-Middle Eocene. Heliodiscus hexaseriscus regional Zone (Kozlova, 1992) occupying the Early-Middle Eocene boundary startigraphic interval, was subdivided into two new Zones – Heliodiscus longa and Buryella longa. Zonal diatom scheme established by Strelnikova (1992) for the non-tropical areas of the Northern Hemisphaere was used for the subdivision of the sections on the basis of diatoms. In the Middle Eocene stratigraphic interval diatom scheme was modified: layers with Coscinodiscus senarius corresponding to the layer with Praecymatosira monomembranacea and Coscinodiscus aff. tenerrimus were established.

# О МЕТОДИКЕ ПОСТРОЕНИЯ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЗОНАЛЬНЫХ ШКАЛ ПАЛЕОГЕНА ПО ДИАТОМЕЯМ (на примере расчленения эоценовых отложений скв. СП-1, Северо-Восточный Прикаспий)

### Э.П. Радионова

Геологический институт РАН

Разрез эоценовых отложений, вскрытый скв. СП-1 в Северо-Восточном Прикаспии, стал объектом пристального изучения стратиграфов и, особенно, специалистов по кремневому планктону [Беньямовский и др., 1990; Глезер, 1996; Радионова, 1996; Хохлова, 1996] не случайно. Зональные шкалы по кремневому планктону разрабатывалась на разрезах, часто не содержащих коррелятивных групп фауны, поэтому возраст многих подразделений до последнего времени оставался дискуссионным.

Разрез скв. СП-1 – один из наиболее полных для эоценовых отложений Русской платформы. Здесь была прослежена последовательность почти всех эоценовых комплексов по радиоляриям и диатомеям. Кроме того, в шолаксайской свите на отдельных уровнях содержится нанопланктон, что дало возможность уточнить объемы некоторых зон по радиоляриям и диатомеям, привязав их к стандартной шкале по карбонатному планктону. Помещенная в настоящем сборнике статья Г.Э. Козловой, Н.И. Стрельниковой и И.Е. Хохловой завершает серию публикаций, посвященных зональной стратиграфии этого Приуральского района по радиоляриям и диатомеям.

Сравнение результатов зонального расчленения по диатомеям, сделанного разными исследователями для одного и того же разреза, позволяет обсудить ряд методических вопросов, возникающих при расчленении эпиплатформенных разрезов.

Региональные шкалы по днатомеям и представления об их возрастном днапазоне. Для расчленения эоценовых отложений скв. СП-1 по днатомеям использованы три различные зональные шкалы: шкала З.И. Глезер, принятая как рабочая схема региональной шкалы [Решения..., 1989], теперь модифицированная [Глезер, 1994; 1996], шкала Н.И. Стрельниковой [1992] для внетропических районов северного полушария и зональное расчленение Э.П. Радионовой [1996], разработанное при корреляции разрезов Северного Прикаспия и приокеанических разрезов Северной Атлантики (рис. 1). Различный подход к методике зонального расчленения привел исследовательниц к различным выводам о стратиграфическом объеме и полноте рассматриваемых палеогеновых отложений. Рассмотрим особенности каждого подхода.

**Рис. 1.** Зональное расчленение по диатомеям разреза скв. СП-1, по данным разных авторов (слева). Зоны и слои по диатомеям и зоны по силикофлагеллатам, составленные на основе фактического распространения видов-маркеров (справа)

1 – зональные границы четкие; 2 – зональные границы нечеткие; 3 – диатомеи отсутствуют; 4 – диатомеи редкие, плохой сохранности; 5 – уровень неопределенности при проведении границ; 6 – уровни появления и исчезновения вида; 7 – океанические маркеры с установленным интервалом распространения; 8 – региональные маркеры с интервалом распространения, установленным более, чем в двух разрезах

© Э.П. Радионова, 1998


Палеогеновая зональная шкала, предложенная З.И. Глезер [1979] (рис. 2, A), была составлена из разных регионов: зоны палеоцена были выделены в разных районах Поволжья, эоцена – в среднем Зауралье и южном Приуралье, олигоцена (позднее верхнего эоцена) – в Днепровско-Донецкой впадине. По-видимому, автор этой шкалы представляла себе разрезы палеогена полными, а диатомовое кремненакопление непрерывным для всего этого мегарегиона. Однако непрерывные переходы в кремневых фациях были прослежены для палеоценовых зон Trinacria ventriculosa-Hemiaulus proteus в разрезе Граное ухо на Волге и для эоценовых зон Coscinodiscus payeri – Pyxilla gracilis – Pyxilla oligocaenica в карьере Киргизского месторождения диатомитов в Примугожарье.

Остальные подразделения этой шкалы, согласно Стратиграфическому кодексу MCK [1992] следовало бы оставить в категории слоев с фауной, так как их границы не были определены и, по-видимому, не смыкались. Так, стратотип последней зоны шкалы З.И. Глезер, Paralia oamaruensis, был описан из разрезов киевской-харьковской свит северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины [Глезер и др., 1965]. В ниже- и вышележащих терригенных отложениях диатомеи не были встречены. Следует отметить, что вопрос о границах всех зональных подразделений автором этой шкалы долгое время вообще не рассматривался.

Остановимся на подходе к определению возраста зон на примере тех подразделений, которые выделяются в скв. СП-1.

Еще 50-60-х годах в Прикаспии, Тургае, Приуралье, Западной Сибири была прослежена одна и та же последовательность слоев с диатомеями. Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis и Pyxilla oligocaenica [Жузе; 1949; Кротов, Шибкова, 1961; Рубина, Дрознес, 1961; и др.]. З.И. Глезер придала этим слоям с фауной ранг зон. Первоначально толщи, содержащие комплексы payeri-oligocaenica, по литологическим признакам были соотнесены с тасаранской свитой Северного Казахстана, а та на основании фауны моллюсков, была датирована верхами среднего-поздним эоценом и косвенно сопоставлена с бодракским ярусом Крымско-Кавказской шкалы. Харьковская свита Днепровско-Донецкой впадины в это время относилась к олигоцену, и это дало основание помещать зону Paralia oamaruensis, описанную из этих отложений, в олигоцен. Таким образом, возраст диатомовых комплексов определялся на основе сложившегося представления о возрасте литостратона, в котором данный комплекс находился. После ревизии палеогеновой шкалы южных районов СССР и перехода на Международную шкалу палеогена [Решения..., 1983], когда бодракский региоярус был отнесен к среднему эоцену, три нижние зоны стали считаться среднезоценовыми, а зона Paralia oamaruensis – верхнезоценовой [Решения..., 1989].

Однако в последние годы, когда для датировки палеогеновых отложений стал широко использоваться нанопланктон, возрастной диапазон трех нижних зон был понижен до раннего-среднего эоцена [Бугрова и др., 1991], после совместных находок диатомей и известкового планктона в разрезах Северного Прикаспия [Глезер, Табачникова, 1985]. Тем не менее это не изменило стратиграфического положения верхней зоны – Paralia oamaruensis. На истории создания зональных шкал по диатомеям приходится останавливаться потому, что определение возраста зоны через возраст литостратона в практике отечественной диатомовой стратиграфии сохраняется до настоящего времени.

Шкала Н.И. Стрельниковой (рис. 3) была создана в 80–90-х годах частично на океаническом материале. Однако, как и шкала З.И. Глезер, она является сборной и состоит из последовательности диатомовых комплексов трех значительно разобщенных регионов. Зоны – Coscinodiscus payeri, Pyxilla gracilis, Pyxilla oligocaenica, выделенные по разрезам Западной Сибири, совпадают с зонами шкалы З.И. Глезер по названиям и составу комплексов, но им придается раннеэоценовый возраст на основе корреляции с зонами по радиоляриям в тех же разрезах [Козлова, Стрель-

отдел	Подотдел	Apyc	Зональная шкала по планктонным фораминиферам	Диатомен [Глезер, 1979]	
	Верхний	Приабонский	Turborotalia centralis		
эоцен			Globigerina corpulenta	Paralia oamaruensis	
			Globigerapsis tropicalis		
	Средний	Бартонский	Globigerina turcmenica (Truncorotaloides rohri)	Pyxilla oligocaenica	
			Hantkenina alabamensis	Pyxilla gracilis	
		Лютетский	Acarinina rotundimarginata		
			Acarinina bullbrooki	Coscinodiscus	
	Нижний	Ипрский	Globorotalia aragonensis	payen	
			Globorotalia subbotinae s.l.	Coscinodiscus josephinus	
палеоцен	Верхний	Ř	Acarinina acarinata	Hemiaulus proteus	
		Верхний Танетски	нетскі	Acarinina subsphaerica	Trinacria
			Tai	Acarinina djanensis	ventriculosa





[Решения палеогеновой комиссин..., 1989]

A

Рис. 2. Диатомовые зональные схемы З.И. Глезер разных лет

B



Рис. 3. Зональная шкала Н.И. Стрельниковой [1992]

никова, 1984]. Зоны среднего эоцена – Craspedodiscus oblongus, Praecymatosira monomembranacea, слои с Coscinodiscus aff. tenerrimus – были выделены по скважинам Норвежского моря и интерпретировались как нижняя половина среднего эоцена [История микропланктона..., 1979]. Слои с Hemiaulus polymorphus var. charkovianus, Coscinodiscus succinctus, Triceratium unguiculatum были установлены по разрезам северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины и охватывали тот же стратиграфический интервал, что и зона Paralia oamaruensis шкалы З.И. Глезер, но сопоставлялись со второй половиной среднего-низами верхнего эоцена, так как в Центральной Атлантике, в скв. 390А [Стрельникова, 1992] эти слои были выделены в тех же интервалах, что зоны NP15-NP16 по нанопланктону.



Рис. 4. Палеогеновая палеомагнитная шкала Кандла-Кента и океанические зоны по диатомеям, по [Barron, Baldauf, 1995]

Таким образом, между интервалами зон Pyxilla oligocaenica и Paralia oamaruensis Н.И. Стрельникова помещала выделенные в Норвежском море три дополнительные зоны, соотнесенные с нижней частью среднего эоцена. Тем самым подразумевалось несмыкание зональной последовательности диатомовых комлексов Западной Сибири и Русской платформы. Уровень, соответствующий верхней зоне, – Paralia oamaruensis, интерпретировался как вторая половина среднего эоцена, а не верхний эоцен, как считала З.И. Глезер.

Тем временем стратиграфия палеогеновых отложений Норвежского моря в результате новых работ по проекту ODP подверглась ревизии [Goll, 1989]. Была показана одновозрастность интервалов с диатомеями в скв. 338, где была выделена зона Craspedodiscus oblongus, и скв. 340, где были выделены зоны Praecymatosira monomembranaceae, Coscinodiscus aff. tenerrimus, которые теперь коррелируются с верхней половиной среднего эоцена. Таким образом, оказалось, что стратиграфическое положение зон Норвежского моря в шкале Н.И. Стрельниковой требует пересмотра. Кроме того, возникли недоразумения с зоной Craspedodiscus oblongus. Разными исследователями было выделено несколько провинциальных океанических зон с этим названием, но с разным стратиграфическим объемом [Schrader, Fenner, 1976; История микропланктона..., 1979; Barron et al., 1982; MeLean, Barron, 1988]. После уточнения стратиграфического диапазона распространения Craspedodiscus oblongus (вид появляется в верхней половине раннего эоцена, а исчезает в конце среднего [Gombos, 1982; Fenner, 1985; Barron, Baldauf, 1995]), зона Craspedodiscus oblongus, завершающая нижний эоцен, была признана соответствующей требованиям Международного стратиграфического кодекса. Теперь эта зона включена в океаническую диатомовую шкалу. Ее основание проводится по появлению вида-индекса, а кровля – по появлению Triceratium kanayae в начале среднего эоцена [Fenner, 1985; Barron, Baldauf, 1995] (рис. 4). Зона Craspedodiscus oblongus, выделенная в Норвежском море Н.И. Стрельниковой, оказалась невалидной.

Обе исследовательницы строили свои шкалы, собирая и надстраивая диатомовые комплексы по нескольким регионам, полагая при этом, что имеют дело с непрерывной диатомовой последовательностью. Недостаточность данных об эволюции палеогеновых диатомей на родовом и видовом уровне осложняла стратиграфический анализ. После начала океанических работ было получено много новых данных об интервалах распространения важных для стратиграфии видов диатомей и даже построена таблица появления и исчезновения видовмаркеров, определяющих границы океанических зон [Barron, Baldauf, 1995].

Зональные маркеры и зональные границы. В отечественной диатомовой литературе методика выделения зон до последнего времени была существенно иной. Господствовал "ботанический" подход, когда описывалась "вся флора" – сначала доминанты, потом субдоминанты и т.д. Интервалы распространения видов не анализировались. Практически каждый новый комплекс диатомей фиксировался не по появлению, а по максимому численности зонального вида. При отсутствии коррелятивных групп фауны, обычном для кремневых толщ, при таком подходе неопределенным оставалось положение зональных границ. Отчасти поэтому возраст большинства зон по диатомеям в обеих шкалах оказался "плавающим": в шкале З.И. Глезер интервал зон Coscinodiscus payeri–Рухіlla оligocaenica соответствовал, даже в последних публикациях, верхам ипра–лютету, в шкале Н.И. Стрельниковой – ипру–низам лютета.

В последние годы обе исследовательницы стремились, используя принципы Международного стратиграфического кодекса, границы зон проводить по появлению вида-индекса. Однако при этом выявились несоответствия в традиционных представлениях об уровнях появления ряда видов-маркеров в эпиконтинентальных разрезах палеогена юга России и океанических разрезах, что привело З.И. Глезер [1994, 1996] даже к выводу о несопоставимости диатомовых флор океанических и эпиконтинентальных бассейнов. Расхождения касаются прежде всего уровней появления Рухіlla gracilis, Рухіlla oligocaenica, Paralia oamaruensis – зональных видов соответствующих зон шкалы З.И. Глезер и Craspedodiscus oblongus – зонального вида шкалы Н.И. Стрельниковой.

Разрез скв. СП-1 используется и З.И. Глезер, и Н.И. Стрельниковой для уточнения возрастного объема эоценовых зон и детализации шкал (см. рис. 1). При этом З.И. Глезер выделяет в нижней части разреза зону Coscinodiscus payeri, а Н.И. Стрельникова – примерно в том же интервале зону Pyxilla gracilis.

Рухіlla gracilis, по представлению обеих исследовательниц, появляется в середине раннего эоцена. Однако как в океанических [Fourtanier, 1991], так и в эпиконтинентальных отложениях [Fenner, 1994], уровень появления вида был зафиксирован на рубеже палеоцена-эоцена; зона Рухіlla gracilis в Индийском океане начинает нижний эоцен. Н.И. Стрельникова, использовавшая в своей шкале критерий проведения зональных границ по первому появлению вида-индекса, в скв. СП-1 начинает диатомовую зональность с зоны gracilis. Формально она права: Р. gracilis появляется с основания стратиграфического интервала, содержащего диатомеи. Однако одновременно появляется и Coscinodiscus payeri – зональный вид нижележащей зоны. На том же уровне обнаружен нанопланктон зоны NP12. Стратиграфическое положение зон Coscinodiscus payeri и Pyxilla gracilis при такой зональной датировке становится непонятным.

З.И. Глезер [1996] показывает различия в численности Р. gracilis в разных разрезах юга России и признает, что Рухіlla gracilis встречается и ниже зонального интервала, а зона Рухіlla gracilis, выделяемая между Coscinodiscus payeri и Рухіlla oligocaenica, не имеет четкого обоснования. Она предлагает новое зональное расчленение нижней части эоцена [Глезер, Степанова, 1994]. По разрезу одной скважины в Карском море, привязка которой, к сожалению, не дается, проводится ревизия ранее выделенных зон: Coscinodiscus josephinus (= C. uralensis) и Coscinodiscus payeri и выделяются две новые – Coscinodiscus decrescens и Brightwellia hyperborea, которые заменяют зону Рухіlla gracilis (см. рис. 2,  $\mathcal{B}$ ). При расчленений скважины СП-1 новая комбинация рассматривается ею как узаконенный элемент провинциальной диатомовой схемы. Рассмотрим методику нового расчленения (см. рис. 2,  $\mathcal{B}$ ).

В скважине Карского моря диатомеи встречены в четырех интервалах разреза, разделенных бездиатомовыми промежутками. Каждый такой интервал описывается как самостоятельная зона. Основание каждой зоны, за исключением Pyxilla oligocenica, проводится по появлению в разрезе зонального вида, которое совпадает с основанием интервала с диатомеями. Однако фактически только основание зоны рауегі действительно совпадает с появлением зонального вида. Хотя подошву зоны decrescens З.И. Глезер определяет по появлению вида-индекса, однако в большинстве ранних работ по палеогену С. decrescens отмечается как характерный элемент комплекса с Coscinodiscus payeri [Диатомовые..., 1974], да и в скважине Карского моря появление Coscinodiscus decrescens отмечено еще в интервале, относимом к зоне рауегі. Объем зоны hyperborea принимается как верхи ипра-низы лютета [Глезер, 1996]. При этом сама исследовательница отмечает, что В. hyperborea, по данным Fenner [1985], появляется в середине ипра. Таким образом, и для зоны decrescens, и для зоны hyperborea истинное появление зонального вида не совпадает с тем положением зональной границы, которое декларируется.

Можно добавить, что зона с названием Brightwellia hyperborea была выделена ранее в верхах лютета [Gombos, 1982] и З.И. Глезер, по-видимому, старалась соотнести объем выделяемой зоны с зоной А. Гомбоса. Таким образом, при замене Pyxilla gracilis на две новые зоны повторяются существовавшие ранее противоречия как с обоснованием зональных границ, так и с названием зон.

Если обратиться к разрезу скв. СП-1 (см. рис. 1, колонка "Глезер, 1996"), то здесь зона hyperborea почему-то не выделяется, а ее стратиграфический уровень занимает зона Pyxillla oligocenica, хотя оба вида в разрезе скв. СП-1 появляются в той же последовательности, что и в скважине Карского моря. Несмотря на заявления о несовпадении уровней появления видов в океане и в эпиконтинентальных морях, для маркировки зональных границ З.И. Глезер использует преимущественно океанические маркеры. Однако появление вида в конкретном разрезе она принимает за эволюционное появление, а случаи несовпадения этого уровня с появлением того же вида в океане объясняет различиями в эволюции одних и тех же видов в океане и эпиконтинентальных бассейнах [Глезер, 1994], но никак не различиями фациальных условий водоемов.

Фактически до последнего времени эволюция палеогеновых диатомей изучалась преимущественно на родовом и надродовом уровне [Диатомовые водоросли СССР, 1974; Глезер, 1994; Стрельникова, 1992]. Нашими зарубежными коллегами были сделаны первые анализы распространения океанических видов-маркеров [Gombos, 1982, Fenner, 1985, Fourtanier, 1991; и др.]. Сравнительное изучение эоценовых диатомей из скв. СП-1 и 400А Северной Атлантики [Радионова, 1996, табл. 2] выявило ряд общих видов-маркеров, уровни появления или исчезновения которых в океаническом и эпиконтинентальном бассейнах совпадают. Анализ данных, приведенных по скв. СП-1 моими коллегами: З.И. Глезер, 1996 г. (см. рис. 2), Г.Э. Козловой, И.Е. Хохловой, Н.И. Стрельниковой (наст. сборник), позволил дополнить этот ряд и рассмотреть интервалы распространения 18 видов-маркеров в двух кремнесодержащих толщах – байлисайско-шолаксайской и в шубарсайской, разделенных терригенной булдуртинской свитой, не содержащей никаких органических остатков.

Реперные виды днатомей, представленные в байлисайской и шолаксайской свитах скв. СП-1. Появление Pyxilla oligocaenica в разрезе скв. СП-1 фиксируется в том же интервале, что и нанопланктон зоны NP13 (см. рис. 1, правая часть). На этом же уровне З.И. Глезер и Н.И. Стрельникова проводят нижнюю границу зоны oligocenica. Таким образом, в данном разрезе интервал зоны Pyxilla oligocenica, выделяемой З.И. Глезер, фактически оказывается значительно ниже, чем обозначено в ее зональной схеме 1996 г., и реально соответствует верхнему ипру, как указывала Н.И. Стрельникова по материалам Западной Сибири [Козлова, Стрельникова, 1984] и Норвежского моря [Goll, 1989].

Появление Craspedodiscus oblongus - океанического маркера верхней части раннего эоцена в скв. СП-1 совпадает с появлением Pyxilla oligocaenica (см. рис. 1). Интервал распространения этого вида – от середины ипра до верхов бартона. По первому появлению вида в Атлантическом океане, которое совпадает с основанием зоны NP13 по нанопланктону, проводится нижняя граница зоны Craspedodiscus oblongus [Gombos, 1982; Fenner, 1985]. В скв. СП-1 вид встречается единично, поэтому уровень его появления установить непросто. Его первое появление отмечено Э.П. Радионовой [1996] в интервале 137-130 м. З.И. Глезер нашла его ниже в интервале 146-137 м, в основании шолаксайской свиты, что соответствует уровню зоны NP13 по нанопланктону и вполне коррелируется с уровнем появления вида в Атлантическом океане. Н.И. Стрельниковой Cr. oblongus найден только на глубине 77 м в основании шубарсайской свиты. Здесь она проводит основание зоны oblongus и соотносит низы шубарсайской свиты с концом ипра-началом лютета, что, по-видимому, ошибочно. Появление Triceratium kanayae var trilobata и Triceratium inconspicuum, океанических видов-маркеров, приурочено в тропической Атлантике к основанию среднего эоцена (середина зоны NP14 [Fenner, 1984, 1985]). По их появлению проводится граница зон Craspedodiscus oblongus и Triceratium kanayae океанической шкалы (см. рис. 4).

В шолаксайской свите установлено последовательное появление Craspedodiscus oblongus – в интервале 146–137 м и Triceratium kanayae – в интервале 117–110 м. Таким образом, здесь имеется полный объем океанической зоны Craspedodiscus oblongus и основание зоны Triceratium kanayae, начинающей средний эоцен (см. рис. 1).

Появление Coscinodiscus payeri, по данным З.И. Глезер [1996] и Э.П. Радионовой [1996], в скв. СП-1 соответствует уровню 185–173 м. В этом интервале обнаружен нанопланктон зоны NP12. В нижней части диатомового интервала (195– 185 м) вид еще отсутствует, а на уровне 130 м он уже исчезает. Появление. С. рауегі в интервале, охарактеризованном нанопланктоном зоны NP12, показано Козловой и др. (наст. сборник), а также Э.П. Радионовой [1996] по скв. 400А в Бискайском заливе. Появление С. рауегі – единственный маркер основания зоны Coscinodiscus payeri.

Исчезновение Coscinodiscus payeri приходится в изученных материалах на вторую половину ипра и коррелируется с зоной NP13.

214

Исчезновение Grunowiella gemmata (= Sceptroneis gemmata) [Schrader, Fenner 1976] в скв. СП-1 фиксируется в интервале 137–130 м, т.е. на том же уровне, что и Coscinodiscus payeri – примерно в средней части зоны NP13. Исчезновение обеих видов можно использовать как маркеры верхней границы зоны Coscinodiscus payeri [Радионова, 1996].

Появление Brightwellia hyperborea относится к середине ипра, зоне NP 12 [Стрельникова, 1992]. В скв. 400А этот вид появляется одновременно с Coscinodiscus payeri, однако в скв. СП-1 он фиксируется позже. Здесь его появление коррелируется с нанопланктонной зоной NP13. Появление Azpeitia aff. voluta в скв. СП-1 и в скв. 400А Бискайского залива коррелируется с зоной NP13.

Появление Coscinodisus polyactis и Cristodiscus (Coscinodiscus) succinctus в скв. СП-1 отмечено в верхах шолаксайской свиты (глубина 100 м) вслед за Triceratium kanayae var. trilobata. Первое появление Coscinoduscus succinctus в Атлантическом океане и Бискайском заливе также коррелируется с серединой зоны NP14 по нанопланктону [Bukry, 1978, табл. 17, 3; Радионова, 1996]. Его эволюционное появление может рассматриваться как реперный уровень начала среднего эоцена.

На рис. 1 стрелками указаны виды, уровень появления или исчезновения которых определен достаточно надежно. Таким образом, в байлисайской и шолаксайской свитах скв. СП-1 прослежена последовательность видов-маркеров верхнего ипра-основания лютета, в том числе океанических, свидетельствующая о непрерывности разреза. Особенно важно выявление нескольких видов маркеров, появляющихся на границе ипра-лютета: Triceratium kanayae, Tr. inconspicuum, Crispodiscus succinctus; менее надежны Peponia barbadensis, Coscinodiscus obscurus var. cancavus, Cosmiodiscus senarius. Три последние вида типичны для второй половины среднего эоцена и имеют сравнительно высокую численность в шубарсайской свите. Эта свита отделена от шолаксайской лишенной планктона булдуртинской свитой. Диатомеи встречаются с самого основания шубарсайской свиты, однако часть видов-маркеров, по-видимому, появляется в шолаксайской свите, они доминируют или исчезают в шубарсайской. Большинство из них рассматриваются только как слои с диатомеями.

Возможные виды-маркеры, представленные в шубарсайской свите скв. СП-1. Вipalia (= Paralia, = Melosira) оатагиелзія первоначально был описан из формации Оамару, которую в те годы относили к верхнему эоцену [Doig, 1967], что и послужило основанием к выделению зоны Paralia oamaruensis в составе верхнего эоцена [Глезер, 1979]. Наиболее ранние находки этого вида совместно с нанопланктоном в Днепровско-Донецкой впадине [Радионова и др. 1994] (а также см. рис. 5, вкл.) позволяют говорить о его присутствии в верхнем лютете, однако зафиксировать уровень его появления в непрерывной диатомовой последовательности не удалось. В скв. СП-1 этот вид найден только в верхней части шубарсайской свиты (глубина 55 м). Верхний предел распространения не известен.

Реропіа barbadensis – З.И. Глезер [1996] отмечено его появление в верхах шолаксайской свиты (глубина 100 м). Он характерен также для нижней части шубарсайской свиты и не встречается выше интервала 77-66 мм. По-видимому, интервал его распространения – лютет, а пик численности приурочен к верхнему лютету. В этом интервале вид обнаружен в скв. 400А [Радионова, 1996] и в разрезах северного борта Днепровско-Донецкой впадины (рис. 5).

Cosmiodiscus senarius – также появляется в основании лютета, верхах шолаксайской свиты (глубина 93 м). В низах шубарсайской свиты становится более частым, а в верхней части свиты отсутствует.

Azteitia aff. vetustissima – появляется в шубарсайской свите (глубина 77 м). Рассматривается как возможный репер среднего эоцена.

Brightwelia imperfecta – океанический зональный вид второй половины среднего эоцена, его появление коррелируется с верхами зоны NP 16, а исчезновение – с зоной NP 17 по нанопланктону [Fenner, 1984]. В шубарсайской свите встречен единично (глубина 66 м).

Cosmiodiscus breviradiatus появляется в верхней части шубарсайской свиты. На рис. 5 показана его приуроченность к бартонскому интервалу Днепровско-Донецкой впадины.

Craspedodiscus oblongus в океанических отложениях исчезает с верхней части среднего эоцена [Fenner, 1985, McLean; Barron, 1988; Barron, Baldauf, 1995]. Присутствие в шубарсайской свите и в аналогах харьковской свиты (см. рис. 5) подтверждают среднеэоценовый возраст этих толщ.

Смыкаемость зональных границ. В основе зональной шкалы З.И. Глезер [1996] для палеогеновых отложений юга Русской платформы лежит представление о непрерывности диатомовой зональной последовательности от палеоцена, по крайней мере, до верхнего эоцена. Поэтому переход от зоны Рухіlla oligocaenica к тем комплексам, которые ранее именовались зоной Paralia oamaruensis, рассматривается как непрерывный. Разрез скв. СП-1 дает редкую возможность проследить этот переход. З.И. Глезер полагает, что в скв. СП-1 интервал 145–97 м (см. рис. 1), соответствующий в ее представлении зоне Рухіlla oligocaenica, косвенно коррелируется с зоной NP13–NP16 по нанопланктону.

Однако в составе комплекса зоны oligocaenica [Глезер, 1996, рис. 2] не приводится ни одного вида диатомей, характерного только для бартона. Появление Craspedodiscus oblongus, а также силикофлагеллат Dictyocha spinosa и Naviculopsis minor в верхней части шолаксайской свиты, а Triceratium kanayae в ее кровле (см. рис. 1) свидетельствуют о позднеипрском возрасте этой части разреза. Интервал 90–77 м представлен песчаной бездиатомовой толщей. Выше, с основания шубарсайской свиты, появляется типичный комплекс зоны Paralia oamaruensis, тем не менее нижнюю часть шубарсайской свиты З.И. Глезер относит к слоям с Cosmiodiscus senarius-Coscinodiscus praenitidus и ставит ниже зоны Paralia (теперь Bipalia) оаmaruensis. Вопрос о возрасте этой толщи трудно решать только на основании разреза скв. СП-1, без корреляции с другими разрезами. С этой точки зрения достаточно любопытным представляется сравнение комплексов диатомей шубарсайской свиты с комплексами киевской свиты – низов харьковской свиты и их аналогов по разрезам северного борта Днепровско-Донецкой впадины (см. рис. 5).

Во всех приведенных разрезах так же, как и в шубарсайской свите, выделяются два интервала с многочисленными диатомеями, разделенные бездиатомовым интервалом различной мощности. Как видно из рис. 5, Paralia oamaruensis, Cristodiscus succinctus встречаются в обоих диатомовых интервалах, но варьируют в численности, Peponia barbadensis – только в нижнем, Brightwellia imperfecta, Triceratium unguiculatum, Cosmiodiscus breviradiatus – в верхнем. Характерно, что в верхнем интервале встречается и Craspedodiscus oblongus, уровень исчезновения которого фиксируется в верхах среднего эоцена [Fenner, 1985, Barron, Baldauf, 1995], что подтверждает среднеэоценовый возраст этого диатомового комплекса.

Таким образом, правомерно расчленение этого комплекса на две части в ранге слоев, но не вне, а внутри интервала, определяемого как зона Bipalia oamaruensis.

Пути зонального расчленения эоценовых отложений и возможности увязки региональных диатомовых шкал. Недостатком зональных схем эпиконтинентальных бассейнов является неопределенность возрастных границ зон, обусловленная узким стратиграфическим диапазоном распространения кремневых организмов в пределах той или иной толщи. Это связано с циклическим строением эпиконтинентальных толщ: нижние либо верхние фации каждого цикла, либо те и другие часто представлены более терригенными фациями, а кремневый планктон приурочен к средним, наиболее мористым фациям. Другая сложность связана с эпиплатформенными перерывами, амплитуду которых часто трудно установить. Еще и поэтому объем многих зональных подразделений по диатомеям остается дискуссионным. В изученных разрезах такими интервалами неопределенности при определении границ зональных подразделений является большая часть байлисайской свиты (интервал 212–175 м в скв. СП-1), где диатомеи или радиолярии редки.

Если рассмотреть теперь объем и характеристику зональных подразделений, выделенных в скв. СП-1 тремя исследователями (см. рис. 1), то реально можно говорить только о трех рубежах в пределах байлисайской и шолаксайской свит: 1) исчезновение Coscinodiscus uralensis и появление Coscinodiscus payeri интервале 185–175 м; 2) исчезновение Grunowiella gemmata и Coscinodiscus payeri s. s (?) и появление Pyxilla oligocaenica var. tenue, Craspedodiscus oblongus, Coscinodiscus polyactis в интервале 146–137 м; 3) появление Triceratium kanayae var. trilobata, T. inconspicuum. var. trilobata, Cristodiscus (Coscinodiscus succinctus) в интервале 110–100 м.

Если обратиться к рис. 1, становится ясным, что эти границы фиксируются всеми исследовательницами: З.И. Глезер в интервале 185–137 м выделяет зоны Coscinoduscus payeri и Coscinodiscus decrescens (бывшая Pyxilla gracilis), Н.И. Стрельникова – Pyxilla gracilis, Э.П. Радионова – Coscinodiscus payeri. Интервал 137–100 м З.И. Глезер и Н.И. Стрельникова рассматривают как интервал зоны Pyxilla oligocaenica, а Э.П. Радионова – как зону Azpeitia aff. voluta. Верхний рубеж (в интервале 110–100 м) принимается пока не всеми.

Байлисайская и шолаксайская свиты в скв. СП-1 рассматриваются как непрерывная последовательность трех циклов терригенно-кремнистых толщ, охватывающих интервал от середины ипра до основания лютета. Начало каждого цикла фиксируется по появлению алевритовых фаций, в которых кремневые организмы значительно обеднены или отсутствуют, однако нет оснований говорить о перерывах в основании циклов, т.е. о каких-то лакунах в разрезе, так как в обеих толщах обнаружены многочисленные реперы второй половины ипраоснования лютета как по карбонатному (в нижних двух циклах), так и по кремневому планктону.

В пределах верхней части байлисайской и полного объема шолаксайской свит (192–93 м) прослеживаются две полные зоны по диатомеям, границы которых можно фиксировать:

Первая (175–137 м) – интервал полного распространения Coscinodiscus payeri. Нижняя граница зоны определяется по исчезновению Coscinodiscus uralensis и появлению Coscinodiscus payeri, верхня – по исчезновению С. payeri, Grunowiella gemmata и появлению Pyxilla oligocaenica. Коррелируется с зоной NP12-основанием зоны NP13 по нанопланктону.

Вторая (137–100 м) Pyxilla oligocaenica (примерно соответствует Azpeitia aff. voluta) [Радионова, 1996]. Нижняя граница определяется по появлению вида-индекса Azpeitia aff. voluta, Craspedodiscus oblongus и силикофлагеллаты – Dictyocha spinosa, верхняя граница – по появлению Triceratium kanayae var. trilobata, T. inconspicuum и T. brachiatum и исчезновению T. basilica. В верхах шолаксайской свиты (100– 89 м) выделяются слои с Triceratinm kanayae (или T. inconspicuum), отвечающие основанию среднего эоцена.

Булдуртинская свита, представленная терригенными породами, микропланктона не содержит. От вышележащей толщи ее отделяет перерыв, поскольку в основании шубарсайской свиты присутствуют виды, характерные только для верхнего лютета-бартона.

На примере зональных подразделений разреза скв. СП-1 отчетливо видно, что смыкания диатомовых подразделений ипра-низов лютета и бартона установить не удается из-за отсутствия диатомовых фаций или перерыва в средней части лютета. До настоящего времени в пределах Южной России и Казахстана нет ни одного разреза, где была бы прослежена смена комплексов зоны Pyxilla oligocaenica на комплексы зоны Paralia oamaruensis. По-видимому, для эоцена всего региона

удается установить два интервала, содержащие диатомеи: верхний ипр-основание лютета, самые верхи лютета(?)-бартон.

Как известно, комплекс диатомей из киевской и харьковской свит был представлен [Глезер, и др., 1965] как зона Paralia oamaruensis, но реперы границ не были выделены. Выше мы старались показать, что из-за отсутствия смыкаемости в региональной диатомовой последовательности верхнюю диатомовую толщу следует оставить в ранге слоев с Peponia barbadensis и слои с Brightwellia imperfecta (либо с Cosmiodiscus breviradiatus).

Исчезновение Peponia barbadense, Coscinodiscus senarius в средней части шубарсайской свиты и появление Brightwellia imperfecta, Dictyocha hexacantha, Azpeitia aff. vetustissima определяет переход от слоев с Peponia barbadensis к слоям с Brightwellia imperfecta.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-95-15002).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беньямовский В.Н., Сегедин Р.А., Акопов Т.Р. и др. Новые свиты палеоцена и эоцена Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 68–76.
- Бугрова Э.М., Табачникова И.П., Николаева И.А. и др. Палеогеновая система // Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. М.: Недра, 1991. С. 130–143.
- Глезер З.И. Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 117. С. 19–30.
- Глезер З.И. Сопоставление этапов развития палеогеновой диатомовой флоры морских эпиконтинентальных и океанических бассейнов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 103–107.
- Глезер З.И. Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремневому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской впадины) // Там же. 1996. Т. 4, № 4. С. 83–94.
- Глезер З.И., Зосимович В.Ю., Клюшников М.Н. Циатомовые водоросли палеогеновых отложений бассейна р. Северский Донец и их стратиграфическое положение // Палеонтол. сб. 1965. Вып. 2, № 2. С. 73–87.
- Глезер З.И., Степанова Г.В. Расчленение и корреляция палеогеновых отложений Карского моря по диатомеям и силикофлагеллатам // Региональная геология и металлогения. Л.: ВСЕГЕИ, 1994. № 2. С. 148–153.
- Глезер З.И., Табачникова И.П. Биостратиграфия палеогеновых отложений Северного и Восточного Прикаспия // Сов. геология. 1985. № 8. С. 56–63.
- Диатомовые водоросли СССР: Ископаемые и современные. Т. 1. Л.: Наука, 1974. 402 с.
- *Жузе А.П.* Диатомовые третичных отложений // Диатомовый анализ. М.: Госгеолтехиздат, 1949. Т. 1. С. 114–152.
- История микропланктона Норвежского моря. Л.: Наука, 1979. 191 с.
- Козлова Г.Э., Стрельникова Н.И. Значение разреза Усть-Маньинской скважины 19-У для зонального расчленения палеогена Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984. С. 70–78.
- Кротов А.И., Шибкова К.Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях восточного склона Урала и Зауралья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961. Вып. 9. С. 191–249.
- Радионова Э.П. Сравнительное изучение эоценовых диатомей приокеанических и внутриплатформенных разрезов (Северная Атлантика и Русская платформа) // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 83–101. (Вопр. микропалеонтологии; Вып. 31).
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н. Эоценовые отложения северо-восточного борта Днепровско-Донецкой впадины: (Зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–102.
- Решения XV пленума комиссии по палеогеновой системе // Постановления Межведомст-

венного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. Вып. 21. С. 42-44.

- Решения XVI пленума комиссии по палеогеновой системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ. 1989. Вып. 24. С. 51–53.
- Рубина Р.И., Дрознес М.А. Эоценовые отложения Нижнего Приобья // Решения и тр. межвед. совещ. по доработке и уточнению стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. С. 264–271. Стратиграфический кодекс. МСК. Изд. 2-е, доп. СПб., 1992. 120 с.
- Стрельникова Н.И. Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 1992.
- Хохлова И.Е. Палеогеновые радиолярии южной России: Таксономический состав и палеогеографические реконструкции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 4. С. 53–61.
- Barron J.A., Baldauf J. Cenozoic marine diatom biostratigraphy and applications to paleoclimatology and paleoceanagraphy // In: Blome C.D. et al. Siliceous Microfossils, Paleontological Soc.: Short Courses in Paleontology. 1995, vol. 8. P. 107–118.
- Barron J.A., Bukry D., Poore R.Z. Correlation of the middle Eocene Kellog Shale of the northern California // Micropaleontology. 1982. Vol. 30, N 2. P. 138-170.
- Bukry D. Cenozoic coccolith, silicoflagellate and diatom stratigraphy, DSDP, Leg 44 // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 44. P. 807-864.
- Doig A.Y. The Oamaru diatomite deposits // Microscope. 1962. Vol. 13, N 6. P. 141-149.
- Fenner J. Eocene-Oligocene planktonic diatom stratigraphy in the low latitudes and the high southern latitudes // Micropaleontology. 1984. Vol. 30. P. 319-342.
- Fenner J. Late Cretaceous to Oligocene planktonic diatoms // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 713–762.
- Fenner J. Diatoms of the Fur Formation, their taxonomy and biostratigraphic interpretation: Results from the Harre borehole, Denmark, Aarhus // Aarhus, Geoscience. 1994. Vol. 1. P. 99–163.
- Fourtanier E. Paleocene and Eocene diatom: Biostratigraphy and taxonomy of eastern Indian Ocean, site 752 // Proc. ODP. Sci. Results. 1991. Vol. 121. P. 171-187.
- Goll R.V. A synthesis of Norwegian Sea biostratigraphies ODP leg 104 on the Voring plato // Proc. ODP. Sci. Results. 1989. Vol. 104. P. 777–828.
- Gombos A.M. Early and Middle Eocene diatom evolutionary events // Bacillaria. 1982. Vol. 5. P. 225-242.
- McLean H., Barron J.A. A Late Middle Eocene diatomite in North-western Baja California Sur, Mexico: Implications for tectonic translation // Paleogene stratigraphy, West Coast of America. Pacific section, S.E.P.M. West Coast Paleogene Symp. 1988. Vol. 58. P. 1-8.
- Perch-Nielson K. Silicoflagellates // Plankton stratigraphy. Cambridge: Univ. press, 1985. P. 811-846.
- Schrader H.Y., Fenner J. Norvegian Sea Cenozoic Diatom biostratigraphy and taxonomy // Init Reps. DSDP. 1976. Vol. 38. P. 921–1099.

### ABSTRACT

Based on an analysis of diatom distribution and a geologic study in the Eocene succession from Hole SP-1 (north Peri-Caspian Depression), this paper reviews critically how regional zonal diatom scales are applied [Glezer, 1996] (Strel'nikova et al., this collection). It is demonstrated that because no clear-cut approach exists in validating zone boundaries, most zones (including those proposed in recent years) of both regional scales can be viewed as mere "layers with faunas" with changeable zone boundaries. A diatom zonal scale for the Eocene deposits of southern Russia can be presented in the form of two discontinuous intervals, Ypresian-basal Lutetian and Upper Lutetian–Bartonian. For both intervals, I have studied 17 marker species whose appearances and disappearances can be used to position zone boundaries. The stratigraphic scheme thus refined identifies the upper Ypresian with the Coscinodiscus payeri and Pyxilla oligocaenica Zones; basal Lutetian, with the layers with Triceratium kanayae; and upper Lutetian–Bartonian, with the layers with Peponia barbadensis, Pyxidicula charkoviana and the layers with Cosmiodiscus breviradiatus, Brightwellia imperfecta.

### Объяснения к таблицам статьи С.В. Наугольных "Сравнительный анализ..."

# Таблица I. Характерные представители типичного верхнеартивского флористического комплекса

1 – Psygmophyllum cf. cuneifolium (Kutorga) Schimper; 2 – Paracalamites decoratus (Eichw.) Zal.; 3, 6, 8 – Р. frigidus Neub.; 5 – кора лепидофита (?); 7 – Tylodendron speciosum Wiess; 9 – Ресортегія sp., комбинированная фотография с использованием изображений отпечатка и противоотпечатка, дополняющих друг друга. Экземпляры происходят из урминской (1-4, 6-9) и верхней части шалинской (5, 7) свит, саргинский горизонт, артинский ярус, нижняя пермь (5, 7 – район ст. Шаля-Сара, Средний Урал, коллекция ГИН РАН 4572; 1-4, 6-9 – р. Сылва, с. Черная Гора, Среднее Приуралье, коллекция ГИН РАН 4031). Длина масштабной линейки 1 см

### Таблица II. Птеридофиты кунгурского (бардинского) флористического комплекса Среднего Приуралья

1,2 – Phyllotheca ex gr. campanularis Zal. emend. Naug., дистальная (1) и проксимальная (2) части одного побега; 3 – Sphenophyllum biarmicum Zal., фрагмент побега с тремя мутовками листьев; 4 – Equisetinostachys sp. SVN-1, фертильный побег (многоярусный стробил), возможно, принадлежавший Phyllotheca stenophylloides Zal.; 5 – Phychocarpus distichus Naug.; 6 – часть филлоида Viatscheslaviophyllum (?) sp.; 7 – филлоид Viatscheslaviophyllum (?) sp.; филлоиды (6, 7), вероятно, принадлежали лепидофиту со спорофиллами Sadovnikovia belemnoides Naug.; 8 – фрагмент триждыперистой вайи Sphenopteris (?) sp. SVN-1; фрагмент триждыперистой вайи Pecopteris anthriscifolia Goeppert. Все экземпляры происходят из кошелевской свиты, иренский горизонт, кунгурский ярус, нижняя пермь (местонахождение Чекарда-1, Среднее Приуралье, коллекция ГИН РАН 3737). Длина масштабной линейки 1 см

### Таблица III. Эпидермально-кутикулярное строение представителей кунгурского (бардинского) флористического комплекса

*I* – Phychocarpus distichus Naug., след от опавшей споровой тетрады; 2, 3, 5 – Сурагissidium (al. Walchia) арргезѕит (Zal.) S. Меуеп, 2 – отдельное устьице с мощной проксимальной кутинизацией, 3 – кутикула краевой части листа с изометричными покровными клетками и большой группой устьиц, 5 – кутикула средней части листа с вытянутыми продольно исштрихованными покровными клетками и одиночным устьицем (в центре); 4, 6 – Psygmophyllum expansum (Brongn.) Schimp., 4 – устьице с кольцеобразной кутинизацией побочных клеток, 6 – внешняя (слева и справа) и внутренняя (в середине) поверхность кутикулы, видны хорошо развитые угловые утолщения и шипики на стенках покровных клеток; 7, 8 – Регтоннеса sp., кутикула поверхности спорангия, на 8 виден секреторный (смоляной) канал; 9 – Peltaspermum retensorium (Zal.) Naug. et Кегр, кутикула верхней стороны стерильного листа. Все экземпляры, с которых были получены препараты, происходят из кошелевской свиты, иренский горизонт, кунгурский ярус, местонахождение Чекарда-1, Среднее Приуралье, коллекция ГИН РАН 3773(11). Длина масштабной линейки 10 мкм (2), 20 мкм (4-6), 40 мкм (1, 3, 7-9)

### Таблица IV. Кордантантовые (3-5, 8), хвойные (2, 6, 7) и семена (1) кунгурского (бардинского) флористического комплекса Среднего Приуралья

I – gen. et sp. nov.?, амфоровидное семя с оттянутой и уплощенной верхушкой; 2 – Суparissidium (al. Walchia) appressum (Zal.) S. Meyen, апикальная часть ветви; 3, 4 – Nephropsis sp.; 5 – Gaussia imbricata Naug.; 6, 7 – Kungurodendron sharovii S. Meyen: 6 – почти целый женский стробил, 7 – семенная чешуя (слева вверху и в центре) и стерильный побег (C. appressum); 8 – Rufloria ex gr. derzavinii (Neub.) S. Meyen. Все экземпляры, с которых были получены препараты, происходят из кошелевской свиты, иренский горизонт, кунгурский ярус, местонахождение Чекарда-1, Среднее Приуралье, коллекции ГИН РАН 3773(11), 3737. Длина масштабной линейки 1 см

# Таблица V. Лепидофиты соликамского флористического комплекса уфимского яруса (1-3, 5-7) и близкие формы из кунгурского яруса (4)

 $I - филлоид Viatscheslaviophyllum vorcutense Neub., реконструкция по экземпляру (см.: [Наугольных, 1994, рис. 4, <math>\delta$ -г]; 2 -спорофилл лепидофита Viatcheslavia vorcutensis Zal. emend. Neub. (см.: [Наугольных, 1994, рис. 4, a]), хорошо заметны темноокрашенные устьичные полосы; 4 -Sadovnikovia belemnoides Naug., средняя часть спорофилла; 3, 5 - 7 -коры Viatcheslavia vorcutensis Zal., emend. Neub. Экземпляры происходят из соликамского горизонта уфимского яруса (местонахождение Полазна, Среднее Приуралье) и иренского горизонта кунгурского яруса, местонахождение Чекарда-1, Среднее Приуралье, коллекция ГИН РАН 3773(11). Длина масштабной линейки 1 см

### Таблица VI. Членистостебельные кожимрудницкого флористического комплекса

1,2 – Paracalamites decoratus (Eichw.) Zal.; 3,4 – Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal., 4 – стрелкой отмечен боковой побег; 5–8 – Paracalamites frigidus Neub. Все экземпляры происходят из кожимрудницкой свиты (? иренский горизонт кунгурского яруса), р. Кожим, Печорское Приуралье, коллекция ГИН РАН 4846. Длина масштабной линейки 1 см

# Таблица VII. Представители кожимрудницкого (4, 7, 8, 13) и интинского (1–3, 5, 6, 9–12, 14, 5) флористических комплексов

1, 2, 10, 14, 15 – Рагасаlатіtina striata (Schmalh.) Zal.: 1 - побег с двумя мутовками листьев ("Phyllotheca striata" Schmalh. sensu Neub., <math>2 - фертильная зона ("Tschernovia striata" Neub.), 10 – фрагмент крупного листового влагалища, 14, 15 – трахеиды с лестничными утолщениями на стенках; <math>3 - поверхность напластования с Orthotheca sp., Samaropsis vorcutana Tschirk. и Nephropsis (? Sulcinephropsis) sp.; <math>4 - Pecopteris cf. borealis Zal.; 5 - S. vorcutana Tschirk.; 6 – Prynadaeopteris sp. и Rufloria (Alatorufloria) ex gr. derzavinii (Neub.) S. Meyen; 7 – Zamiopteris sp.; <math>8 - Rufloria sp.; 9, 11 - Nephropsis (? Sulcinephropsis) sp.; 12 – Orthotheca sp. (sp. nov.); 13 – Zamiopteris sp. Экземпляры происходят из кожимрудницкой (? иренский горизонт кунгурского яруса) и интинской (соликамский и шешминский горизонты уфимского яруса) свит, р. Кожим, Печорское Приуралье, коллекция ГИН РАН 4846. Длина масштабной линейки 1 см <math>(1-13) и 10 мкм (14-15)

# Таблица VIII. Морфология вегетативных и генеративных органов Paracalamitina striata (Schmalh.) Zal.

I – осевая часть фертильной зоны, в нижней части видны рубцы от опавших спорофиллов, экз. ГИН 5846/92; 2 – фрагмент бокового побега с двумя листовыми мутовками, листья срастаются в хорошо развитые влагалища ("Phyllotheca striata" Schmalh. sensy Neub.), экз. ГИН 4846/143; 3 – часть листового влагалища, располагавшегося в проксимальной части боковой ветви, экз. ГИН 4846/98; 4 – фрагмент бокового побега: хорошо заметно листовое влагалище и свободные части трех листьев, экз. ГИН 4846/142; 5 – проксимальная часть молодого бокового побега с короткими листовыми влагалищами, экз. ГИН 4846/112; 6 – гипертрофированное листовое влагалище, экз. ГИН 4846/134; 7 – терминальный квазистробил (фертильная зона), хорошо видна терминальная мутовка стерильных листьев, экз. ГИН 4846/90; 8 – дистальная часть бокового побега, экз. ГИН 4846/15; 9 – основной побег, экз. ГИН 4846/82; 10 – короткое листовое влагалище, располагавшееся в проксимальной части развитой боковой ветви, экз. ГИН 4846/133. Все изображенные экземпляры происходят из слоя 103 местонахождения 2012b, р. Кожим, Печорское Приуралье. Интинская свита, соликамский горизонт, уфимский ярус, верхняя пермь. Длина масштабной линейки 1 см (1, 2, 6–10), 0,5 см (3–5)

### СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
ГЕОДИНАМИКА	
С.В. Руженцев	
Тектоническая структура Полярного Урала	7
С.В. Руженцев, В.А. Аристов	
Новые данные по геологии Полярного Урала	25
А.Н. Диденко, С.А. Куренков, Н.В. Лубнина, В.А. Симонов	
Магнитная текстура интрузивных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового мас- сива: оценка полей напряжений	42
А.А. Рассказов, С.Ф. Скобелев, И.Е. Стукалова	
Особенности влияния длительно развивавшихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере Восточного Урала)	60
С.Г. Самыгин, Н.Б. Кузнецов, Т.И. Павленко, К.Е. Дегтярев	
Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов	73
Г.Н. Савельева, А.Я. Шараськин, А.А. Савельев, А.Л. Книппер, П. Спадеа, Л. Гаджеро	
Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента	93
К.Е. Дегтярев, С.А. Куренков, Н.Б. Кузнецов, В.И. Ленных, Н.В. Лубнива, Т.И. Павленко	
Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал)	118
А.Е. Шлезнигер	
Строение верхнепалеозойско-кайнозойского Палеоурала и его развитие	128
СТРАТИГРАФИЯ	
Н.М. Чумаков	
Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволукского грабена)	138
С.В. Наугольных	
Сравнительный анализ пермских флористических комплексов Кожимского разреза (Печорское Приуралье) и стратотипического региона (Среднее Приуралье)	154
Т.В. Орешкина, А.С. Алексеев, С.Б. Смирнова	
Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты	183
Г.Э. Козлова, Н.И. Стрельникова, И.Е. Хохлова	

Морской	палеоген	Юго-Западного	Приуралья:	стратиграфия	по	кремневому	
микропланктону (скв. СП-1 и 148)						193	

Э.П.	Радионова
------	-----------

О методике построения эпиконтинентальных зональных шкал палеогена по диато- меям (на примере расчленения эоценовых отложений скв. СП-1, Северо-Восточный Прикаспий)	
объяснения к таблицам	220

### **CONTENTS**

Preface	5
GEODYNAMICS	
S.V. Ruzhentsev	
The tectonic structure of the Polar Ural	7
S.V. Ruzhentsev, V.A. Aristov	
The new dates on the geology of the Polar Ural	25
A.N. Didenko, S.A. Kurenkov, N.V. Lubnina, V.A. Simonov	
Magnetic structure of intrusive rocks in the Voikar-Synya ophiolite massif: the stress field estimation	42
A.A. Rasskazov, S.F. Skobelev, I.E. Stukalova	
Particularities of long-evolving faults influence upon the formation of coal deposits (examples from Eastern Urals)	60
S.G. Samygin, N.B. Kuznetsov, T.I. Pavlenko, K.E. Degtyarev	
The Kyshtym-Miass region structure in Southern Urals and problem of conjunction of Magnitogorsk and Tagil complexes	73
G.N. Savelieva, A.Ya. Sharaskin, A.A. Saveliev, A.L. Knipper, P. Spadea, L. Gaggero	
Ophiolites of Southern Uralides adjacent to the East European Continental Margin	93
K.E. Degtyarev, S.A. Kurenkov, N.B. Kuznetsov, V.I. Lennykh, N.V. Lubnina, T.I. Pavlenko	
The problem of identification of the Trans-Urals caledonides (Southern Urals)	118
A.E. Shlezinger	
The structure and evolution of the Upper Paleozoic and Cenozoic Paleourals	128

### STRATIGRAPHY

N.M. Chumakov	
The reference section of Vendian glacial deposits in Southern Urals (the Krivoluk graben's Kurgachlin Formation)	138
S.V. Naugol'nykh	
Comparative analysis of Permian floristic assemblages of Kozhim section (the Pechera Pre- Urals region) and the stratotype section (Middle Urals region)	154
T.V. Oreshkina, A.S. Alekseev, S.B. Smirnova	
Cretaceous-Paleogene deposits of the Polar Pre-Urals region: biostratigraphic and paleogeographic aspects	183
G.E. Kozlova, N.I. Strel'nikova, I.E. Khokhlova	
Marine Paleogene of south-western Pre-Urals region: the siliceous microplankton stratigraphy (Holes SP-1 and 148)	193
E.P. Radionova	
Methods of construction of the Paleogene epicontinental zonal scales by diatoms (demonstrated with subdivision of Eocene sediments, Hole SP-1, North-Eastern Pre-Caspian region)	206
Legends for phototables	220

Научное издание

#### УРАЛ:

#### ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ Геодинамики и стратиграфии

#### Труды ГИН, вып. 500

Утверждено к печати Редакционной коллегией Геологического института РАН

Заведующая редакцией "Наука – биосфера, экология, геология" А.А. Фролова Редакторы М.А. Яценко, Т.А. Никитина Художник Г.М. Коровина Художественный редактор В.Ю. Яковлев Технический редактор З.Б. Павлюк Корректоры А.Б. Васильев, Р.В. Молоканова

Набор и верстка выполнены в издательстве на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 15.07.98 Формат 70 × 100 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Гарнитура Таймс Печать офсетная Усл.печ.л. 20,48. Усл.кр.-отт. 21,0. Уч.изд.л. 21,8 Тираж 300 экз. Тип. зак. 3737

Издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука" 199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

# УРАЛ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОДИНАМИКИ И СТРАТИГРАФИИ

ISSN 0002-3272. Tp. TVIH PAH, 1998. Bbin. 500. 1 - 223



«НАУКА»