

ТРУДЫ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

*ТОМ 90*

В. Н. САКС, З. З. РОНКИНА

**ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ  
ОТЛОЖЕНИЯ  
УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

Т Р У Д Ы  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ  
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

---

Т О М 90

В. Н. САКС, З. З. РОНКИНА

# ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Под редакцией  
доктора геолого-минералогических наук  
*Л. Б. Рухина*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР  
МОСКВА 1957

*В. Н. Сакс, Э. Э. Ронкина*

ЮРСКИЕ И МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Редактор *Л. Б. Рухнин*  
Техн. редактор *С. А. Пенькова*

Редактор издательства *Г. В. Верстик*  
Корректор *А. В. Смирнов*

Сдано в набор 13/IX 1957 г.

Подписано к печати 17/XII 1957 г.

Формат бумаги  $70 \times 108^{1/16}$ . Бум. л. 9,13. Печ. л. 19,87 + 5,14 п. л. вкл. Уч. изд. л. 23,1.

T-10590.

Тираж 2000.

Зак. 1055.

Цена 17 р. 20 к.

Картфабрика Госгеолтехиздата

## ВВЕДЕНИЕ

Изучению мезозойских отложений берегов Енисейского залива в 1866—1867 гг. положили начало Ф. Б. Шмидт (1872) и И. А. Лопатин (1871, 1897). В дальнейшем отдельные данные по мезозою этой области были представлены в работах В. И. Громова (1924), А. Н. Соболева (1924), И. Я. Ермилова (1928, 1935), Н. Н. Урванцева (1921, 1931, 1937). Особенно быстрым накоплением знаний по мезозою Усть-Енисейской впадины ознаменовались последние два десятилетия (начиная с 1935 г.). Наряду с геологическими исследованиями на поверхности, с 1936 г. для изучения мезозоя были применены буровые и геофизические работы.

Накопленный в результате этих исследований материал обобщался в ряде геологических, геофизических, литологических и палеонтологических работ. Первые, еще отрывочные сведения о мезозое низовьев р. Енисей и прилегающих районов появились в работах Д. К. Александрова (1938, 1939), Г. Е. Рябухина (1939, 1940), Н. А. Гедройца (1939, 1940), Н. Н. Ростовцева (1938), В. Н. Сакса (1945, 1946), В. Н. Сакса и К. В. Антонова (1945), В. Н. Сакса и И. Е. Ширяева (1945). По мере роста фактических данных Н. А. Гедройц и И. П. Лугинец сделали первые попытки разработать стратиграфию мезозойских отложений. Э. Н. Карамурза выделила спорово-пыльцевые комплексы, А. А. Герке обобщил данные по микрофауне, литология мезозойских пород была освещена Н. Т. Меркушевой и позже А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной, общие вопросы геологии разрабатывались Н. А. Гедройцем, А. Г. Алексиным, А. В. Щербаковым. Общие выводы по истории геологического развития были даны Н. А. Гедройцем, Б. В. Вихирев и Л. И. Юрова, а затем Р. М. Деменицкая, Н. И. Михайлов и И. М. Пудовкин обобщили результаты геофизических исследований.

Однако серьезное углубленное изучение мезозойских отложений до сих пор не осуществлялось.

Почти не изучалась макрофауна, которая, казалось бы, должна являться основой для стратиграфических построений, очень слабо была исследована и микрофауна. Изучение спорово-пыльцевых комплексов не увязывалось с палеонтологическими данными. В итоге представления о стратиграфии мезозойских отложений оставались весьма далекими от действительности, возраст пород определялся зачастую неверно, разрезы скважин сопоставлялись неправильно. Как следствие этого, и литологические исследования ожидаемых результатов не принесли. Без ясного представления о стратиграфии нельзя было сделать правильные выводы по тектонике, палеогеографии и истории геологического развития Усть-Енисейской впадины.

К настоящему времени собран богатый материал, освещающий мезозойские отложения низовьев р. Енисей и прилегающих районов. В низовьях р. Енисей пробурено более 160 скважин, вскрывших мезозойские, преимущественно меловые, отложения. Изучены все или почти все обнажения, в которых из-под распространенного здесь повсеместно четвер-

тичного покрова появляются на поверхности породы мезозоя. Проведены в большом количестве геофизические исследования, в том числе сейсморазведка, позволяющая наметить структуру мезозойских пород, особенности их разреза, глубину залегания подошвы юрско-меловой толщи. Все эти данные до последнего времени не были в достаточной мере обобщены, проанализированы и изучены, хотя необходимость их углубленного изучения вряд ли может вызвать у кого-нибудь сомнения.

В предлагаемой вниманию читателя работе авторы поставили своей целью дать, по возможности, всестороннюю комплексную характеристику юрских и меловых отложений низовьев р. Енисея и прилегающих районов, рассмотреть стратиграфию юрских и меловых отложений, их литологию, тектонику, фациальный состав и историю геологического развития области в мезозое.

Первоначально предполагалось, что исследования мезозоя в Усть-Енисейском районе охватят весь разрез отложений мезозойской эры, включая и триас. Однако в процессе работы авторы установили, что породы, относившиеся предыдущими исследователями к триасу, в действительности являются нижнеюрскими. Нижнетриасовый возраст имеет эффузивно-аргиллитовая свита, подстилающая нижнюю юру и входящая в состав складчатого, в основном палеозойского, фундамента, на который налегает юра.

Рассмотрение эффузивно-аргиллитовой свиты нельзя отрывать от палеозоя и поэтому оно не включено в настоящую работу.

Границы рассматриваемой территории авторы сочли наиболее правильным совместить с границами Усть-Енисейской впадины, занимающей северо-восточную часть Западно-Сибирской низменности (рис. 1). Эта впадина, насколько можно сейчас судить, возникла в начале юры и продолжала прогибаться до конца мела, а в западной части — до палеогена включительно. Впадина выполнена юрскими, мощностью свыше 1500 м, и меловыми, мощностью более 3000 м, осадками. Анализ мощностей мезозоя приводит к выводу о том, что Усть-Енисейская впадина входит в состав огромной Западно-Сибирской системы впадин, открыта на запад, а к востоку замыкается примерно по линии водораздела р. Пясины с бассейнами рр. Верхней Таймыры и Хеты. При этом Усть-Енисейская впадина смыкается своей вершиной с Хатангской впадиной, располагающейся в районе Хатангского залива и рр. Хеты, Хатанги и Анабара. Западные границы Усть-Енисейской впадины внутри Западно-Сибирского прогиба остаются неясными. Предположительно такие границы могут быть намечены по выходам верхнего мела; последние протягиваются полосой от окончания Енисейского кряжа на северо-запад до Тазовского полуострова.

В пределах Усть-Енисейской впадины наиболее полно изучен район крупной платформенной складки, названной Малохетской антиклиналью и протягивающейся южнее Усть-Енисейского порта от низовьев р. Малой Хеты на р. Сухую Дудинку. Здесь пробурено 14 глубоких (до 2500 м) роторных скважин, 120 колонковых скважин глубиной до 560 м и в больших объемах проведены геофизические исследования. Геология района в устье р. Яковлевой, где обнаружена куполовидная структура, освещается одной роторной, 14 колонковыми скважинами, а также сейсморазведкой. Колонковые скважины и сейсморазведка проведены на площадях между средним течением р. Большой Хеты и р. Енисеем и к северу от селения Сопочная Карга на восточном побережье Енисейского залива. Сейсмические исследования выполнены также на участке левого бережья р. Енисея к северу от р. Соленой и по маршруту к югу от Малохетской антиклинали до Дудинки. Норильским комбинатом были пробурены колонковые скважины в Дудинке и на станции Коммунарка, к северо-востоку от Дудинки. Вся территория Усть-Енисейской впадины покрыта миллионными геологическими съемками, а некоторые небольшие



нералогический состав легкой фракции и небольшого количества образцов тяжелой фракции определялся сотрудниками литологической лаборатории Института М. И. Тучковой, Л. К. Туржецкой, Т. Н. Баженовой, А. И. Кравцовой и М. П. Алексеевой.

Описание петрографических шлифов производилось сотрудниками петрографической лаборатории Е. Н. Глинской и А. Е. Комаровой. Химические анализы сделаны химиками Института геологии Арктики и Технологического института им. Ленсовета. Значительная часть химических анализов, а также отдельные пересчеты их проведены сотрудниками методической группы по литологии и геохимии Института геологии Арктики. Химические анализы обрабатывались по методике, разработанной этой же методической группой. Авторы пользовались также консультациями работников этой группы Н. С. Спири, И. С. Грамберга и Ц. Л. Вовк. Электронномикроскопические исследования проводились сотрудниками Института галлургии В. И. Апполоновым и С. Ф. Ивановой, описание снимков сделано Е. А. Яржемской. Рентгенографические и спектрографические исследования глини выполнялись в лаборатории рентгенографии и спектрографии Технологического института им. Ленсовета под руководством И. В. Яворского. Консультантом по литологии был В. Б. Татарский, по микрофауне — А. А. Герке.

---

Система	Отдел	Ярус	Масштаб	Литология	Мощность (максимальная) в метрах	Фауна и флора	Микрофауна	Спорово-пыльцевые комплексы	Минералогический состав				
									Тяжелой фракции 0.1-0.05 мм	Аутигенного комплекса	Фракции < 0,001 мм		
Меловая	Верхний	Дн 9 <sub>1</sub>			21			<i>Trapa Taxodiaceae</i>	Амфиболы, эпидот-цоизит, черные рудные, силлиманит, андалузит	Глаукоцит, шамазит, карбонаты	Бейделлит + гидрослюда		
		msl	100		90	<i>Baculites anceps</i> u <i>leopolensis</i> <i>Tancredia americana</i>		<i>Pralobes? Salix, Betula</i> <i>Pinus. Larix - Pseudotsuga</i>			Иногда примесь монтмориллонита, монтронита и пирита		
		Смо?	200		259	<i>Alaria solnikovi</i> <i>Stephanopyxis schulzei</i>	<i>Sporoplectammina ex gr. kelleri</i> <i>Clavulina prodigiosa</i> <i>Haplaphragmoides cf. pictus</i>	<i>Tuga canadensis, Cupressaceae - Taxodiaceae? Pinus oalica, Pseudotsuga, Larix Pseudotsuga, Betula, Alnus, arpinus, Pabivurus rhamnoides</i>					
		SnL <sub>2</sub>	300			<i>Inoceramus palaeolensis</i> <i>Oxytoma tenuicauda</i>							
		SnL <sub>1</sub>	400		120	<i>Inoceramus pachtli</i> <i>In. carissoides</i>	<i>Sporoplectammina ex gr. kelleri</i> <i>Marginulina reussi</i> <i>M ex gr. elongata</i> <i>Globulina gibba</i>			Амфиболы, эпидот-цит черные рудные, сфен	Глаукоцит, шамазит, пирит		
		Tur <sub>2</sub>	600			<i>Inoceramus involutus</i> <i>In. russiensis</i>							
		Сп	700		325	<i>Borissiakoceras aff. mirabile</i> <i>Inoceramus interruptus</i> <i>In. lamarchi</i> <i>In. subleri</i>	<i>Flabellina pinnata</i>	<i>Taxodiaceae, Cupressaceae - Taxodiaceae? Pinus parvicauda, Betulaceae, Rhamatocera, Alisophila villos, Aneimia tripartita</i>				В районе Малой Хеты гидрослюда, на других участках бейделлит + гидрослюда + каолинит	
		Tur	800		40	<i>Platoniceras cf. planum</i> <i>Inoceramus ex gr. interruptus</i> <i>In. cf. labialis</i>	<i>Clavulina prodigiosa</i> <i>Haplaphragmoides subericus</i> <i>Gaudryina ex gr. filiformis</i>			Эпидот-цоизит, черные рудные, сфен, в районе Яковлевой - амфиболы			
		См?	1000						<i>Sphagnum, Polygodiaceae, Gleichenia glauca, Gl. Laelia, Pinus, Cupressaceae - Taxodiaceae, Taxodium, Aquilegiae</i>				
			1100		275						Эпидот-цоизит, гранат, черные рудные, сфен, в районе Сопочной Карги - амфиболы	Иногда глаукоцит и шамазит Карбонаты + пирит	
			1200										
		ALB?	1300		300				<i>Gleichenia aff. glauca, Sphagnaceae cf. Pinus aequalis, Betula (едун) Cupressaceae - Taxodiaceae</i>			Бейделлит + ферригалуазит + монтмориллонит + гидрослюда. Иногда примесь монтронита и каолинита	
	(Apt. ALB)?	1400		200	<i>Sphenopteris cf. selacea</i>			<i>Hausmannia, Lygodium, Sphagnaceae, Paleosoniferus, Pinus, Picea Cupressaceae - Taxodiaceae</i> <i>Плохое Aquilegiae</i>	Гранат, эпидот-цоизит, черные рудные, сфен, слюды, в районе Сопочной Карги - амфиболы				
	(Apt. ALB)?	1500		220	<i>Inoceramus (?)</i> <i>Pityophyllum nordenskiöldi</i> <i>Sphenopteris cf. goepperti</i>	<i>M. Williamsia rasilis</i> <i>Haplaphragmoides aff. sibiricus</i> <i>Verrucilina praesauvoniensis</i>		<i>Gleicheniaceae, Lygodium, Pinus Picea, Cedrus Cupressaceae - Taxodiaceae</i>	Гранат, эпидот-цоизит, сфен, апатит, черные рудные, в районе р Яковлевой - слюды	Карбонаты + пирит			
	В?	1600		375	<i>Sphenopteris aff. kalymensis</i> <i>Podocarpites cf. reinii</i>			<i>Lygodium pilosum, L. cf. japonicum, Aneimia, Mohria cf. striata, cf. Cyathia Paleosoniferus, Paleosoniferus, Podocarpus, Picea Pinus</i>	Гранат, сфен, эпидот-цоизит, черные рудные, в районе р Яковлевой - слюды		Бейделлит + монтмориллонит + ферригалуазит + каолинит + гидрослюда		
	М?	1700		148				<i>Coniopteris, Cyathia, Lygodium pilosum, Aneimia, Mohria, Schizaea, Pinus Abies, Paleosoniferus, Podocarpus exelsiformis</i>	Гранат, апатит, сфен, циркон, эпидот-цоизит, черные рудные, в районе р Яковлевой - слюды	Глаукоцит, шамазит, карбонаты	Бейделлит + гидрослюда + бейделлит, иногда примесь монтмориллонита и каолинита		
	М?	1800		184	<i>Rucella ex gr. sublineus</i> <i>Pleurotoma cf. anabarensis</i>	<i>Haplaphragmoides nonionoides</i> <i>Haplaphragmoides niveus</i>		<i>Lygodium, Aneimia, Mohria, Coniopteris, Cyathia, Picea, Abies, Paleosoniferus, Taxodium</i>	Гранат, апатит, сфен, циркон, турмалин, слюды		Гидрослюда + бейделлит, иногда примесь каолинита		
	VL?	1900		310	<i>Polypluchites cf. stuebendorffi</i>	<i>Ammodiscus sp. b*</i> <i>Haplaphragmoides nonionoides</i>		<i>Lygodium, Aneimia, Mohria, Coniopteris, Cyathia, Picea, Abies, Paleosoniferus, Taxodium</i>	Гранат, апатит, сфен, циркон, турмалин, слюды, в районе Малой Хеты - эпидот-цоизит	Пирит + карбонаты			
	VL?	2000		204	<i>Trinopluchites cf. subplanus</i> <i>Tullia</i> <i>Paraceraspedites cf. sparsensis</i> <i>Subcraspedites</i>	<i>Haplaphragmoides nonionoides</i> <i>Rhadinia arlica</i> <i>Glomospira quillina</i>		<i>Lygodium, Aneimia, Coniopteris, Cyathia, Osmunda, Pinus, Picea, Abies, Paleosoniferus, Paleosoniferus</i>	Сфен, гранат, апатит, циркон, турмалин, слюды				
	Средний	VLg <sub>2</sub>	2100	127	<i>Tauroceras</i> <i>Craspedites anensis</i>	<i>Lamarchina aff. rusanensis</i> <i>Haplaphragmoides sp. h*</i> <i>Ammodiscus ex gr. incertus</i>		<i>Paleosoniferus, Paleosoniferus, Pinus, Cedrus?, Podocarpus, Aneimia Lygodium</i>	Слюды	Пирит	Гидрослюда + бейделлит		
		VLg <sub>1</sub>	2200	208	<i>Lougites (?)</i> <i>Dorsoplanites</i> <i>Subplanites</i>	<i>Marginulina ex gr. glabra</i> <i>Cristellaria cf. polymorpha</i> <i>Ammodiscus ex gr. incertus</i> <i>Haplaphragmoides emeljanini</i>		<i>Pseudotsuga, Palaeosoniferus, Pinus, Paleosoniferus, Coniopteris, Osmunda, Lygodium?</i>	Сфен, гранат, циркон, апатит, турмалин, слюды	Глаукоцит, шамазит, пирит	Бейделлит + гидрослюда		
		Км	2300	167	<i>Ammodiscus decipiens</i> <i>Ammodiscus sokolovi</i> <i>Plecton</i> <i>Ammodiscus ex gr. xilchini</i>	<i>Cristellaria infraulgenensis</i> <i>Cr. kazantzevi</i> <i>Froncularia nodulosa</i> <i>Cristellaria munsteri</i>		<i>Prolobes, Paleosoniferus, Pinus, Coniopteris, Cyathia, Osmunda, Aneimia (едун)</i>			Гидрослюда + бейделлит		
		Оаф	2400	57	<i>Ammodiscus cf. alternoides</i> <i>Craspedites jagutticum</i> <i>Craspedites cf. hicklingi</i> <i>Ammodiscus (?)</i>	<i>Cristellaria sp. N21</i> <i>Cristellaria ex gr. bruckmani</i>		<i>Coniopteris, Osmunda, Picea, Pinus, Abies, палеоцие</i> <i>Aneimia</i>	Сфен, титанистые неопределенные гранат, циркон, апатит, турмалин	Пирит			
		Сл	2500	44								Гидрослюда	
Нижний		Вс	2600	155	<i>Pityophyllum ex solmsi</i> <i>P. Lindstromi</i>	<i>Dentalina aff. gumbeli</i> <i>Globulina sp. N2</i>		<i>Coniopteris, Cibicides, Osmunda, Todites Picea Abies, Pinus, триасовые реликты (мало)</i>				Гидрослюда, редко примесь каолинита и монтронита	
		Вж	2700	164	<i>Pseudamonolis derussata</i> <i>Harpa sp</i> <i>Tancredia subtilis</i>	<i>Cristellaria inconstans</i> <i>Cr. ex gr. seminivolula</i> <i>Dentalina sp. N26</i> <i>Saccamina sp. N4</i>		<i>Picea Pinus, Paleosoniferus, Paleosoniferus, Coniopteris, Osmunda, триасовые реликты</i>	Титанистые неопределенные гранат, циркон, апатит, турмалин, шпинель	Карбонаты + пирит			
		AL <sub>2</sub>	2800	108		<i>Ammodiscus ex gr. incertus</i>		<i>Picea Pinus, Paleosoniferus, Paleosoniferus, Coniopteris, Osmunda, триасовые реликты</i>					
		AL <sub>1</sub>	2900	82	<i>Eumorpholis lenaensis</i> <i>Pleurotoma sp. aff. lenaensis</i>	<i>Globulina oolithica</i>						Гидрослюда, редко примесь каолинита и монтронита	
		LS <sub>3</sub>	3000	120	<i>Pseudamonolis cf. substriata</i>	<i>Globulina ex gr. oolithica</i>		<i>Coniopteris, Osmunda, Todites, Cibicides, Globulina, Paleosoniferus, Paleosoniferus, Paleosoniferus триасовые реликты</i>					
		LS <sub>2</sub>	3100	110	<i>Pseudamonolis substriata</i> <i>Inoceramus aff. quensledti</i>								
LS <sub>1</sub>		3200	82		<i>Ammodiscus ex gr. incertus</i>		<i>Osmunda, Todites, Coniopteris, Paleosoniferus, Paleosoniferus, Paleosoniferus, триасовые реликты</i>						
LS <sub>2</sub>	3300	105	<i>Harpa laevigata</i> <i>Pseudamonolis cf. delela</i>	<i>Marginulina sp. N5</i> <i>Haldanoides sp. N27</i>									



Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины  
1—пески и песчаники; 2—алевриты и алевролиты; 3—глины и аргиллиты; 4—мергели; 5—конгломераты и рассеянная галька; 6—угли

## Глава 1. СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Усть-Енисейской впадины наблюдается непрерывный или почти непрерывный разрез юрских и меловых отложений, начиная со среднего лейаса и кончая маастрихтом и, возможно, датским ярусом (рис 2). Суммарная мощность юрско-меловой толщи в зоне наибольшего прогибания доходит до 4500—5000 м.

В нижней юре фаунистически доказываются наличие среднего и верхнего лейаса; в средней юре по фауне могут быть выделены аален, байос и по микрофауне — бат. Охарактеризованы фауной аммонитов все ярусы верхней юры (келловей, оксфорд, кимеридж, нижний волжский и верхний волжский ярусы) и в нижнем мелу валанжин (нижний, средний и верхний подъярусы). Готерив, баррем, апт, альб и сеноман выделяются предположительно на основании главным образом их спорово-пыльцевой характеристики, позволяющей определять стратиграфическое положение слоев относительно подстилающих и покрывающих их горизонтов Усть-Енисейского разреза, а также сопоставлять эти отложения с фаунистически охарактеризованными свитами соседних областей (готерив на рр. Анабаре, Попигае и в Западной Сибири, альб в Ханты-Мансийске и на Пай-Хое). Кроме того, учитываются находимые в отдельных слоях остатки фауны, микрофауны и листовой флоры, дающие дополнительное обоснование для выделения готерива, баррема и апт—альба. Турон нижний и верхний, коньяк, сантон, нижний и верхний, и маастрихт устанавливаются по фауне.

Залегающие между верхним сантоном и маастрихтом слои условно отнесены к кампану. Лежащие выше них континентальные отложения со спорами и пыльцой датского яруса — палеоцена завершают разрез мезозоя.

В естественных обнажениях в пределах Усть-Енисейской впадины найдены только меловые отложения, начиная с альб — сеномана и стратиграфически выше (рис. 3). Готерив, баррем, апт и альб дают единичные выходы по краям впадины. В целом разрез мезозоя мог изучаться лишь по скважинам, что, с одной стороны, облегчало определение соотношения различных слоев в разрезе, с другой же, крайне затрудняло подбор материала для литологической и палеонтологической характеристик свит. Использование материала из скважин делало несколько условным выделение даже тех ярусов, в отложениях которых обнаруживались руководящие ископаемые (аммониты, ауцеллы, иноцерамы и т. п.). Находки фауны в кернах были, как правило, единичными, вследствие чего границы между ярусами приходится проводить исключительно по смене литологических разностей пород, почти никогда не будучи уверенными, что эта смена действительно соответствует границе ярусов. Тем не менее, авторы считают оправданным выделение ярусов, так как только таким путем можно подойти к сопоставлению разрезов юры и мела в Усть-Енисейской впадине и за ее пределами.

Оправдывается, по мнению авторов, предположительное выделение и тех ярусов, которые остались фаунистически не охарактеризованными. Их возрастное положение определяется во всех случаях тем, что выше и ниже залегают морские отложения, содержащие фауну. По составу спор и пыльцы можно достаточно уверенно говорить о близости по возрасту

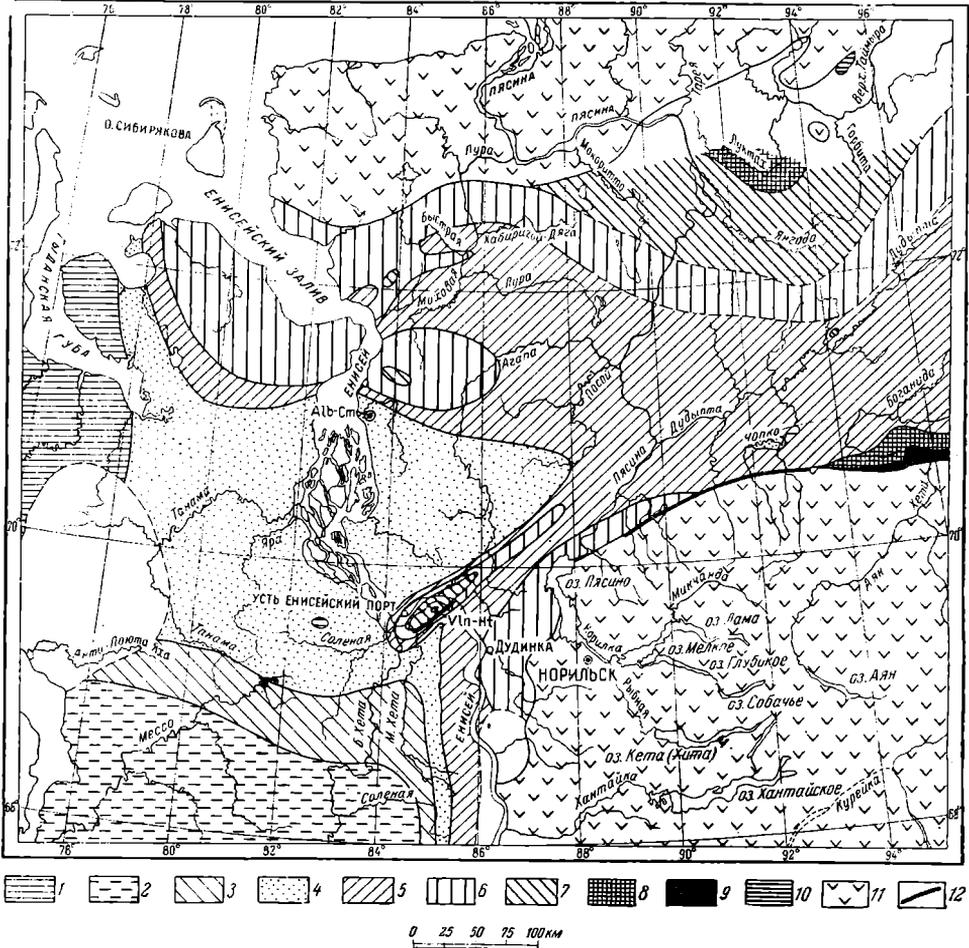


Рис. 3. Карта предполагаемого распространения мезозойских отложений в Усть-Енисейской впадине

1—Tr(?)—отложения неопределенного возраста (верхнемеловые или третичные); 2—Dp—Pg, (?)—датский ярус—палеоцен (?); 3—Mst—маастрихт; 4—Snt—Cmp—сантон—кампан; 5—Tur—Cn—турон—коньяк; 6—Alb—Cp (?)—альб—сеноман (?); 7—Br—Alb—баррем—альб (?); 8—Vin—Ht—валанжин—готерив; 9—J<sub>1</sub>—верхняя юра; 10—J<sub>1</sub>—нижняя юра; 11—Pz+T<sub>1</sub>—доюрские породы; 12—линии сбросов

той или иной свиты к отложениям какого-либо из ярусов, в котором найдена фауна. Конечно, и здесь остается сомнение в совпадении границ между ярусами и выделяющимися по литологии свитами, но отклонение от предполагаемого сейчас возраста свит может быть очень небольшим. Поэтому замена расчленения отложений по ярусам местными свитами представляется, по мнению авторов, нецелесообразной. Вот почему в работе выделены свиты лишь в меловых угленосных отложениях, где на большом отрезке разреза нет надежно палеонтологически охарактеризованных слоев.

### ДОЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Прежде чем перейти непосредственно к рассмотрению разреза юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины, следует сказать несколько слов о подстилающих породах доюрского складчатого фундамента.

Подощва юры достигнута только на Малохетской антиклинали. Здесь под нижней юрой на Малохетском поднятии лежит исследованная А. С. Запорожцевой и Л. Д. Мирошниковым эффузивно-аргиллитовая свита мощностью не менее 900—1000 м, представленная аргиллитами, в верхней 300-метровой пачке — черными с прослоями песчаников и туффитов, с силлами траппов, ниже по разрезу — пестроцветными туфогенными, с горизонтами туфопесчаников, основных эффузивов и с силлами диабазов. В породах присутствуют *Estheria gutta* Lutk. и *E. aequale* Lutk., характерные для корвунчанской свиты р. Нижней Тунгуски и ветлужского яруса Русской платформы, и остатки предположительно нижнетриасовых насекомых из сем. Cixiidae (*Boreocixius* sp. et gen. nov.) и из сем. Geinitziidae. Это заставляет, вслед за Н. А. Гедройцем и А. В. Щербаковым, относить эффузивно-аргиллитовую свиту к нижнему триасу. На западном склоне Точинского поднятия, в скв. 12-Р, под нижней юрой вскрыты габбро-диабазы, содержащие, как указывает Л. Д. Мирошников, ксенолиты аргиллитов нижнего триаса. Это дает основание думать, что нижний триас протягивается под юрой от Малохетского поднятия к Точинскому сплошной полосой.

Наконец, на своде Точинского поднятия, в скв. 11-Р, под средней юрой залегает толща известняков и доломитов с прослоями эффузивов и туфов, с фауной кораллов силура (ландовери — венлок). Между известняками и среднеюрскими породами лежит 25-метровая пачка эффузивов и туфов, которую вероятнее всего относить тоже к верхнему силуру.

Основываясь на данных сейсмоки, Р. М. Деменицкая предполагает, что и к северо-востоку от Точинского поднятия на своде Малохетской антиклинали под мезозоем (юрой) находятся карбонатные толщи палеозоя (силур или девон — карбон). Эти же толщи, вероятно, подстилают мезозой на юго-восточном крыле антиклинали на Долганском поднятии.

Всюду в основании юры наблюдаются резкое угловое несогласие и заметные изменения в степени уплотнения пород, указывающие на проявление складчатости и вероятный длительный перерыв.

Вне пределов Малохетской антиклинали о составе подстилающих юру пород можно судить лишь по геофизическим данным и на основе тектонического анализа и сопоставления с прилегающими областями развития палеозоя (Таймырская складчатая зона, Сибирская платформа, Приенисейская складчатая зона).

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения в пределах Усть-Енисейской впадины вскрыты буровыми скважинами на Малохетской антиклинали. Юра лежит в скважинах на глубинах от 225 до 2200 м ниже уровня р. Енисея и имеет суммарную мощность, на крыльях антиклиналиходящую до 1600 м. В своде Малохетского поднятия и, предположительно, в своде Фунтусовского поднятия присутствуют нижняя и средняя юра, верхи же средней юры и вся верхняя юра здесь размыты. На Точинском поднятии выпадает из разреза нижняя юра, а на самом своде — и большая часть средней юры. Верхняя юра тут, наоборот, сохраняется повсеместно, хотя и с уменьшенной мощностью по сравнению с крыльями антиклинали.

За пределами Малохетской антиклинали юрские отложения, судя по общим геологическим соображениям и имеющимся геофизическим данным, должны быть развиты на большей части площади, занятой меловыми отложениями. В зонах наибольшего погружения мезозоя юрские породы лежат на глубинах до 3—5 км (рис. 4). Весьма вероятно, что у краев мезозойского прогиба юрские отложения выклиниваются и на более древние породы непосредственно налегают меловые отложения. Вероятно также, что площадное распространение отложений средней и особенно

нижней юры более ограниченное, чем верхней юры. Так, вполне возможно выклинивание нижнего и среднего отделов юры по мере приближения к области развития палеозоя на правобережье Енисея и на Таймыре.

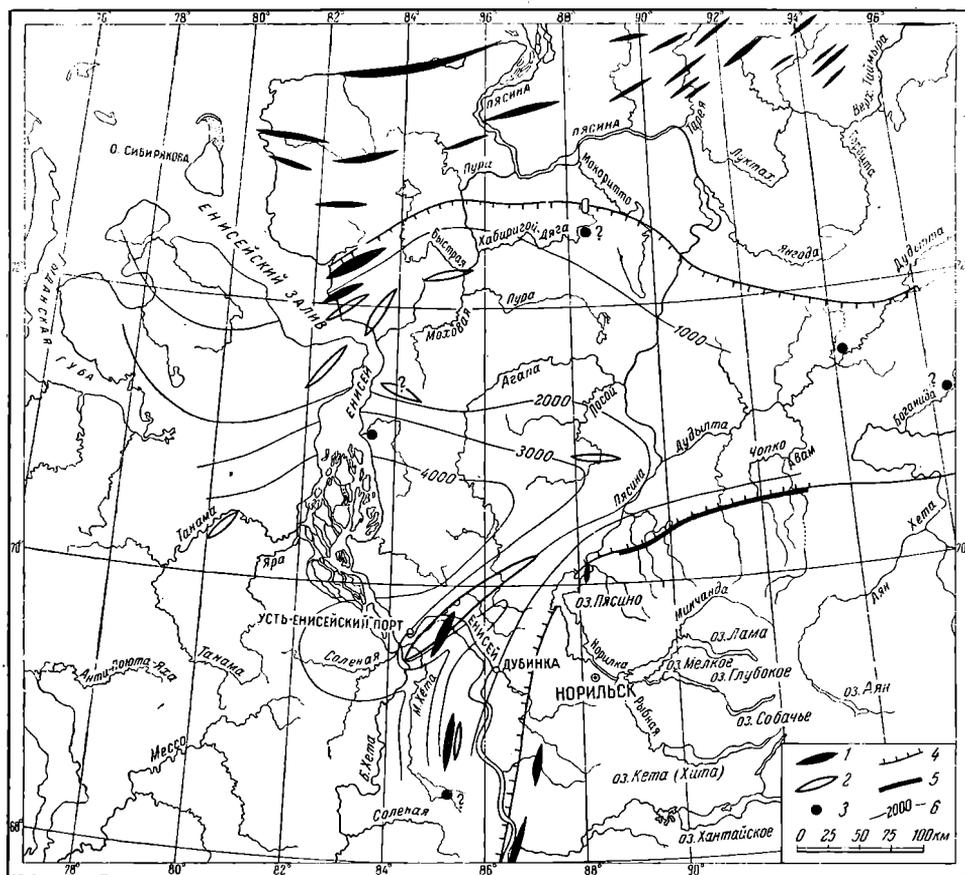


Рис. 4. Схема тектоники Усть-Енисейской впадины

1 — антиклинальные складки в палеозойских и нижнетриасовых отложениях; 2 — антиклинальные складки в юрских и меловых отложениях; 3 — купола; 4 — предполагаемая граница области развития мощной толщи юрских и меловых отложений; 5 — сбросы; 6 — предполагаемые глубины залегания кровли доюрских пород

## Нижний отдел юрской системы

### Средний лейас — $Ls_2$

Отложения, залегающие в основании разреза юрской системы на Малохетском поднятии Малохетской антиклинали, отнесены авторами к среднему лейасу. Мощность пород среднего лейаса составляет от 117 до 168 м. Породы разделяются на две свиты: нижнюю, состоящую преимущественно из аргиллитов, и верхнюю, сложенную песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Среднелейасовый возраст по фауне устанавливается только для нижней свиты. Верхняя свита относится к среднему лейасу предположительно, на основании того, что входит в единый с нижней свитой ритм осадконакопления и перекрывается фаунистически охарактеризованным верхним лейасом.

### Нижняя свита среднего лейаса — $Ls_2^1$

Мощность нижней свиты среднего лейаса 50—105 м. Она подвержена значительным колебаниям, по-видимому, в связи с тем, что отложения этой свиты ложатся на размытую неровную поверхность подстилающих

пород нижнего триаса (рис. 5). Надо оговориться, что здесь, как и при описании всех других свит мезозоя Малохетской антиклинали, авторы не пересчитывали мощности в соответствии с углами падения слоев, так как последние составляют от 5 до 12—15° и, следовательно, существенно мощностей не искажают.

Свита сложена черно-серыми или серовато-бурыми аргиллитами с редкими и сравнительно маломощными прослоями светло-серых песчаников, алевролитов, а в нижней половине свиты и конгломератов. Разрез свиты начинается большей частью слабо отсортированными неясно-слоистыми или слоистыми аргиллитами. Слоистость волнистая или горизонтальная, обусловленная наличием тонких (мощностью до 2 мм) прослоев и линзочек светло-серого алевролита. Горизонтальная слоистость иногда приобретает ленточный характер. Очень редко встречаются флюидальные текстуры.

В аргиллитах присутствуют рассеянные гальки и зерна гравия. Только в скв. 6-Р, по буровому журналу, в основании свиты имеется базальный конгломерат мощностью 2 м с галькой (до 10 см в поперечнике) траппов, аргиллитов, песчаников и кварца. Иногда вокруг гальки наблюдаются пиритовые оторочки. Среди аргиллитов в нижней части свиты встречаются довольно часто прослои конгломератов. В разрезах отдельных скважин насычивается до пяти прослоев конгломератов мощностью от 3 до 30 см, а возможно, в скв. 8-Р и до 5 м.

Конгломераты крупногалечные, плохо отсортированные, вместе с крупной (до 8—10 см в поперечнике) галькой содержат много мелкой гальки и гравия. Наряду с окатанной галькой попадают и угловатые, почти неокатанные обломки пород. Представлены галька и гравий красными, лиловыми, зелеными, голубовато-серыми и черными аргиллитами, полимиктовыми известковистыми песчаниками, туфопесчаниками, диабазом, кварцем и кремнем. В скв. 13-Р встречены также гальки кислых и средних изверженных пород: измененного гранита, гранит-порфира и дацитового порфира. Цемент конгломератов глинисто-алевритовый, реже песчано-глинистый или песчаный.

Прослои конгломератов сохраняются до средней части свиты включительно, становясь вверх по разрезу лишь более мелкогалечными. Залегают конгломераты среди таких же, как и в основании свиты, аргиллитов, содержащих рассеянную гальку пород, характерных для конгломератов. Наряду с конгломератами в аргиллитах имеются редкие прослои светло-серых мелко- и среднезернистых, нередко известковистых песчаников мощностью до 3 м, и светло-серых горизонтально-слоистых алевролитов мощностью до 6 м. На западном и северном склонах Малохетского поднятия, наряду с уменьшением размеров гальки, намечается уменьшение количества и мощностей прослоев конгломератов.

Верхняя половина свиты состоит из аргиллитов, в общем очень сходных с нижележащими породами. Прослои конгломератов здесь отсутствуют, рассеянная галька в аргиллитах встречается очень редко. Наблюдаются прослои аргиллитов черно-серого цвета, лучше отсортированных и более однородных, чем аргиллиты, преобладающие в разрезе свиты. Отмечены отдельные, небольшой (до 10—15 см) мощности прослой глины темно-серого цвета. В большем количестве, чем в нижней половине свиты, присутствуют прослои мелкозернистых песчаников, достигающие мощности 2 м. Есть также прослои алевролитов мощностью до 3 м, с редкими мелкими линзочками песчаника.

По всему разрезу свиты встречаются конкреции и прослойки пирита и глинистого сидерита, реже конкреции кремния и обильные растительные остатки, большей частью пиритизированные. Вокруг обугленных растительных остатков в песчаниках наблюдаются выделения серы.

В отложениях нижней свиты среднего лейаса встречаются, хотя и редко, остатки фауны пеллеципод. Присутствие, по определениям В. И. Бо-

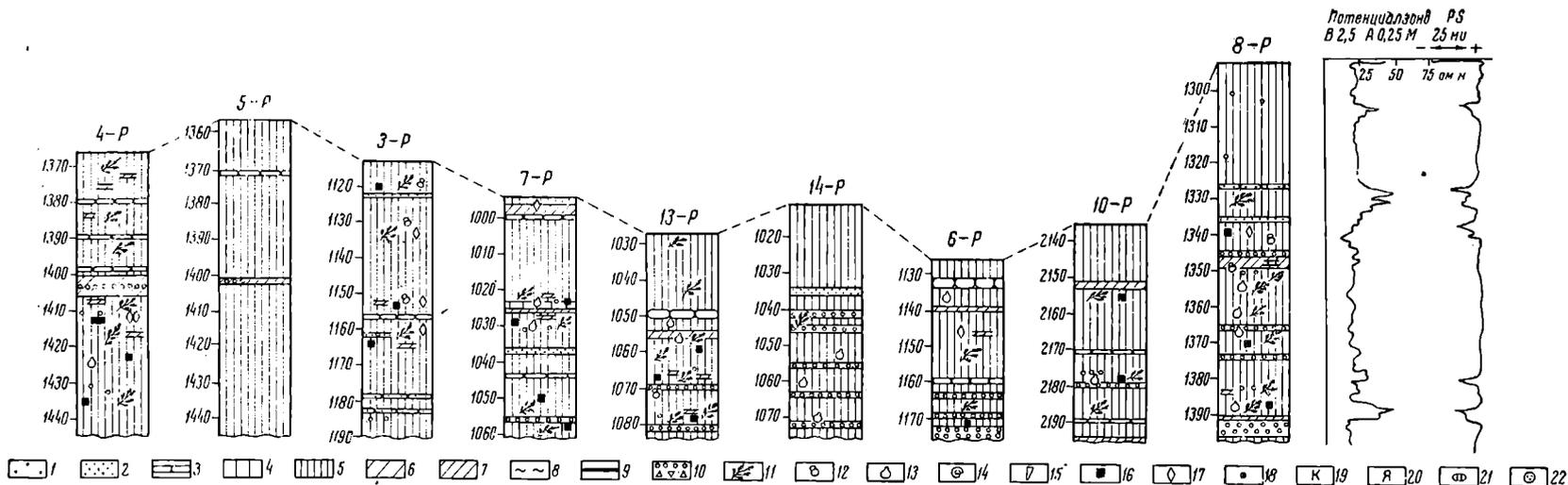
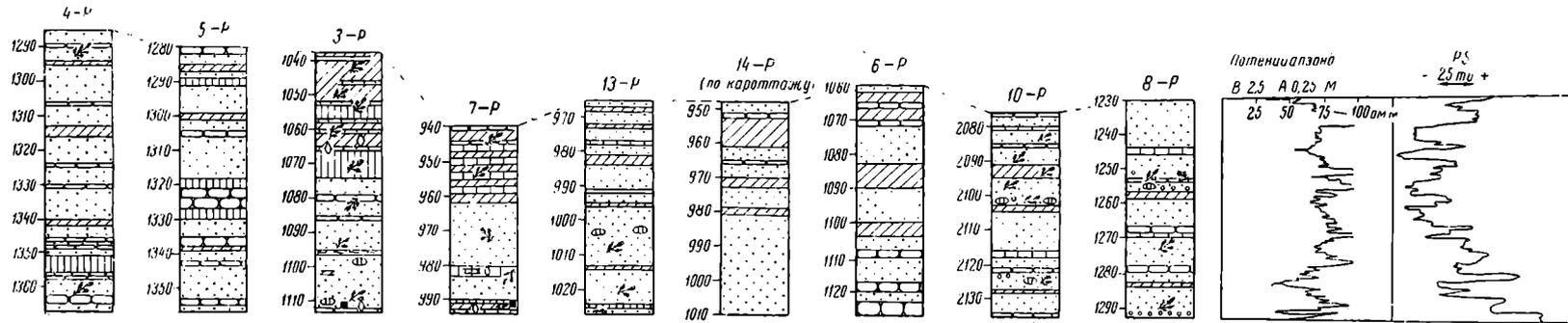


Рис. 5. Корреляция разрезов нижней свиты среднего лаяса Малохетской антиклинали

1—пески; 2—песчаники; 3— известковистые песчаники; 4—глины; 5— аргиллиты; 6— алеприты; 7— алевролиты; 8— мергели и глинистые известняки; 9— угли; 10— конгломераты; 11— растительные остатки; 12— микрофауна; 13— пелециподы; 14— аммониты; 15— белемниты; 16— пирит; 17— сидерит; 18— кремь; 19— каолинит; 20— янтарь; 21— галька глин; 22— округлые мелкие включения песка\*

\* Данные условные обозначения относятся также к рисункам с 6 по 25, 27, 28.



дылевского, в скв. 8-Р, 14-Р и предположительно 10-Р раковин *Harpa laevigatus* Orb. доказывает среднелейасовый возраст вмещающих слоев. Этот вид, найденный на севере Сибири до сих пор только в среднелейасовых отложениях, вместе с *Amaltheus margaritatus* Monti, приурочен к нижним и средним горизонтам рассматриваемой свиты, поднимаясь до 37 м над ее подошвой (скв. 8-Р). В отложениях свиты обнаружены также *Pseudomonotis* sp. ind. cf. *deleta* Dum., *Pecten* aff. *subulatus* Goldf., *Pecten* sp. ind., *Pecten* (*Camptonectes*) sp. ind., *Tancredia oviformis* Lah., *Tancredia* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind.

Микрофауна в аргиллитах среднего лейаса обнаружена Н. В. Шаровской лишь в единичных образцах. В скв. 3-Р в верхней и средней частях свиты, на расстоянии 7—40 м от ее кровли, найдены *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfimus* Gerke et Sossiratova (сходные с экземплярами из лейаса Нордвика), *Marginulina quinta* (sp. № 5) Gerke (средний лейас Нордвика), *Pseudoglandulina baiociana* Terq., *Ogmoconcha ornata* Gerke et Lev. (*Haaldioides* sp. № 27) (нижний и средний лейас Нордвика). Несмотря на скудность этих находок, они все же достаточно определенно указывают на среднелейасовый возраст свиты. В скв. 8-Р в средней части свиты присутствуют *Saccamina* sp., *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», *Guttulina* sp., *Comptocythere* cf. *nordvikensis* Schlar. (средняя юра Нордвика), в скв. 13-Р в нижних горизонтах свиты обнаружены единичные *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», в скв. 6-Р в нижней половине свиты встречены *Marginulina quinta* Gerke.

По всему разрезу описываемой свиты во всех скважинах наблюдаются в большом количестве обугленные, реже пиритизированные, растительные остатки в виде стеблей листьев, обломков древесины, мелкого растительного детрита. Из нижней части свиты, в скв. 8-Р, Н. Д. Василевская определила отпечатки листьев, напоминающих *Czekanowskia*, обломок семени *Carpolithes* sp. и из средней части свиты — отпечаток перышка папоротника *Cladophlebis* sp.

Как указывает Э. Н. Кара-Мурза, в спорово-пыльцевых комплексах нижней свиты среднего лейаса преобладают папоротники *Osmunda jurassica* К.-М., *O. spherinaeformis* v. *claytoniana* К.-М., *Osmundopsis spinosa* v. *chetensis* К.-М., *Todites* (*Cladophlebis*) *arctica* К.-М., *T. szeianensis* К.-М. Несколько меньше *Coniopteris tajmyrensis* К.-М., *T. dioaricata* v. *arctica* К.-М. Много пыльцы прототипов Pinaceae (aff. *Pseudowalchia biangulina* Bolch., *Pseudopicea rotundiformis* Bolch., *Paleopicea rotundiformis* Bolch., *Paleopicea glaesaria* Bolch., *P. biangulina* v. *media* К.-М., *Pseudopinus dipteraeformis* К.-М.), древних хвойных *Paleoconiferus jurassicus* К.-М., *P. galeatus* К.-М., *P. sinuatus* К.-М., (aff. *Walchitapes gradata* Bolch.), гинкговых (*Ginkgo elongata* К.-М., *C. cycadiformis* К.-М., *G. incompta* К.-М.), беннеттитовых (*Bennettites medius* Bolch., *B. aff. percarinatus* Bolch., *B. grandis* К.-М., *B. retiformis* К.-М.). Постоянно присутствуют, но в подчиненных количествах триасовые реликты группы Filicales, Pteridophyta и Equisetaceae — *Phyllothea* sp., в единичных зернах встречаются кордаиты, что указывает на относительно древний облик спорово-пыльцевого комплекса рассматриваемой свиты и в свое время послужило дополнительным основанием для отнесения ее к триасу.

### Верхняя свита среднего лейаса — Ls<sub>2</sub><sup>2</sup>

Мощность верхней свиты среднего лейаса равна 59—82 м (рис. 6). Свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Последние по простираанию иногда переходят в аргиллитоподобные глины. В скв. 8-Р в основании свиты залегает прослой конгломерата мощностью 3 см, состоящий из гальки и зерен гравия черных и пестроцветных аргиллитов, кварца, кремня, эффузивов (?), обломков обугленной древесины. Галька и зерна гравия угловатые, угловато-окатанные, реже окатанные.

Размер гальки 1—3, редко 3 см. Цементом служит слабо известковистый разнозернистый песчаник. В остальных скважинах на аргиллиты нижней свиты непосредственно ложатся песчаники.

Песчаники мелкозернистые, изредка средне- и разнозернистые, светло-серые или зеленовато-серые, с крупными остатками обугленной и ожелезненной древесины. Песчаники иногда косослоистые с углами падения слоев 5—10°. В известковистых песчаниках наблюдаются прожилки кальцита. На южном и восточном склонах Малохетского поднятия в песчаниках присутствуют рассеянная галька и зерна гравия, кварца и аргиллитов. Для песчаников очень характерно наличие прослоев мощностью иногда до 10 см, настолько переполненных крупными обломками древесины и плоскими гальками глин, что порода приобретает конгломератовидный облик. Гальки глин серого, темно-серого и буровато-серого цветов, длиной до 3—4 см, толщина их не превышает 5 мм. Галька угловато-окатанная и окатанная. В скв. 3-Р в 17 м от подошвы встречен прослой известковистого песчаника, в цементе которого имеется каолинит в виде мелких (1—1,5 мм) неправильной формы включений, образовавшихся, по всей вероятности, вследствие каолинизации полевых шпатов.

Среди песчаников наблюдаются довольно редкие прослои алевролитов и аргиллитов, мощность которых варьирует от нескольких сантиметров до 2, реже 5 м. Алевролиты светло-серые, с мелкими растительными остатками. Аргиллиты буровато-серые. В песчаниках и алевролитах встречаются конкреции глинистого сидерита и пирита.

В верхних горизонтах свиты количество и мощность глинисто-алевролитовых прослоев заметно увеличиваются, особенно в присводовой части Малохетского поднятия (по данным каротажа), где алевролиты и аргиллиты являются преобладающими, а роль песчаных пород существенно сокращается. Алевролиты серые, светло-серые, с растительными остатками, часто с тонкой горизонтальной слоистостью и реже с косою слоистостью. В алевролитах нередко мелкие линзовидные включения мелкозернистого светло-серого песчаника.

Аргиллиты и аргиллитоподобные глины, черно-серые или буровато-серые, с тонкой горизонтальной или волнистой слоистостью, содержат неправильной формы включения алевролитов (образуют описываемые ниже флюидальные текстуры) и мелкие растительные остатки. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, с растительными остатками. В аргиллитах и алевролитах имеются конкреции глинистого сидерита.

Остатки фауны в отложениях рассматриваемой свиты не встречаются. Из микрофауны обнаружены только единичные *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* O g b.» и *Haplophragmoides* sp. (скв. 10-Р). Растительные остатки, как уже указывалось, попадают в изобилии, но имеют плохую сохранность и не поддаются определению.

Споры и пыльца, по мнению Э. Н. Кара-Мурза, мало отличаются от содержащихся в нижней свите среднего лейаса. Среди спор также преобладают *Osmundaceae* и *Cyatheaceae* (в основном те же виды *Osmunda*, *Cladophlebis*, *Coniopteris*), появляются новые виды плауновых — *Selaginella sanguinolentiformis* К.-М., *Selaginellites arcticulosa* К.-М., *S. faceta* К.-М., *S. praeradicata* К.-М. Содержание пыльцы становится меньше, сокращается количество видов беннеттитовых, сосновых, исчезает пыльца кордаитов. Триасовые реликты из подотдела *Pteridophyta*, бывшие в нижней свите, сохраняются и здесь.

Отложения среднего лейаса протягиваются, вероятно, непрерывно на восток от низовьев р. Енисея, вдоль Енисейско-Хатангского прогиба. Об этом свидетельствует находка С. Ф. Бискэ на отмели р. Хеты, ниже устья р. Романихи, двух обломков *Harpax* cf. *laevigatus* O g b.

На р. Попигае, на Восточном Таймыре, в районах Нордвика, на р. Анабара и в низовьях р. Оленек среднелейасовые пески, песчаники и алевролиты, с подчиненными прослоями аргиллитов и глин, пользуются широким

распространением. Они содержат вместе с руководящей формой среднего лейаса *Amaltheus margaritatus* Montf., *Harpax laevigatus* Orb., *Pseudomonotis deleta* Dum., всюду наблюдаются прослой конгломератов, включения гальки. Везде средний лейас ложится с размывом на различные горизонты триаса и перми. Мощность среднего лейаса обычно 80—160 м и до 250 м на Восточном Таймыре. Нижний лейас есть только в Нордвикском районе.

К западу от Усть-Енисейского района, в пределах Западно-Сибирской низменности, Урала, Новой Земли и Земли Франца-Иосифа среднелейасовые отложения неизвестны. Они, вероятно, протягиваются от р. Енисей в северо-восточную часть Западно-Сибирской низменности, залегая здесь в основании разреза мезозойской толщи.

### *Верхний лейас — Ls<sub>3</sub>*

Отложения верхнего лейаса в пределах Малохетского поднятия Малохетской антиклинали налегают на средний лейас без видимого несогласия. Верхняя свита верхнего лейаса присутствует и на западном склоне Точинского поднятия, в скв. 12-Р. Мощность пород верхнего лейаса составляет от 155 до 230 м. Отложения верхнего лейаса могут быть разделены на две свиты, отвечающие каждая самостоятельному ритму осадконакопления. Обе свиты начинаются с горизонтов глин, аргиллитов и алевролитов, с фауной верхнего лейаса, сменяющихся кверху песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов.

### *Нижняя свита верхнего лейаса — Ls<sub>3</sub><sup>1</sup>*

Мощность нижней свиты верхнего лейаса колеблется в пределах от 63 до 110 м (рис. 7). Свита по литологическому составу четко разделяется на две части: нижнюю — глинистую и верхнюю — песчано-глинистую.

Глинистый горизонт в основании свиты представлен аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Мощность глинистого горизонта колеблется от 22 до 35 м, несколько увеличиваясь с запада на восток. В этом же направлении увеличивается примесь алевроитового, песчаного и гравийно-галечного материала. Аргиллиты и аргиллитоподобные глины буровато-серые или черно-серые с буроватым оттенком. Глины зеленоватосерые, нередко с волнистой или горизонтальной слоистостью. В аргиллитах и аргиллитоподобных глинах встречаются тонкие линзочки (мощностью 1—2 мм) светло-серого алевролита, маломощные прослой песчаников, иногда известковистых. Присутствуют мелкие растительные остатки, конкреции пирита и глинистого сидерита. Последний иногда образует тонкие прослой. В скв. 8-Р имеется прослой мергеля.

Верхний, песчано-глинистый горизонт свиты сложен мелкозернистыми светлыми зеленовато-серыми песчаниками с прослоями известковистых песчаников, алевролитов и реже аргиллитов. В песчаниках наблюдаются мелкие растительные остатки, реже крупные обломки обугленной и ожелезненной древесины, тонкие линзочки угля. Количество растительных остатков обычно увеличивается в верхах горизонта. Среди песчаников иногда встречаются прослой с косою слоистостью. В скв. 3-Р в 35 м от подошвы обнаружен прослой песчаника, в цементе которого наблюдается каолинит в виде белых пятнышек (диаметр 0,5—1 мм). Здесь же встречен прослой песчаника мощностью 25 см, содержащий плоскую гальку глин и обломки обугленной древесины. Вокруг обугленных растительных остатков наблюдаются выделения серы, придающие породе желтоватую пятнистую окраску. Алевролиты и аргиллиты в песчано-глинистой части свиты образуют прослой мощностью до 7, чаще 1—3 м. Алевролиты серые (буроватого оттенка) с линзочками мелкозернистого песчаника, с растительными остатками. Аргиллиты буровато-серые и черно-серые. Породы верхнего горизонта свиты содержат конкреции пирита.

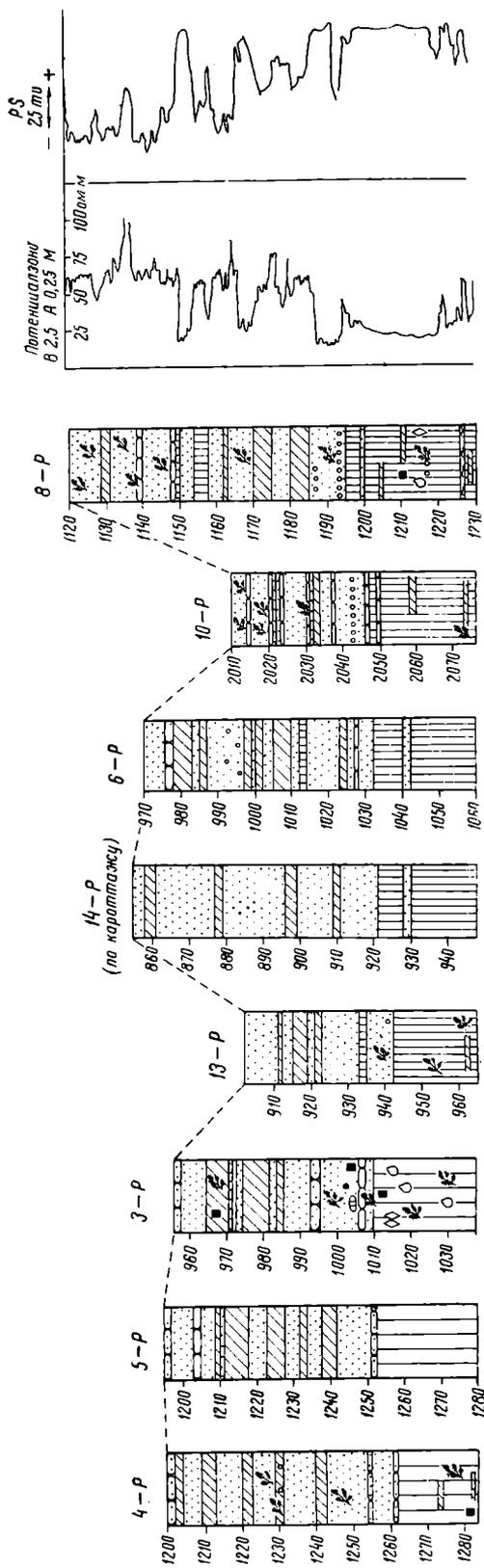


Рис. 7. Корреляция разрезов нижней свиты верхнего лейаса Малохетской антиклинали

В 35—36 м от подошвы свиты обнаружены прослой конгломератов мощностью 5—20 см. Конгломераты, плохо отсортированные, состоят из зерен гравия и гальки пестроцветных аргиллитов, известковистых песчаников, кварца, кремня и диабазов. Размер обломочного материала варьирует от 1 мм до 3 см. Зерна гравия и галька окатанные, угловатоокатанные и угловатые. Цементом служит разнозернистый известковистый песчаник. В остальных сважинах встречены только рассеянные зерна гравия и гальки.

Фауна в горизонте глины и аргиллитов в основании нижней свиты верхнего лейаса найдена лишь в скв. 3-Р и 8-Р. Из скв. 3-Р В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной определены многочисленные мелкие *Pseudomonotis substriata* Goldf., характеризующие верхний лейас, и *Pseudomonotis* sp. ind. В скв. 8-Р найдены мелкие *Inoceramus (Mytiloides) quenstedtii* Pöel., *Leda* sp. ind., *Pecten* sp. ind.

Следует указать, что именно в нижней свите верхнего лейаса, в скв. 3-Р, в тех же интервалах глинистого горизонта, из которых авторами собраны *Pseudomonotis substriata* Goldf., И. П. Лугинцом в 1942 г. были найдены пелециподы, условно на месте определенные как *Halobia* sp. (*Halobia austriaca* Mojs.). Эти находки и послужили единственным основанием для выделения триаса в разрезе Малохетской антиклинали. Впоследствии пелециподы были переданы Н. И. Новожилову, который определил их как *Pseudomonotis* sp. ind. juv. (aff. *tas-aryensis* Kir a g.—вид, известный в среднем и верхнем триасе и нижней юре). А. Г. Алексин и А. В. Шербаков приводят, также со ссылкой на Н. И. Новожилова, еще *Pseudomonotis* sp. ind. (aff. *zitteli* Tell. — руководящая



нистых темно-серых прослоев. В алевролитах, особенно в более глинистых разностях, много мелких растительных остатков. Аргиллиты и аргиллитоподобные глины буровато-серого и темно-серого цветов, иногда с зеленовато-бурным оттенком на плоскостях напластования. В аргиллитах имеются мелкие линзочки мелкозернистого песчаника и тонкие (1—2 мм) прослой алевролита. Встречаются конкреции пирита, а в скв. 3-Р рассеянная галька кварца и аргиллитов. Иногда наблюдаются флюидальные текстуры.

Выше лежат песчано-алевритовые породы, представленные песчаниками с прослоями алевролитов и редкими и тонкими прослоями аргиллитоподобных глин. Мощность прослоев алевролитов колеблется от нескольких сантиметров до 17 м. Такие мощные прослой встречаются только в отдельных скважинах и не выдерживаются по простиранию.

Песчаники мелкозернистые, светло-серые или серые, известковистые разности иногда серо-зеленого цвета. В песчаниках имеются прослой, содержащие гальку глин. Размер гальки достигает 6 см. Спорадически в песчаниках встречаются галька и гравий известковистых песчаников, разноцветных аргиллитов, кварца и кремня. В скв. 13-Р в 38 м от подошвы встречен прослой плохо отсортированного среднезернистого каолинизированного песчаника с галькой глины длиной до 2 см и обугленными растительными остатками. Иногда наблюдаются косослоистые песчаники. В песчаниках много растительных остатков, обломков обугленной древесины, тонких линзочек угля и конкреций пирита. Алевролиты буровато-серые, светло-серые или серые, тонкослоистые и редко косослоистые, с растительными остатками. Встречаются конкреции пирита.

Нижние 29 м разреза скв. 12-Р, расположенной на склоне Точинского поднятия, несколько отличаются от скважин Малохетского поднятия. Разрез начинается аргиллитоподобными глинами черно-серого цвета, которые сменяются светло-зелеными алевролитами. По данным бурового журнала, выше залегает брекчия мощностью 4 м. А. С. Запорожцева и Т. М. Пчелина считают, что это — конгломерат, галька которого подверглась интенсивной каолинизации.

Алевролитовый горизонт в основании верхней свиты верхнего лейаса фаунистически охарактеризован слабо. В скв. 3-Р обнаружены раковины *Pseudomonotis* cf. *substriata* (?) Goldf., *Pseudomonotis* sp. ind. и чешуя ганойдной рыбы мезозойского типа.

Приведенные данные позволяют относить рассматриваемую свиту к верхнему лейасу. Подобное определение возраста свиты подтверждается тем, что под ней лежат слои с бесспорной фауной верхнего лейаса, а над ней — слои с фауной аалена. В скв. 12-Р в основании пород, отнесенных авторами к верхней свите верхнего лейаса, встречен *Pleuromya* sp. ind.

Микрофауна найдена Н. В. Шаровской только в скв. 8-Р и 10-Р в средней части разреза свиты и представлена *Ammodiscus pseudoinfirmus* Gerke et Sossipatrova, *Cristellaria* sp., *Globulina* ex gr. *colthica* Terq.

Растительные остатки в описываемых породах встречаются очень часто, но не поддаются определению. Среди спор, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, преобладают Cyatheaceae (*Coniopteris asperata* К.-М., *C. divaricata* var. *arctica* К.-М., *C. tajmyrensis* К.-М., aff. *Cibotium incertum* К.-М. *Cyathea* ?), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* var. *cladophlebiformis* К.-М., *O. rarigibberula* К.-М., *O. sphaerinaeformis* var. *tenua* К.-М., *Osmundopsis acutispinosa* var. *arctica* К.-М.). Несколько меньше Dipteridaceae (*Hausmannia* sp.) Сохраняются еще триасовые реликты в составе Pteridophyta. Содержание пыльцы меньше, чем в нижней свите, представлена пыльца в основном Pinaceae (*Paleopicea biangulina* var. *ovoides* К.-М., и др.), Podocarpaceae (*Podocarpites annulariformis* К.-М. и др.), в меньшей степени беннеттитовыми, гинкговыми, есть единичные зерна кордаитообразной пыльцы.

В нижней части разреза, предположительно отнесенного к верхней свите верхнего лейаса, в скв. 12-Р встречен существенно иной спорово-пыльцевой комплекс, который Э. Н. Кара-Мурза склонна сопоставлять с некоторыми спектрами из нижних горизонтов среднего триаса Нордвикского района. Пыльца сосновых составляет всего 7%, в небольших количествах встречаются древние хвойные, гинкговые, Cusadaceae (?), есть пыльца кордаитов типа пермских *Noeggerathiopsis* sp. Среди спор преобладают Cyatheaceae, Dipteridaceae, Marattiaceae (*Marattiopsis*?, *Angiopteris*?) и Equisetaceae (?). Вместе с тем Э. Н. Кара-Мурза допускает переотложенный характер некоторых форм, а в этой связи и нижнеюрский возраст рассматриваемого спорово-пыльцевого комплекса, что кажется пока более вероятным.

Отложения верхнего лейаса, как и среднего, по-видимому, протягиваются сплошной полосой от р. Енисея на восток вдоль Енисейско-Ханганского прогиба. На это указывают найденные Л. С. Пузановым в бассейне левого притока р. Верхней Таймыры — р. Дептумола скопления обломков и глыб песчаников с верхнелейасовой фауной (*Astarte psilonoti* Quen., *Modiola nitidula* Dunk. var. *ttungenensis* Petr., *M. viluensis* Khud., *Pleuromya oleneki* Lah., *Rhynchonella* sp.).

Далее к востоку верхнелейасовые отложения известны на рр. Попигае, Анабаре, Оленек, в районе Нордвика, предположительно на Восточном Таймыре. На Нордвике, по данным М. К. Калинин, верхний лейас охарактеризован фауной аммонитов (*Dactyloceras*), белемнитов, содержит обильную микрофауну. В низовьях р. Анабара в верхнем лейасе встречен в числе других форм *Pseudomonotis substriata* Goldf. Представлены верхнелейасовые отложения песками, песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами. В разрезе Нордвикского района выделяется горизонт глин, который хорошо сопоставляется с горизонтом глин, аргиллитов и алевролитов в основании нижней свиты верхнего лейаса Малохетской антиклинали. Мощность верхнего лейаса колеблется в пределах от 40 до 140 м.

К западу от низовьев р. Енисея морские верхнелейасовые отложения, как и среднелейасовые, нигде неизвестны. Можно только предполагать их присутствие на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. Нижнеюрские континентальные угленосные осадки устанавливаются В. Д. Дибнером на Земле Франца-Иосифа.

Подводя итоги рассмотрению нижнеюрских отложений, следует сказать, что они достаточно широко распространены в пределах Усть-Енисейской впадины. Данные сейсмоки позволяют считать вероятным присутствие нижней юры между средними течениями рр. Большой и Малой Хеты, на глубинах 3800—4300 м (породы, залегающие согласно с вышележащими горизонтами, но обладающие скоростями распространения сейсмических волн около 5100 м/сек и к востоку от р. Малой Хеты выклинивающиеся). Развита нижняя юра, по-видимому, и к западу от Малохетской антиклинали, где на глубинах 3000—3600 м горизонтально лежат породы со скоростями распространения сейсмических волн 5000 м/сек. Южнее Малохетской антиклинали нижняя юра, насколько можно судить по сейсмическим профилям, опускается в пределах Долганского синклинального прогиба на глубины порядка 3,5—4 км, а далее по направлению к Дудинке быстро выклинивается. Восточнее Долганских озер нижняя юра по аналогии со сводом восточной части Малохетской антиклинали может вовсе отсутствовать. К северу от Малохетской антиклинали нижняя юра погружается, по данным сейсмоки, до глубины более 4 км. На таких или, возможно, еще больших глубинах должны залегать нижнеюрские отложения на площади между Малохетской антиклиналью и р. Яковлевой.

В районе р. Яковлевой, по расчетам Н. Н. Михайлова и И. М. Пудовкина, мощность юры должна измеряться всего несколькими сотнями

метров. Скорее всего, здесь представлен только верхний отдел юры (сейсмика не дает указаний ни на угловые несогласия между юрой и мелом, ни на резкие изменения скоростей при переходе от мела к юре). Возможно, нет нижней юры и далее на север, где, судя по резкости магнитных аномалий, а местами и по данным сейсмики, подошва юрско-меловой толщи лежит на сравнительно небольших (1—1,8 км) глубинах.

## Средний отдел юрской системы

### *Аален — А1*

В основании средней юры в районе Малохетского поднятия, а также на западном склоне Точинского поднятия залегает ааленский ярус, присутствие которого подтверждается палеонтологически. Мощность аалена составляет от 141 до 170 м. Выделяются две свиты: нижняя, сложенная глинами и аргиллитами с морской фауной, и верхняя, состоящая из песчаников с прослоями алевролитов и глин и с пропластками угля. Верхняя свита отнесена к аалену предположительно. Она входит в единый с нижней свитой ритм осадконакопления и перекрыта фаунистически охарактеризованным байосом.

### *Нижняя свита аалена — А1'*

Свита очень характерных глин и аргиллитов с многочисленными плевромиями (плевромиевые слои), обладающая мощностью в пределах от 48 до 82 м (рис. 9). Отложения представлены главным образом аргиллитоподобными глинами, которые по простиранию на восточном и южном крыльях Малохетской антиклинали сменяются аргиллитами. Резко подчиненным распространением в разрезе свиты пользуются песчаные и алевритовые породы.

Разрез, как правило, начинается аргиллитоподобными глинами и аргиллитами, которые непосредственно ложатся на песчаники верхней свиты верхнего лейаса. Иногда в основании свиты отмечаются алевролиты с прослоями песчаников. Мощность алевролитов и песчаников, залегающих в основании, увеличивается на западном склоне Малохетского поднятия.

Аргиллиты черно-серые, иногда с зеленоватым оттенком на плоскостях напластования. В аргиллитах встречаются линзовидные включения (длиной 1—1,5 см) мелкозернистых песчаников и алевролитов. Наблюдается горизонтальная, волнистая и косая слоистость. Встречаются флюидальные текстуры и, особенно часто, конкреции пирита, реже глинистого сидерита, которые иногда образуют прослои. Присутствуют рассеянные зерна гравия и гальки аргиллитов серого и зеленого цвета и кварца.

Алевролиты серого или светло-серого цвета с линзовидными включениями глин. В алевролитах имеются обломки обугленной древесины, растительные остатки, конкреции и прослои глинистого сидерита и пирита. В скв. 7-Р в алевролитах встречается плоская галька сидеритизированной глины.

Выше лежат такие же аргиллиты и аргиллитоподобные глины с прослоями (в скв. 13-Р и 7-Р) пластичных глин. В этой сравнительно однородной пачке глинистых пород вверху хорошо прослеживаются от одного до двух прослоев песчаников, нередко известковистых, мощностью от 2 м на восточном и южном склонах Малохетского поднятия и до 7 м на западном склоне.

Песчаники мелкозернистые, буровато-серые или светло-серые, известковистые разности зеленовато-серые, содержат растительные остатки, прослои глинистого сидерита и зерна гравия черных и пестроцветных аргиллитов и кварца. В песчаниках очень редко видна косая слоистость.

В толще аргиллитов часто встречаются прослои гравелитов и реже конгломератов, а также обильные рассеянные гальки и зерна гравия.

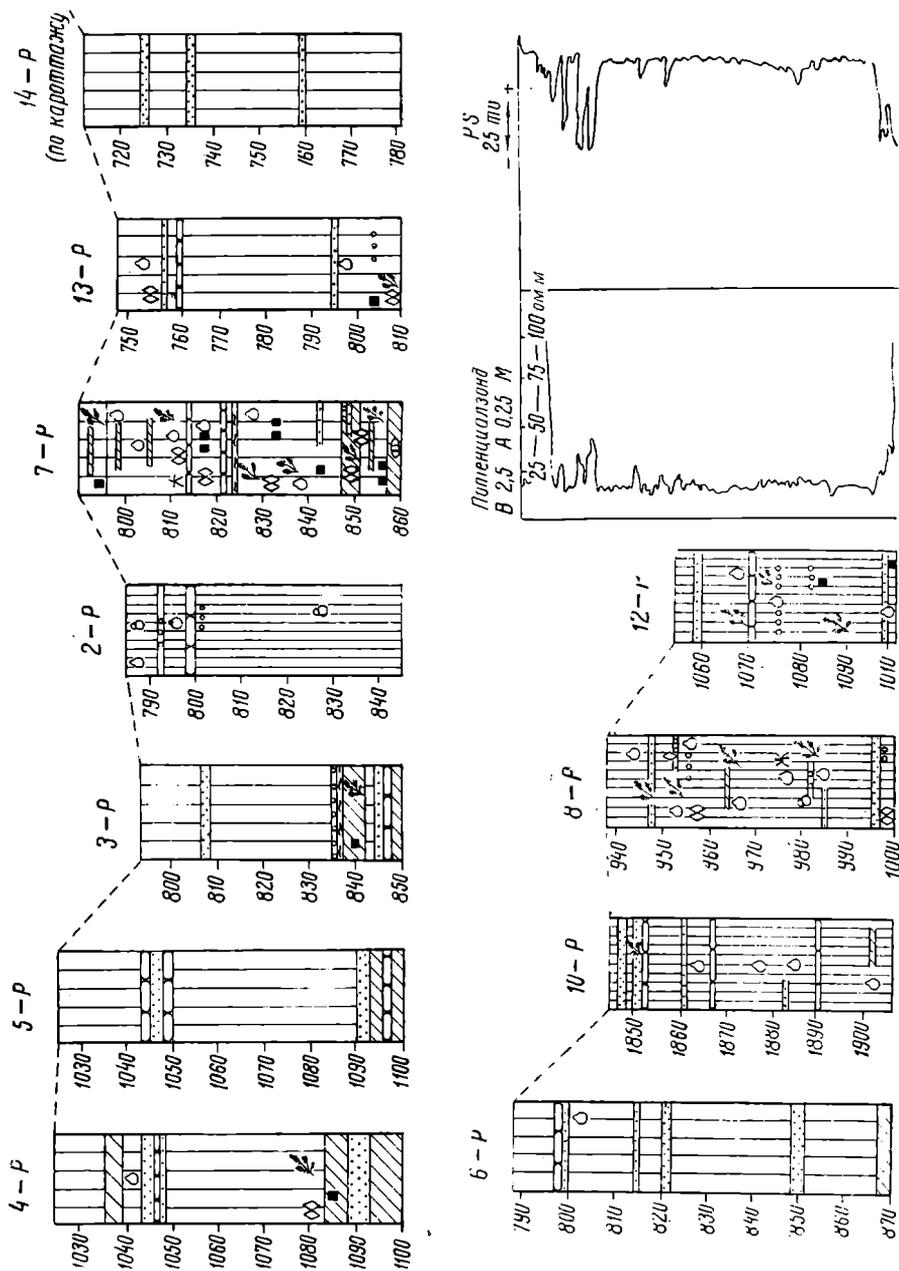


Рис. 9. Корреляция разрезов нижней свиты аалена Малохетской ангитлинали

Прослой конгломерата мощностью 15 см наблюдался авторами в скв. 12-Р в 25 м от подошвы свиты. Он сложен угловато-окатанной и окатанной галькой размером до 5 см и зернами гравия — черных и пестроцветных аргиллитов, песчаников, кварца и диабазов. Цементом служит голубовато-зеленый известковистый песчаник. Встречаются обугленные обломки древесины. Таков же петрографический состав галек и гравия, которые отмечаются в рассеянном виде и в гравелитах. Встречены гальки (до 1,5 см) сильно метаморфизованной хлорито-серпентиновой породы и филлита.

В верхней части разреза свиты в аргиллитах и аргиллитоподобных глинах также наблюдаются конкреции и прослой пирита и глинистого сидерита. Имеются и прослой мергеля мощностью до 20 см.

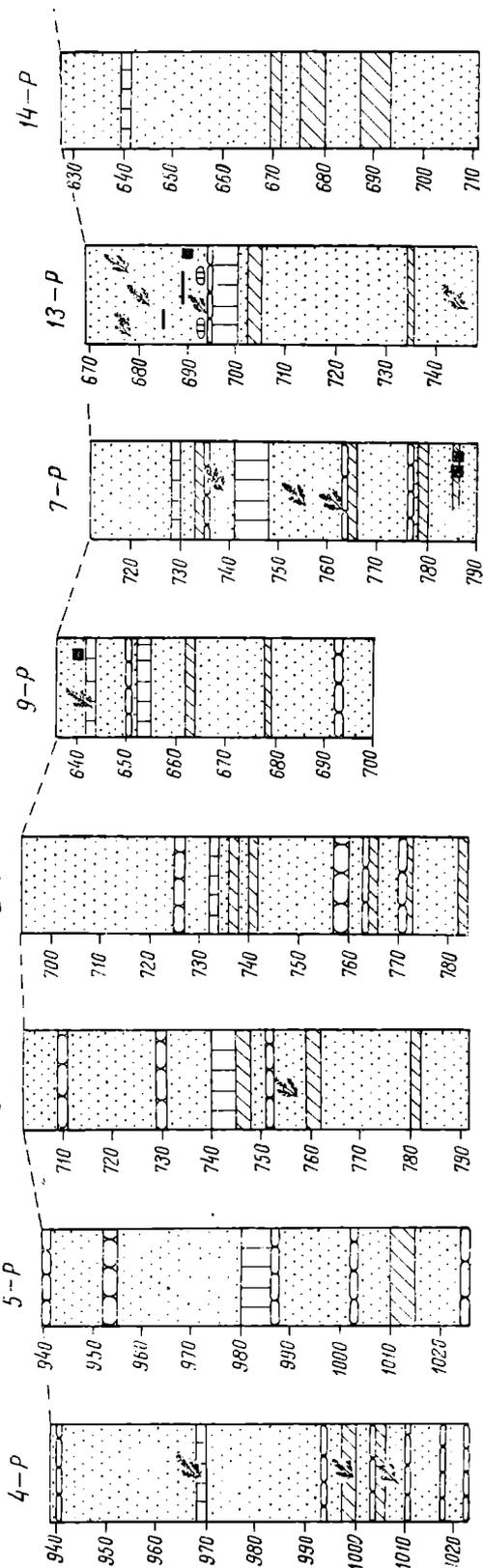
Отложения нижней свиты аалена во всех скважинах, керны которых просматривались, содержат многочисленные ядра и раковины плевромий,

чем резко отличаются от остальных горизонтов юры. По определениям В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной, в породах присутствуют *Pleuromya* sp. nov. aff. *tenustria* Ag. и *Pleuromya* sp. ind., встречающиеся по всему разрезу свиты. Кроме того, в скв. 7-Р и 8-Р в средних и верхних горизонтах свиты обнаружены офиуры— *Ophiurites* sp. Более разнообразна фауна в скв. 12-Р, где, наряду с указанными плевромиями, в нижней части свиты найдены *Eumorphotis* (*Pseudomonotis*) *lenaensis* L a h., а в верхней части — *Inoceramus* (*Mytiloides*) aff. *amygdaloides* Schloth. (оба вида указывают на ааленский возраст содержащих их слоев). Встречены здесь также крупные *Astarte* sp. ind.

Микрофауна в породах нижней свиты аалена попадает редко и представлена, по заключению Н. В. Шаровской, нехарактерными формами: *Rhabdammina*? sp., *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», *Trochammina* sp., *Dentalina* sp., *Globulina* sp.

В большом количестве в отложениях встречаются растительные остатки в виде обугленных обрывков стеблей и листьев, обломков древесины, мелкого растительного детрита. Н. Д. Василевская определила отсюда из скв. 8-Р *Cladophlebis* sp.

В спорово-пыльцевых комплексах нижней свиты аалена, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, преобладают среди спор *Syatheaceae* (*Coniopteris divaricata* v. *artica* К.-М., *S. tajmyrensis* К.-М., *S. triquetra* К.-М.), *Osmundaceae* (*Osmunda jurassica* К.-М., *O. sphaerinaeformis* v. *tenua* К.-М.), *Dipteridaceae* (*Hausmannia alata* К.-М.), сохраняются, но в меньшем, чем в лейасе количестве, триасовые реликты из группы *Pteridophyta*. Среди голосеменных на первом месте *Pinaceae* (*Protabies* aff. *olenekensis* К.-М., *Paleopicea biangulina* v. *obovata* К.-М., *Protopinus*, *Pinupites*), далее идут древние хвойные (*Paleoconiferus jurassicus* v. *rolunda* К.-М., *Pseudowalchia obovata* К.-М.), *Podo-*



carpaceae (*Pseudopodocarpus*, *Podocarpus flava* К.-М., *Podocarpites anabariformis* К.-М.) и, наконец, бенеттитовые и гинговые. В целом спорово-пыльцевой комплекс нижней свиты аалена обнаруживает большое сходство со спорово-пыльцевым комплексом верхней свиты верхнего лейаса.

Очень интересно, что у восточного окончания Усть-Енисейской впадины на р. Хете, в районе селения Волочанка, В. Д. Дибнер нашел среди валунов конкрецию известковистого алевролита с многочисленными *Eumorphotis lenaensis* L a h. и мелкими *Pleuromya* sp. ind.

Верхняя свита аалена —  $Al^2$

Верхняя свита аалена имеет в скважинах мощность от 70 до 108 м (рис. 10). Она представлена песчаными породами с резко подчиненным количеством алевролитов и глин. Глины иногда аргиллитоподобные, а в скв. 8-Р имеется прослой аргиллита.

Разрез снизу начинается песчаниками, которые перекрывают глинистые породы нижней свиты аалена. Песчаники мелкозернистые, светло-серые; известковистые разности зеленовато-серые. В песчаниках много конкреций пирита, растительных остатков, нередко пиритизированных линзочек и тонких прослоек (до 3 см) углей. Уголь блестящий клареновый, по степени метаморфизма относится к каменным. В песчаниках встречены плоские гальки глины бурого цвета, которые иногда образуют прослой мощностью до 10 см.

Алевролиты светло-серые или буровато-серые, тонкослоистые, с многочисленными мелкими растительными остатками, приуроченными глав-

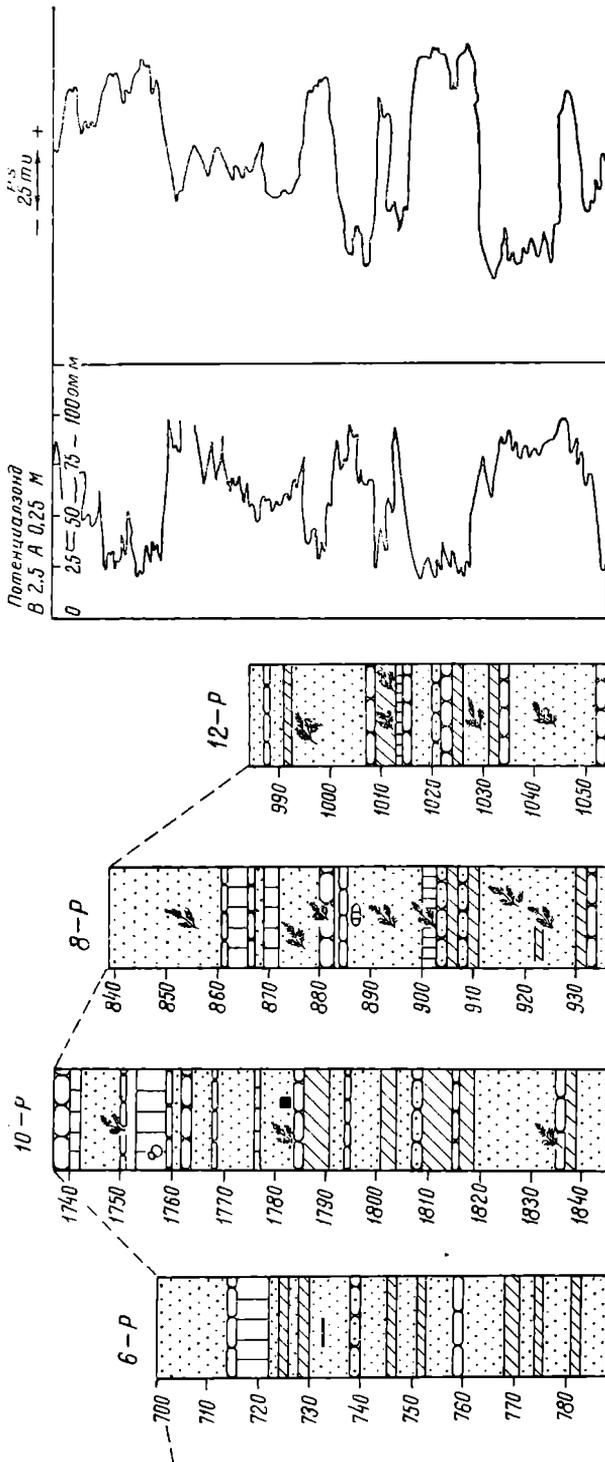


Рис. 10. Корреляция разрезов верхней свиты аалена Малохетской антиклинали

ным образом к более темным, глинистым прослоям. В алевролитах присутствуют конкреции пирита. В песчаниках, а особенно часто в алевролитах, наблюдается горизонтальная и косая слоистость. Иногда в породах этой свиты встречаются флюидальные текстуры.

Глины и аргиллиты зеленовато-бурого цвета, судя по данным кароттажа, пользуеться незначительным распространением и приурочены к средней и верхней частям свиты.

Макрофауна в отложениях верхней свиты аалена отсутствует. Микрофауна обнаружена Н. В. Шаровской только в верхней части свиты в скв. 10-Р, где найдены единичные *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Oг b.», *Amm.* ex gr. *pseudoinfirmus* Gerke et Sossiratova и обломки известковых фораминифер, ничего не дающие для установления возраста.

Растительными остатками отложения свиты изобилуют, но в большинстве случаев обнаруживаются лишь неопределимые остатки обугленных стеблей, листьев, древесины. В скважине 12-Р из нижней части свиты Н. Д. Василевская определила отпечатки части листа хвойного — *Pityophyllum*. Среди спор в верхней свите аалена, как и в нижней, по данным Э. Н. Кара-Мурза, доминируют *Cyathea* (*Coniopteris divaricata* var. *arctica* К.-М., *C. tajmyrensis* К.-М., *C. tajmyrensis* var. *parva* К.-М., *Cibotium dicksoniaeformis* К.-М.). На втором месте стоят *Osmundaceae* (*Osmunda sphaerinaeformis* v. *tenua* К.-М.). Довольно много *Lycopodiaceae* (*Lycopodium macroreticulatum* К.-М., *L. microdyction* var. *parva* К.-М.). По сравнению с нижней свитой резко возрастает содержание пыльцы голосеменных, особенно *Pinaceae* (*Palaeopicea biangulina* var. *arctica* К.-М., *Pseudopicea magnifica* Bolch., *Cedripites galeatus* К.-М., *Pinupites distortus* Bolch., *Pseudopinus*) а также древних хвойных (*Paleoconiferus jurassicus* К.-М.), *Podocarpaceae* (*Pseudopodocarpus prolongata* К.-М., *Podocarpus flava* К.-М., *P. tersa* К.-М.).

Встречаются триасовые формы спор из групп *Selaginellaceae*, *Equisetaceae* (?) и искусственных подгрупп, отнесенных к *Pteridophyta*.

Судя по находке валуна с ааленской фауной на р. Хете, ааленские отложения широко распространены в пределах Усть-Енисейской впадины, занимая, вероятно, как северо-восточную часть Западно-Сибирской низменности, так и западную часть Северо-Сибирской низменности.

К востоку от Усть-Енисейской впадины ааленские отложения появляются в обнажениях на рр. Попигае, Анабаре, Оленеке, на Восточном Таймыре, вскрыты скважинами в районах Сындаско и Нордвика. Повсюду ааленские отложения содержат *Eumorphotis lenaensis* L a h. Надо оговориться, что в большинстве районов аален не выделяется четко из общего разреза средней юры. Только в скважинах удается выделить аален по микрофауне (комплекс характерных фораминифер, в том числе *Cristellaria nordvikensis* Mj a t l.). Представлен аален преимущественно алевролитами и песчаниками, лишь в Нордвикском районе в основании аалена присутствует пачка аргиллитов, которую можно сопоставлять с нижней свитой аалена Малохетской антиклинали. Мощность ааленской толщи составляет 30—50 м в районе Нордвика и около 120 м на Восточном Таймыре.

К западу от низовьев р. Енисея в Западно-Сибирской низменности, на склонах Урала, на Новой Земле морские отложения аалена не выделяются. По данным В. Д. Дибнера, на Земле Франца-Иосифа ааленские породы залегают в основании разрезов морской юры, будучи охарактеризованы белемнитами и микрофауной, аналогичной нордвикскому аалену.

#### Байос — Vj

Байосский ярус представлен в пределах Малохетской антиклинали свитой глин с прослоями алевролитов и песчаников, со сравнительно обильной микрофауной. Свита эта обнаружена скважинами на всей площади Малохетского поднятия, на Фунтусовском поднятии и, наконец,

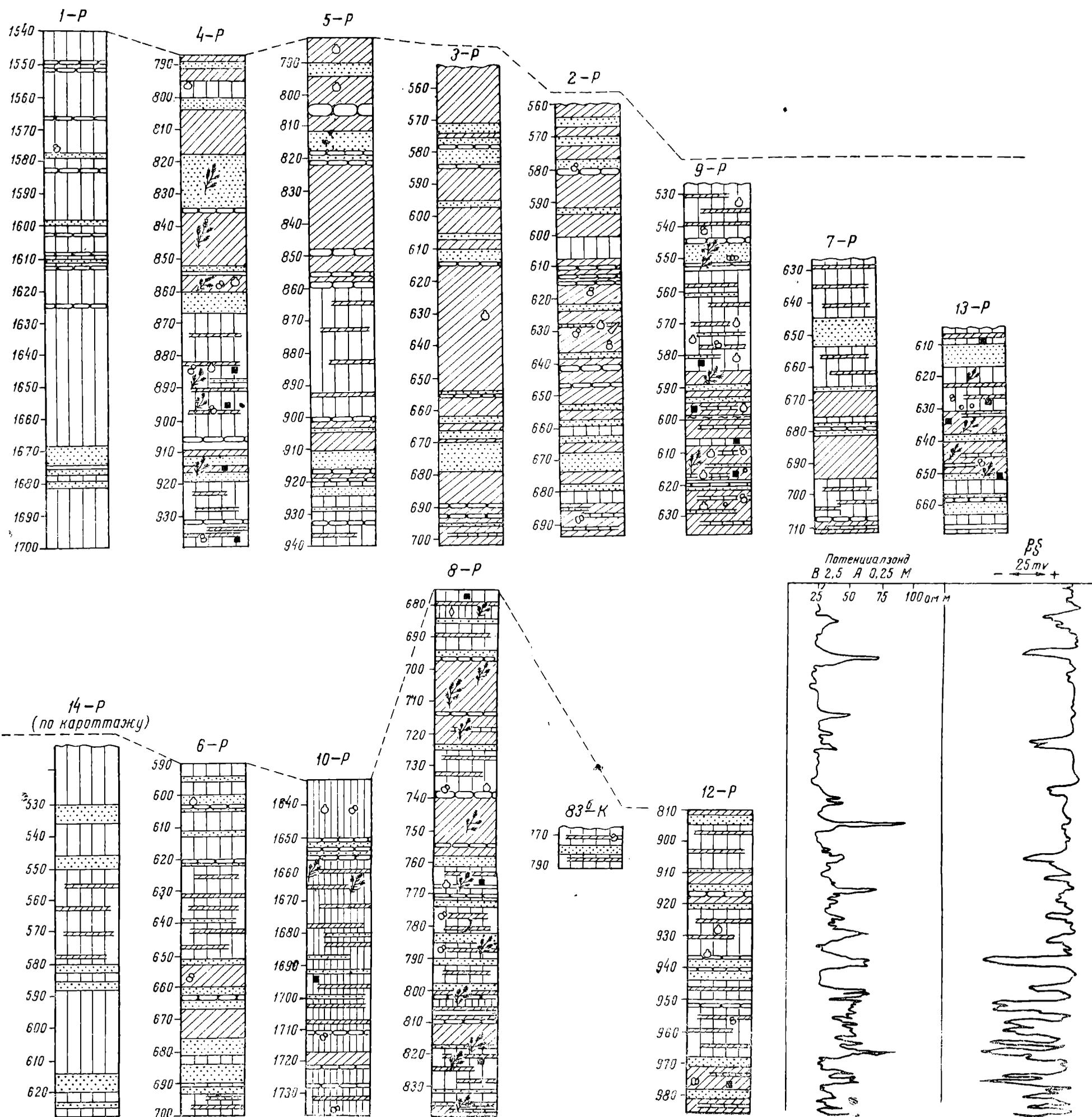


Рис. 11. Корреляция разрезов байоса Малохетской антиклинали

развита на западном склоне Точинского поднятия, выклиниваясь лишь у свода последнего.

Мощность байосских отложений, как видно на рис. 11, колеблется в пределах от 95 до 164 м (на участках, где кровля байоса не подвергалась размыву перед отложением мела).

Отложения байоса, имея преимущественно глинисто-алевроитовый характер, чрезвычайно изменчивы по составу как по простирацию, так и снизу вверх по разрезу. Песчаные породы встречаются в незначительном количестве в виде сравнительно редких прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 9 м. Возможно, такая изменчивость байосских пород по простирацию объясняется тем, что для этих отложений характерно присутствие плохо отсортированных пород с флюидальной текстурой, состоящих из неправильно (пятнисто) чередующихся песчаных, глинистых и алевроитовых участков. Последнее обстоятельство затрудняет их диагностику. Гранулометрические анализы таких смешанных пород не могут быть использованы, хотя и приводятся в работах предыдущих исследователей.

На песчаных породах верхней свиты аалена лежит горизонт, сильно варьирующий по мощности (от 1 до 20 м), представленный алевролитами и глинами или аргиллитами. Алевролиты светло-серые с буроватым оттенком или буровато-серые, тонкослойные, с тонкими прослойками, линзочками и неправильной формы включениями мелкозернистого песчаника и глины. В алевролитах с известковистым цементом встречаются прожилки кальцита. Глины буровато-серые с линзами, гнездами и прослойками (мощностью от долей сантиметра до 1, реже 3 см) серого алевролита. В глинах имеются конкреции пирита. Аргиллиты, залегающие в основании свиты в скв. 10-Р, на южном крыле Малохетского поднятия, темно-серого цвета. Они также характеризуются неоднородностью состава: наблюдается тонкое чередование прослоев аргиллита и алевролита.

Выше лежит горизонт песчаников, лучше всего выраженный на западном склоне Малохетского поднятия. Песчаники мелкозернистые, светло-серые. На них залегают плохо отсортированные глинисто-алевроитовые породы, в которых иногда преобладает глинистый, а иногда алевроитовый материал, с тонкими и маломощными прослоями песчаников. Только в скв. 10-Р по всему разрезу глинистые породы представлены аргиллитами. Аргиллиты буровато-серые с включениями неправильной формы мелкозернистого песчаника и алевролита. В породах много конкреций пирита, сидерита и обугленных растительных остатков, вокруг которых нередко можно наблюдать выделения серы. В скв. 9-Р и 13-Р встречены зерна хорошо окатанного гравия (диаметр 0,5—0,8 см) известковистого алевролита и черного аргиллита. В скв. 9-Р имеется прослой мергеля. В песчаниках скв. 9-Р присутствует плоская галька глины желто-бурого цвета.

Байосские отложения заключают почти во всех скважинах фауну пелеципод. В. И. Бодылевский и Н. И. Шульгина определили из верхних горизонтов байоса в скв. 5-Р *Tancredia subtilis* L a h. (средняя юра, преимущественно аален Хатангской впадины). В других скважинах присутствуют *Tancredia* sp. ind. (cf. *subtilis* L a h.), *Tancredia* sp. ind., *Goniotmya* sp. ind. и фрагмоконус белемнита. Наконец, в скв. 10-Р в верхах свиты найдены *Pseudomonotis decussata* Goldf. (известен только в байосе Западной Европы) и *Harpax* sp. (не встречается в отложениях моложе байоса).

В целом фауна пелеципод указывает на байосский возраст рассматриваемых отложений. Однако, так как в описываемых породах аммониты пока не обнаружены, остается некоторый элемент сомнения в точности подобного определения; вертикальное распространение отдельных пелеципод может оказаться более широким, чем известно в настоящее время.

Микрофауна в байосских отложениях, по определениям Н. В. Шаровской, встречается довольно часто и представлена, примерно 40 видами фораминифер и 8 видами остракод, из которых значительная часть общие с микрофауной Нордвикского района, считающейся батской. Найдены виды, руководящие для глинистого горизонта мощностью 120—130 м, относимого к нижней части бата на Нордвике: *Saccamina compacta* (sp. № 4) Gerke, *Nodosaria incogrua* Kübler et Zwingli, *Cristellaria inconstans* Sch w., *Cr. ex gr. semiinvoluta* Terq.

Часто обнаруживаются также: *Dentalina vasta* Mjatl., *D. scharowskajae* (sp. № 26) Gerke, *Cristellaria aff. laminosa* Sch w., *Cr. aff. stellaris* Terq., *Guttulina tatarensis* Mjatl., *Camptocythere* (?) *spinulosa* Scharapova, *Praecytherissa serobiculata* sp. nov. (Gerke et Lev) и *Pyrocytheridea foveolata* sp. nov. (Gerke et Lev), которые в Нордвикском районе встречаются преимущественно в батском ярусе. Из них *Cristellaria aff. laminosa* Sch w. и *Pyrocytheridea foveolata* sp. nov. (Gerke et Lev) встречаются в Нордвикском районе в более древних отложениях аллен-байоса (?), а *Cristellaria aff. stellaris* Terq., *Guttulina tatarensis* Mjatl. и *Camptocythere* (?) *spinulosa* Scharapova (?) заходят в небольшом количестве в верхнюю юру.

Сказанное, казалось бы, делает несомненным батский возраст описываемых отложений. Однако, как указывают А. А. Герке и М. К. Калинин, в Нордвикском районе наиболее богатый комплекс микрофауны, принимаемой за батскую, приурочен к глинистому горизонту, тогда как верхнебатские аммониты (*Cranoccephalites vulgaris* Spath) обнаружены в вышележащем песчаном горизонте, где упомянутых руководящих видов и нет. Очевидно, батский возраст доказывается только для песчаного горизонта, глинистый же горизонт вполне может быть, как допускает и М. К. Калинин, байосским.

Произведенное Н. В. Шаровской сравнение с микрофауной фаунистически установленного байоса Русской платформы показало, что имеется ряд общих видов (*Fronicularia spatulata* Terq., *Nodosaria aff. sowerbyi* Sch w., *Dentalina vasta* Mjatl., *Cristellaria inconstans* Sch w., *Cr. ex gr. mironovi* Dain. *Cr. ex gr. protracta* Vogt., *Cr. ex gr. semiinvoluta* Terq., *Globulina oolithica* Terq., *Guttulina tatarensis* Mjatl.). Вместе с тем сходная с нашей микрофауна найдена в Поволжье и в отложениях нижнего келловая. Присутствуют в байосе Усть-Енисейского района также виды, характерные для байоса Западной Европы (*Nodosaria aff. sowerbyi* Sch w., *Cristellaria inconstans* Sch w., *Cr. stellaris* Terq., *Cr. ex gr. semiinvoluta* Terq.). Все это дает основание считать микрофауну рассматриваемой свиты байосской.

Растительные остатки в отложениях байоса попадают часто, но представлены неопределимыми обугленными остатками стеблей и листьев, редко наблюдаются обломки древесины. В спорово-пыльцевом комплексе, как указывает Э. Н. Кара-Мурза, преобладают споры *Syatheaceae* (*Conioteris tajmyrensis* К.-М., *C. triquetra* К.-М., *Cibotium junctum* К.-М.) и *Osmundaceae* (*Osmunda sphaerinaeformis* var. *deserla* К.-М., *O. jurassica* К.-М., *Todites (Cladophlebis) arctica* К.-М., *Osmundopsis brevipiculatus* К.-М., *O. spinosa* var. *chetensis* К.-М.). Характерны также *Hausmannia alata* К.-М., *Selaginella rotundiformis* К.-М., *S. media* К.-М., *S. trigona* К.-М., *Lycopodium rotundum* К.-М., *Gleichenia borealis* К.-М. Много пальцы *Pinaceae* (*Palaeopicea biangulina* var. *media* К.-М., *Piceapites*, *Pseudopinus*, *Protopinus*), древних хвойных (*Palaeoconiferus jurassicus* К.-М., *P. galeatus* К.-М.), *Podocarpaceae* (*Podocarpus flava* К.-М., *P. mediocarpa* К.-М., *Pseudopodocarpus*). Впервые в байосе появляются молодые формы *Pinaceae* (*Pinus aff. excelsa* Mal.).

Отложения байоса не выделяются на севере Сибири за пределами Усть-Енисейского района. Фаунистически охарактеризованный байос отсутствует в северных областях Евразии. Лишь для Земли Франца-Ио-

сифа имелись указания на присутствие там отложений байоса (с *Pseudomonotis jacksoni* Romp.), но по данным В. Д. Дибнера, и эти отложения оказались ааленскими.

Предполагать региональный перерыв в байосе на севере Евразии нет серьезных оснований, так как следы перерыва в осадкообразовании между ааленом и батом нигде не устанавливаются. Вероятнее думать, что байос не выделяется лишь потому, что до сих пор не найдены руководящие байосские ископаемые (аммониты).

Поскольку в Усть-Енисейской впадине наибольшее погружение во второй половине средней юры приходится на байос, вполне допустимо предположение о широком распространении байосских морских отложений в Сибири, и в частности, в Западно-Сибирской низменности.

### **Бат — Вт**

К батскому ярусу относится свита песчаников, алевролитов и глин с пропластками каменных углей, залегающая между фаунистически охарактеризованными байосом и нижним келловеем. В породах присутствует микрофауна, имеющая больше всего общего с микрофауной слоев с батскими аммонитами в Нордвикском районе. Свита эта обнаружена в скважинах на склонах Малохетского поднятия. На своде этого поднятия, а также на своде Фунтусовского поднятия она полностью размыта. Присутствуют батские отложения и на Точинском поднятии, налегаая на его своде непосредственно на силур.

Мощность батских отложений на склонах Малохетского поднятия и на склоне Точинского поднятия довольно постоянна и измеряется 143—155 м (рис. 12). На своде Точинского поднятия мощность бата уменьшается до 93 м.

Отложения, относимые к батскому ярусу, можно условно подразделить на два горизонта: нижний — преимущественно песчаный с прослоями алевролитов и глин и верхний — глинисто-алевритовый с прослоями песчаников.

Нижний горизонт начинается с песчаников. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком. Имеются прослойки известковистых песчаников голубовато-серого или зеленовато-серого цвета. В песчаниках присутствуют многочисленные растительные остатки, конкреции пирита и глинистого сидерита, встречается плоская галька глин темно-серого цвета. Глины темно-серые или зеленовато-серые, сланцеватые. Алевролиты светло-серого или буровато-серого цвета, нередко слоистые. Слоистость подчеркивается наличием тонких (мощностью 1—3 мм), часто линзовидно выклинивающихся прослоев, состоящих из смеси глинистого материала, темной слюды и мелкого растительного детритуса. Слоистость горизонтальная, реже волнистая. Примерно в 25—50 м от подошвы горизонта имеются линзочки и тонкие прослойки углей мощностью до 5 см. Уголь черный блестящий.

Верхний горизонт сложен в основном алевролитами, реже алевритами и глинами с прослоями песчаников. Алевролиты светло-серого или буровато-серого цвета, горизонтально или волнисто-слоистые с многочисленными обуглившимися и пиритизированными растительными остатками, конкрециями пирита. Глины темно-серые или зеленовато-серые, реже черно-серые, часто сланцеватые. В глинах имеются обильные обуглившиеся и минерализованные растительные остатки, конкреции пирита и глинистого сидерита. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, с растительными остатками и конкрециями глинистого сидерита. В глинах и алевролитах верхнего горизонта, примерно в 80—120 м от подошвы, встречаются линзочки и тонкие прослойки углей мощностью до 10 см (в скв. 10-Р).

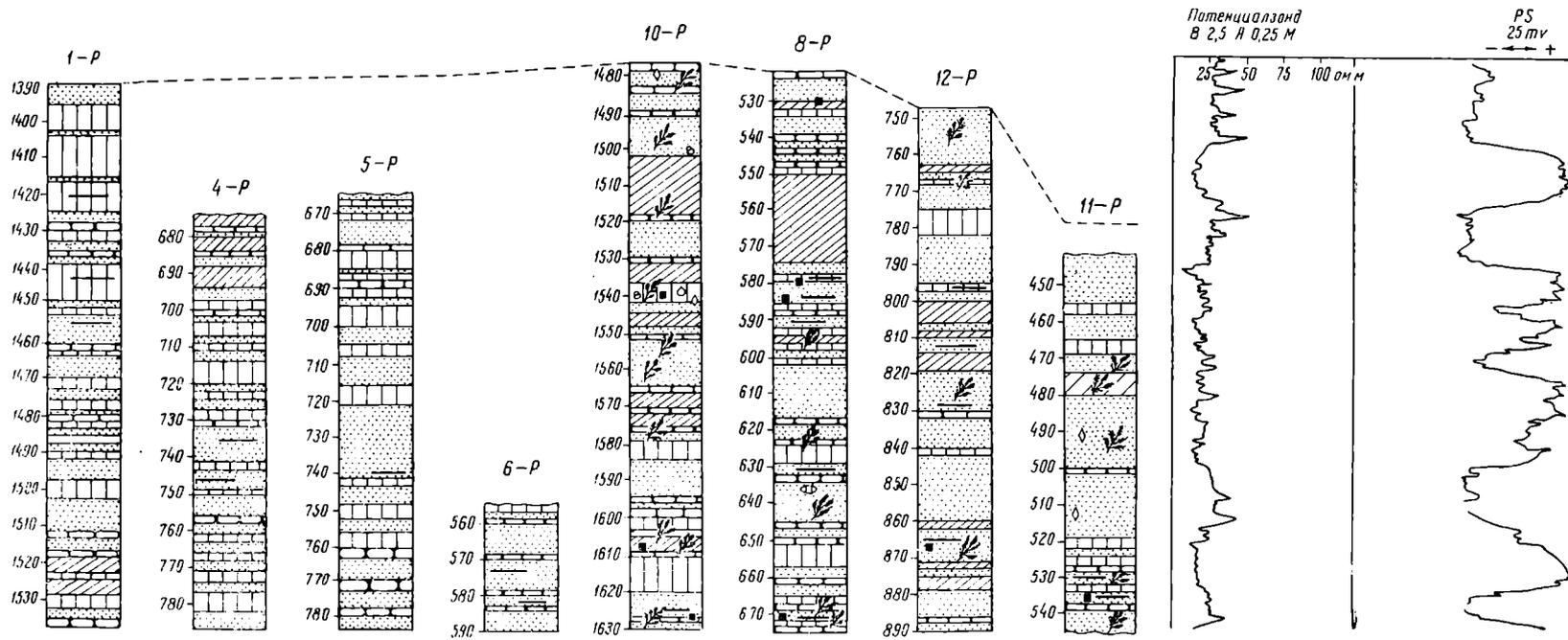


Рис. 12. Корреляция разрезов бата Малохетской антиклинали

По-видимому, в направлении с востока на запад в отложениях бата наблюдаются увеличение количества и мощности глинистых прослоев и смена алевролитовых пород глинистыми.

В скв. 10-Р в средних горизонтах бата найдены обломки раковин пеллеципод с ребристой скульптурой. Здесь же обнаружена Н. В. Шаровской микрофауна, в частности: *Ammodiscus* ex gr. *pseudoinfirmus* Gerke et Sossipatrova, *Dentalina* aff. *gümbeli* Schw., *Fronicularia nodulosa* (?) Furrss. et Pol., *Cristellaria* ex gr. *bilobata* sp. nov. (Gerke), *Cr.* ex gr. *cincinnata* Вукова (?), *Cr.* ex gr. *soSSIPatrovae* sp. nov. (Gerke).

В целом указанный комплекс фораминифер, по мнению Н. В. Шаровской, указывает на батский возраст содержащих его отложений.

Батские отложения в районе Малохетской антиклинали содержат в большом количестве растительные остатки: обугленные стебли, обломки древесины, листья. В скв. 11-Р в верхней части свиты обнаружены определявшие Н. Д. Сиравлевой обрывки листьев *Desmiophyllum*, возможно, *Phoenicopsis* и листьев *Pityophyllum* (*Pinites*) cf. *solmsi* Sow. и *Pityophyllum lindströmi* Nath. (верхняя юра Гренландии, нижний мел Сангарского района).

В составе спор и пыльцы, по данным Э. Н. Кара-Мурза, в бате, как и в нижележащих свитах, преобладают папоротники — *Cyatheaceae* (*Coniopteris tajmyrensis* var. *tajmyrensis* К.-М., *C. triquetra* К.-М.) и *Osmundaceae* (*Osmunda sphaerinaeformis* var. *tenua* К.-М., *Todites* (*Cladophlebis*) aff. *arctica* К.-М.). Довольно много *Hausmannia alata* К.-М., из плауновых *Selaginella rotundiformis* К.-М. Значительно меньше, чем в байосе, пыльцы *Pinaceae* (*Paleopicea biangulina* var. *assymetrica* К.-М., *P. biangulina* var. *media* К.-М., *Protopicea*, *Pinus sacculifera* var. *chetensis* К.-М.), древних хвойных (*Paleoconiferus lunatus* К.-М., *P. jurasicus* К.-М.). Сравнительно редко встречаются *Podocarpaceae* (*Podocarpus dipterrelliformis* К.-М. *P. flava* К.-М.), чаще гинкговые (*Ginkgo cycadiformis* К.-М.).

Никаких данных о нахождении батских отложений в других пунктах Усть-Енисейской впадины у нас нет. Поскольку в районе Малохетской антиклинали бат распространен значительно шире подстилающих его свит средней юры, вполне возможно, что и на окраинах впадины батский ярус развит на большей площади, чем байос и аален.

Широко распространены отложения батского яруса в пределах Хатангской впадины: на рр. Попигае, Анабаре, в районе Нордвика, на Восточном Таймыре. Представлены батские отложения, судя по данным М. К. Калинко, преимущественно песчаными породами с подчиненными прослоями глины и алевролитов мощностью 40—150 м. В Западной Сибири бату может соответствовать красноцветная татарская свита, выделенная Н. Н. Ростовцевым. Фауна верхнего бата (*Cranocephalites* и др.) встречается в валунах на западном побережье Новой Земли. Выделяется верхний бат с *Arctoccephalites*, по данным Г. Фребольда (1951), также на Земля Франца Иосифа.

Среднеюрские отложения, как и нижнеюрские, очевидно, широко распространены в пределах Усть-Енисейской впадины. Сейсмические исследования позволяют думать, что средняя юра, подобно нижней, достигает большой (400—500 м) мощности на юго-восточном крыле Малохетской антиклинали, в районе Долганского поднятия, и на северо-западном крыле — в районе р. Сухой Дудинки. На своде антиклинали в районе р. Сухой Дудинки могут сохраняться, подобно Точинскому поднятию, лишь самые верхние горизонты средней юры (бат). Более низкие же горизонты среднеюрской толщи, судя по сейсмическим профилям Р. М. Деменицкой и А. Т. Шушаковой, появляются лишь на погружениях структуры. К западу от Малохетской антиклинали вероятно наличие среднеюрских отложений мощностью около 500 м на участке между про-

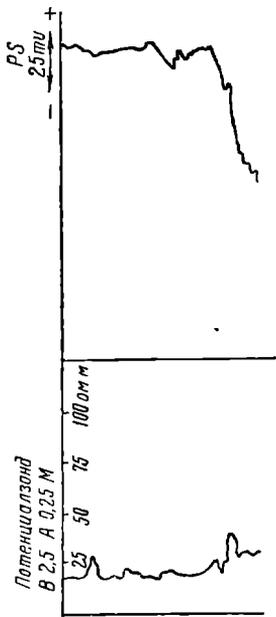
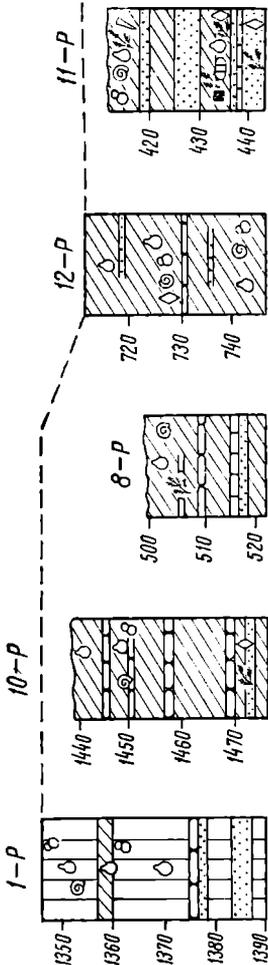


Рис. 13. Корреляция разрезов келловей Малохетской антиклинали



токой Ушаковской и р. Соленой. По мере приближения к краю Средне-Сибирского плоскогорья средняя юра, подобно нижней по данным сейсмоки, выклинивается. Среднеюрские отложения мощностью около 500 м, по-видимому, присутствуют и южнее Малохетской антиклинали, между средними и течениями рр. Большой и Малой Хеты и восточнее последней, примерно до притока р. Большой Лайды — р. Харелянг. Далее на восток, судя по сейсмическим отражающим площадкам, средняя юра постепенно выклинивается.

В северной части Усть-Енисейской впадины, начиная от района р. Яковлевой, среднеюрские отложения, как и нижнеюрские, возможно, выклиниваются или значительно сокращаются в мощности. В пользу этого говорит сравнительно небольшая глубина залегания палеозойского фундамента, по данным геофизики, на Яковлевском куполе и к северу от селения Сопочная Карга.

## Верхний отдел юрской системы

### Келловей — С1

К келловей относится свита алевролитов мощностью 30—44 м, с фауной аммонитов и пелеципод, присутствующая на периферии Малохетского поднятия и на Точинском поднятии (рис. 13). По фауне выделяются нижний и верхний подъярусы келловей. Средний келловей фаунистически не охарактеризован, скорее всего только из-за отсутствия в кернах соответствующей фауны.

Отложения келловей представлены алевролитами, с редкими и маломощными прослоями глин и песчаников. Только в скв. 1-Р в разрезе преобладают глины. По-видимому, в направлении на запад келловейские отложения становятся более глинистыми. Алевролиты темные, зеленовато-серые, или буровато-серые с флюидальной текстурой, волнистой или чаще горизонтальной слоистостью. В алевролитах нередко встречаются тонкие (1—2 мм мощности) неправильные включения и линзочки песчаников и глин. В песчаных линзочках иногда имеются зерна глауконита. Глины буровато-зеленого цвета образуют тонкие прослои. Песчанки, часто известковистые, мелкозернистые, светло-серого или зеленовато-серого цвета. В песчаниках найдены конкреции глинистого сидерита и мелкие растительные остатки.

В келловейских отложениях всюду присутствует довольно разнообразная фауна, представленная аммонитами, белемнитами и пелециподами. В скв. 12-Р нижний келло-

вей охарактеризован, по определениям В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной, *Cadoceras* (? *Arcticoceras*) sp. ind. juv., *Belemnites* (?) sp. ind., *Lima* sp. ind., *Pseudomonotis* sp. ind. В 18 км от подошвы келловей встречены уже средне- или верхнекелловейские *Cadoceras* (?) sp. ind., *Aucella lata* Trautsch., *Pholadomya* aff. *foliacea* Ag., *Astarte* sp. ind. В скв. 10-Р, 1-Р, 8-Р и 11-Р нижняя часть разреза келловей не содержит фауны. В 18—35 м от подошвы келловей здесь появляется фауна верхнего келловей: *Quenstedticeras* sp. ind., *Ammonites* gen. et sp. ind., *Belemnites* sp. ind., *Pseudomonotis* sp. ind., *Cadoceras* cf. *nikitini* Sok., *Parallelodon elatmense* Boriss.

Микрофауна в породах келловей встречается редко. В скв. 1-Р, 10-Р и 11-Р попадают единичные *Dentalina* sp., *Margtulinina* sp., *Cristellaria* sp. В скв. 12-Р в слоях с нижнекелловейскими аммонитами найдены *Haplophragmoides* sp., а в средне- или верхнекелловейских отложениях: *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp., *Fronicularia* sp., *Cristellaria* ex gr. *münsteri* Roem., *Cr. daschewskajae* sp. nov., *Cr. ex gr. involvens* Wisn.

Растительные остатки в отложениях келловей встречаются часто, но только в виде неопределимых обрывков листьев, стеблей, обломков древесины. В спорово-пыльцевом комплексе, по заключению Э. Н. Карамурза, как и в средней юре, преобладают споры папоротников *Cyathea*-ceae (*Contiopteris tajmyrensis* К.-М., *C. triquetra* К.-М., *Cyathea* (?) aff. *cretacea* К.-М.) и *Osmundaceae* (*Osmunda jurassica* К.-М., *O. sphaerinaeformis* var. *tenua* К.-М.). Пыльцы голосеменных меньше, чем в бате, но в составе сосновых, наряду с *Paleopicea biangulina* var. *media* К.-М. и другими характерными для средней юры видами присутствуют и более молодые формы (*Pinus subrotunda* Naum., *Picea* sp., *Abies* sp.). Встречены также единичные экземпляры характерных в основном для меловых отложений спор *Schizaeaceae* (?).

Вне пределов Малохетской антиклинали келловейские отложения в Усть-Енисейской впадине не обнаружены. К востоку от Усть-Енисейской впадины келловей появляется лишь на побережье Хатангского залива, в районе Нордвика и на о. Бегичева. Здесь присутствуют, по мнению М. К. Калинин, все три подъяруса келловей (с *Cadoceras elatmae* Nik., *C. tscheffkini* Orb., *Quenstedticeras lamberti* Sow.). Представлены келловейские отложения глинами и алевролитами мощностью 30—40 м. Севернее, на мысе Цветкова, по данным И. М. Мигая, алевролиты с фауной среднего и верхнего келловей возрастают в мощности до 220—250 м. Вероятно, внутри Енисейско-Хатангского прогиба келловей имеется, но перекрыт более молодыми юрскими и меловыми отложениями. На окраинах прогиба келловей, возможно, размыт перед отложением оксфорда.

Отсутствует фаунистически охарактеризованный келловей и к западу от рассматриваемой территории на восточном склоне Северного Урала. Внутри Западно-Сибирской низменности песчано-глинистые отложения келловей выделяются в скважинах, причем намечается перерыв между нижним и верхним подъярусами.

Наконец, келловей устанавливается на Земле Франца-Иосифа и в валах на Новой Земле. По аммонитам выделяются все три подъяруса келловей (с *Arcticoceras*, с *Cadoceras tscheffkini* Orb. и с *Quenstedticeras* и *Cadoceras Nikitini* Sok.).

### Оксфорд — Оxf

Отложения оксфорда в районе Малохетской антиклинали сохранились от размыва только на периферии поднятий.

Мощность оксфорда на периферии Малохетского поднятия 43—57 м (рис. 14). По направлению на восток мощность оксфорда сокращается до 29 м на западном склоне Точинского поднятия. На своде Точинского под-

нения оксфорд размыт и на келловей непосредственно ложится киме-ридж.

Отложения оксфорда представлены главным образом алевролитами и глинами с довольно мощными прослоями песчаников. Наибольшее количество песчаных пород отмечается в скв. 10-Р и 12-Р, где мощность прослоев достигает 8 м. Глины значительным распространением пользуются в скв. 1-Р. Алевролиты буровато-серые и темно-серые, с тонкими линзочками зеленоватого песчаника и мелкими растительными остатками. Глины темно-серые. В глинах и алевролитах изредка наблюдается горизонтальная и реже косая слоистость. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-бурые, с обильными растительными остатками. В песчаниках имеются включения плоских галек глин бурого и темно-серого цветов и конкреции глинистого сидерита, присутствует глауконит.

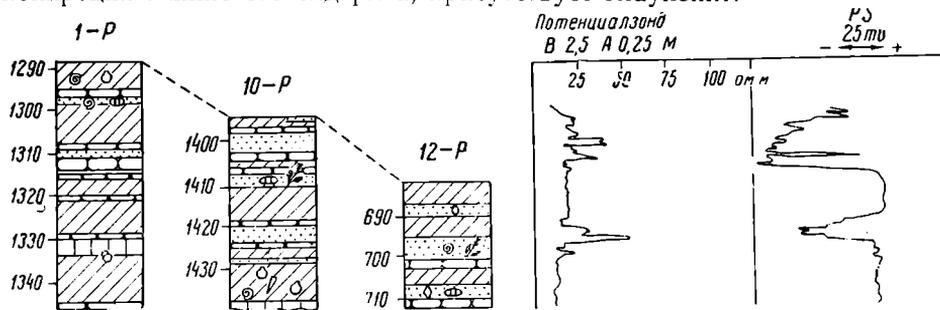


Рис. 14. Корреляция разрезов оксфорда Малохетской антиклинали

Отложения оксфорда содержат определяющуюся В. И. Бодылевским фауну. К нижнему оксфорду относятся нижние 50 м разреза оксфорда в скв. 1-Р, содержащие *Cardioceras jacuticum* P a v l. В верхних 7 м разреза оксфорда в скв. 1-Р появляются *Amoeboceras* cf. *alternoides* Nik. и *Aucella* cf. *bronni* R o u i l l. (средний оксфорд).

В других скважинах в оксфорде попадаются лишь обломки пеллеципод, белемнитов и аммонитов. В скв. 10-Р в основании разреза встречен в галек обломок аммонита келловейского типа, указывающий на размыт келловейских пород перед образованием оксфорда. Характерные для верхнего оксфорда *Amoeboceras* ex gr. *alternans* в разрезе оксфорда Малохетской антиклинали не обнаружены. Зона *Amoeboceras alternans* либо вовсе отсутствует в разрезе Малохетской антиклинали, либо не представлена в керновом материале.

Микрофауна в отложениях оксфорда Малохетской антиклинали встречена только в его нижних горизонтах в скв. 1-Р и 12-Р в виде единичных *Cristellaria* sp. № 21 ex gr. *asella* В у к о в а (?), *Cristellaria* sp. и *Saracenaria* sp.

Растительные остатки в оксфорде продолжают встречаться часто, но не поддаются определению. Как и в нижележащих слоях, в спорово-пыльцевом комплексе преобладают, по данным Э. Н. Кара-Мурза, споры папоротников *Cyathecaceae* (*Coniopteris tajmyrensis* К.-М., *Cyathea* aff. *cretacea* К.-М.) и *Osmundaceae* (*Osmunda spherinaeformis* var. *tenua* К.-М., *Todites* (*Cladophlebis*) *arctica* К.-М., *Osmundopsis* aff. *breviapiculata* К.-М.).

Несколько возрастает значение *Dipteridaceae* (*Hausmannia alata* К.-М.). Найдены и споры *Schizacaceae* (*Lygodium* (?) sp.). В пыльцевой части спектра доминируют *Pinaceae* (*Paleopicea*, *Pseudopicea*, *Protopicea*, *Picea*, *Protabies* aff. *olenekensis* К.-М., *Abies*, *Pseudopinus*, *Pinupites*, *Pinus sacculifera* var. *chetensis* К.-М.) *Podocarpaceae*, древние хвойные (*Paleoconiferus lunatus* К.-М.).

За пределами Малохетской антиклинали в Усть-Еншейской впадине отложения оксфорда пока не обнаруживаются. Зато в Хатангской впа-

дине оксфорд распространен достаточно широко. В районе Нордвика имеются нижний оксфорд с *Cardioceras* ex gr. *cordatum* Sow. и верхний — с *Amoeboceras alternans* Buch (М. К. Калинко). Представлен оксфорд здесь темными, в верхней части серыми глинами с прослоями глауконитового песчаника мощностью 10—20 м. К северу от Нордвика в районе мыса Цветкова, по данным И. М. Мигая, оксфорд выпадает из разреза, появляясь вновь, по данным М. С. Шлейфера, на р. Подкаменной, где фаунистические охарактеризованы как нижний, так и верхний подъярусы оксфорда.

Присутствует оксфорд и в Западной Сибири. В скважинах вскрыты глауконитовые алевролиты и глины нижнего и верхнего оксфорда. Верхний оксфорд встречен, по данным В. И. Бодылевского, на восточном склоне Северного Урала (глины и алевриты с *Ringsteadia*) и в валунах на Новой Земле (с *Amoeboceras alternans* Buch).

### Кимеридж — Кт

Глины, алевролиты и глауконитовые песчаники кимериджа обнаружены на периферии Малохетского поднятия и на Точинском поднятии. По-видимому, полный разрез кимериджа сохранился только в скв. 10-Р на опущенном южном блоке Малохетского поднятия. На других участках от размыва уцелели лишь нижние горизонты кимериджа. Кимериджские отложения содержат богатую фауну аммонитов, белемнитов и пелеципод, по которой с достоверностью устанавливается только нижний кимеридж. Можно предполагать присутствие верхнего кимериджа лишь в разрезе скв. 10-Р.

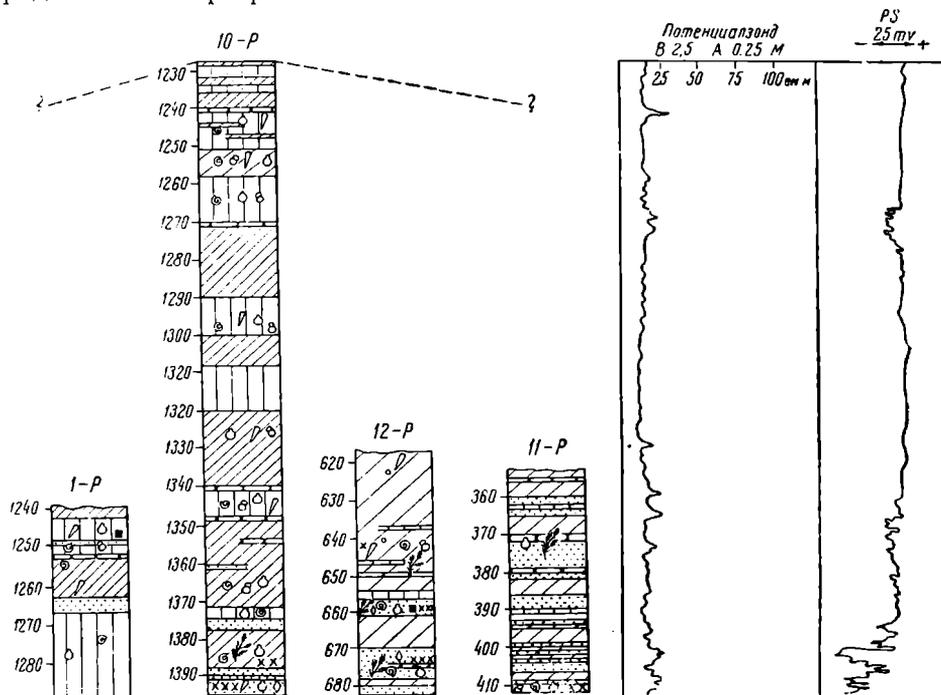


Рис. 15. Корреляция разрезов кимериджа Малохетской антиклиналь

Мощность кимериджа в скв. 10-Р измеряется 167 м (рис. 15). Здесь наблюдается частое чередование глин и алевролитов. По направлению на восток происходит смена глинистых пород алевритовыми в скв. 12-Р, на склоне Точинского поднятия, и песчано-алевоитовыми — в скв. 11-Р, на своде Точинского поднятия. Степень уплотнения пород на Точинском

поднятии ниже, чем на Малохетском, что связано как с меньшей глубиной залегания кимериджских отложений на Точинском поднятии, так и с более низким содержанием в этих породах аутигенных минералов.

Отложения кимериджа по литологии делятся на две части. Нижняя часть, характеризующаяся наличием глауконито-шамозитовых пород, сложена песчаниками, алевритами и алевролитами; верхняя представлена глинистыми и алевритовыми породами. Наиболее четко нижняя часть разреза выражена в скв. 10-Р и 12-Р, где она достигает мощности 20—30 м. В скв. 11-Р мощность этой пачки, по-видимому, сокращается. В скв. 1-Р, как отмечают просматривавшие керн А. С. Запорожцева и Т. М. Пчелина, пачка глауконит-шамозитовых пород выражена нечетко и прослеживается на 90 м по мощности.

Глауконит и шамозит чаще встречаются в песчаниках, но и в алевритовых породах иногда присутствуют в значительном количестве. Глауконит темно-зеленого, шамозит бурого цветов располагаются в породах в виде линзочек или неправильных включений. Кроме того, в песчаниках глауконит образует прослойки мощностью до 2 мм. В прослойках глауконита наблюдаются хорошо образованные кристаллы пирита. Песчаники, содержащие глауконит и шамозит, обычно рыхлые, мелкозернистые, нередко среднезернистые, серовато-зеленого, зеленовато-желтого, зеленого и черно-зеленого цветов. Имеются тонкие прослойки плотных песчаников мелкозернистых, светло-серых с известковистым цементом. В песчаниках часто наблюдаются флюидалные текстуры, обильные растительные остатки и конкреции глинистого сидерита.

Алевролиты, сменяющиеся в скв. 11-Р и 12-Р алевритами, темно-серые, черные с зеленоватым оттенком, реже светло-серые. Иногда в алевритовых породах отмечается слоистость горизонтальная (тонкая) или косая. Очень часто в алевритовых породах присутствуют линзовидные включения зеленого песчаника с зернами глауконита. Глины темно-серые, черные, нередко аргиллитоподобные. В глинах и алевритах имеются обугленные растительные остатки.

В верхней части кимериджа в скв. 10-Р наблюдается чередование алевритовых и глинистых пачек различной мощности (от нескольких до 40 м), причем в верхах разреза мощность этих пачек становится меньше. По направлению на восток появляются более крупнозернистые осадки. Так, в скв. 12-Р, расположенной на склоне Точинского поднятия, в разрезе почти нет глин, а в скв. 11-Р, на своде поднятия, уже появляются песчаники. Алевриты и алевролиты иногда горизонтально-слоистые, темные, зеленовато-серые и зеленовато-черные. В алевритах (скв. 12-Р в 6 м от кровли) обнаружена галька мелкозернистого известковистого песчаника, содержащего глауконит (10%). Глины темно-серые, зеленовато-серые и черные, изредка аргиллитоподобные. В глинах и алевритах этой части разреза присутствуют конкреции пирита. Глауконит и шамозит в верхней части кимериджа обнаружены лишь в виде единичных зерен.

Нижний кимеридж охарактеризован богатой фауной, определявшейся В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной. Нижние горизонты, мощностью 30—35 м, заключают: *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf., *Amoeboceras* sp. ind., *Cylindroteuthis* aff. *puzosianus* Orb., *C.* ex gr. *puzosi* (?) Orb., *C. spicularis* — *oveni*, *Aucella* cf. *aviculoides* Pavl., *A.* ex gr. *bronni* Rouill., *Astarte* sp. ind., *Pecten* (*Camptonectes*) cf. *lens* Sow., *Pecten* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Lucina* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Cidaris*, *Serpula*, Crustacea.

В 37—40 м от подошвы, наряду с *Amoeboceras* (*Amoebites*?) sp. и *Amoeboceras* sp. ind., появляются *Pictonia* sp. ind., *Pachytentis pande-rianus* Orb., *Belemnites* sp. ind., *Aucella* cf. *kirghisensis* Sok., *Lima* cf. *trenbiacensis* Lor., *Oxytoma* sp. ind., *Pseudomonotis* (?) sp. ind., *Pec-*

*ten (Entolium) sp. ind. (cf. demissus Phill.), Pecten (?) sp. ind., Strophodus cf. reticulatus Ag.*

В 50—70 м от подошвы кимериджа в скв. 10-Р встречены *Amoeboceras (Euprionoceras) cf. kochi Spath, Belemnites sp. ind., Aucella cf. bronni Rouill., A. cf. tenuistriata Lah., Aucella sp. ind., Pecten (Camptonectes) cf. lens Sow., Pseudomonotis sp. ind., Astarte sp. ind., Lingula sp. ind.*

Слои на 95—100 м выше подошвы кимериджа, сохранившиеся только в скв. 10-Р, содержат *Amoeboceras (Euprionoceras) sokolovi Bodyl., Amoeboceras sp. ind., Belemnites sp. ind., Nucula sp. ind., Turritella sp. ind., Gastropoda.*

Наконец, слои, пройденные скв. 10-Р на 130—150 м выше подошвы кимериджа, охарактеризованы фауной верхов нижнего кимериджа: *Amoeboceras (Haplocardioceras) cf. decipiens Spath, Amoeboceras (Euprionoceras) sp., Amoeboceras sp. ind., Rasenia (?) sp. ind., Belemnites sp. ind., Aucella cf. bronni Rouill., Aucella sp. ind., Astarte sp. ind., Dentalium (?)*.

Фауна верхнего кимериджа не найдена, возможно потому, что в верхних 14 м разреза кимериджа в скв. 10-Р отсутствует керн.

По определениям Н. В. Шаровской, нижние горизонты нижнего кимериджа с *Amoeboceras ex gr. kitchini* содержат скудную микрофауну (*Haplophragmoides sp., Marginulina sp.*) Вышележащие слои с *Pictonia* и *Amoeboceras cf. kochi* охарактеризованы *Rhabdammina sp., Saccammina sp. Ammodiscus ex gr. «incertus Orb.», Haplophragmoides ex gr. emeljanzevi Schl., Haplophragmoides ex gr. minutissimus sp. nov., Ammobaculites sp. sp., Trochammina sp. sp., Spiroplectammina sp., Nodosaria sp., Cristellaria ex gr. involvens Wisn., Cr. münsteri Roem., Cr. ex gr. cincinnata Bук., Cr. daschewskajae sp. nov., Globulina sp.*

Горизонт с *Amoeboceras sokolovi* включает *Cristellaria ex gr. kasanzevi Furss. et Pol., Marginulina sp.* В верхах нижнего кимериджа (слои с *Amoeboceras cf. decipiens*) присутствуют: *Fronicularia nodulosa Furss. et Pol., Nodosaria aff. pungitunculus Reuss, Dentalina ex gr. bullata Schw., Marginulina ex gr. striatocostata Reuss, Cristellaria infravolgensis Furss. et Pol., Cr. kasanzevi Furss. et Pol., Cr. ex gr. münsteri Roem., Cr. ex gr. polymorphinae Bук., Lagena sulcata Walc. et Jaee.*

Растительные остатки в виде мелких обрывков листьев и стеблей в отложениях кимериджа встречаются, но реже, чем в нижележащих свитах. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, значительным обеднением. Среди спор еще доминируют *Cyatheaceae (Contopteris tajmyrensis К.-М., Cyathea aff. cretacea К.-М., C. aff. valanjinensis К.-М.)*. Значительно сокращается число *Osmundaceae — Osmunda sphaerinaeformis var. tenua К.-М., Todites (Cladophlebis) sp.*

Встречены *Schizaeaceae (aff. Lygodium sp.)*. Пыльца голосеменных преобладает над спорами. Особенно много сосновых (*Protabies ovalis Volch., Paleopicea biangulina var. media К.-М., Pinupites distortus Volch., Pinus aff. pernobilis Volch., P. subrotunda К.-М.*). Возрастные роли пыльцы сосновых, вероятно, связано с удалением района Малохетской антиклинали от берега, благодаря чему сюда заносились главным образом наиболее легкие зерна пыльцы сосновых.

Известны отложения нижнего кимериджа и вне пределов Малохетской антиклинали. У восточного окончания Усть-Енисейской впадины на р. Хете, в 7 км выше устья р. Букатый, были найдены известковистые песчаники с *Amoeboceras kitchini* Saff. (Мор, Кордилов, Кабанов, 1941).

Далее на восток кимеридж широко распространен в пределах Хатангской впадины. В районе Нордвика к нижнему кимериджу принадлежит,

быть может только в верхней части, 10—15-метровая пачка серых глин с прослоями глауконитового песчаника, где, по данным М. К. Калинин, найдены *Amoeboceras kitchini* Salf. На Восточном Таймыре И. М. Михайл относит к кимериджу толщу песчаников мощностью до 280—350 м.

Отложения кимериджа присутствуют и в Западно-Сибирской низменности, будучи вскрыты рядом скважин, а также обнажаясь на реках, текущих с Северного Урала. На восточном склоне Урала выделяются нижний и верхний подъярусы кимериджа, по данным В. И. Бодылевского (1944), представленные глинами и алевролитами с *Pictonia* и *Rasenia* и с *Aulacostephanus*. В валунах кимериджская фауна указывается В. И. Устрицким на Пай-Хое и Т. Н. Спизарским на Новой Земле. При этом на Новой Земле найден только верхний кимеридж (с *Amoeboceras subtilicostatum* Pavl.).

### **Нижний волжский ярус — VIg.**

Глины и алевролиты нижнего волжского яруса с фауной аммонитов, белемнитов и пелеципод пройдены скважинами на периферии Малохетского поднятия и на Точинском поднятии. Полный разрез нижнего волжского яруса сохранился, по-видимому, только в скв. 10-Р, на южном опущенном блоке Малохетского поднятия. На остальных участках Малохетской антиклинали породы нижнего волжского яруса подверглись сильным размывам.

Мощность нижнего волжского яруса в скв. 10-Р составляет 208 м (рис. 16). Во всех остальных скважинах нижний волжский ярус подвергался размыву перед отложением валанжина и самые верхние горизонты его отсутствуют.

В разрезе скв. 10-Р наблюдается чередование глинистых и алевролитовых пачек, среди которых встречаются тонкие (от 1 до 50 см) прослои мергеля и глинистых известняков серовато-бурого или зеленовато-бурого цвета. Нижние 60—50 м разреза представлены глинисто-алевролитовыми породами, характеризующимися тонким (ленточным) чередованием глинистых и алевролитовых прослоев. Мощность прослоев измеряется обычно несколькими миллиметрами, при этом мощность глинистых прослоев больше, чем алевролитовых. Глины черные, черно-серые, сланцеватые, иногда переходящие в аргиллитоподобные. Алевролиты темного, зеленовато-серого или темно-серого цветов. Изредка встречаются тонкие прослои известковистых алевролитов. В верхней части разреза породы становятся более однородными. Глины зеленовато-серые, черно-серые с зеленоватым оттенком, плотные. Алевролиты зеленовато-серые. В породах верхней части разреза часто встречаются растительные остатки, в глинах — конкреции пирита и глинистого сидерита.

На северо-западном склоне Малохетского поднятия, в скв. 1-Р, отложения нижнего волжского яруса представлены черно-серыми глинами с прослоями песчаников, иногда известковистых, мергелей и глинистых известняков.

На Точинском поднятии в составе отложений нижнего волжского яруса преобладают алевролиты зеленовато-серого цвета, изредка имеются прослои известковистых алевролитов темно-серого цвета. Нередко встречаются тонкослоистые породы, характеризующиеся тонким (ленточным) чередованием почти черных глин и зеленовато-серых алевролитов. Пачки глин сравнительно большой мощности (до 50 м) появляются лишь в верхней части разреза скв. 12-Р. Судя по данным каротажа и буровых журналов, на Точинском поднятии в разрезе нижневолжских отложений существенную роль играют песчаные породы, но в керне они почти не сохранились. Количество и мощность песчаных прослоев увеличиваются по направлению на восток. В алевролитах и глинах имеются растительные остатки, конкреции пирита и глинистого сидерита. В скв. 12-Р встречена галька известковистого песчаника.

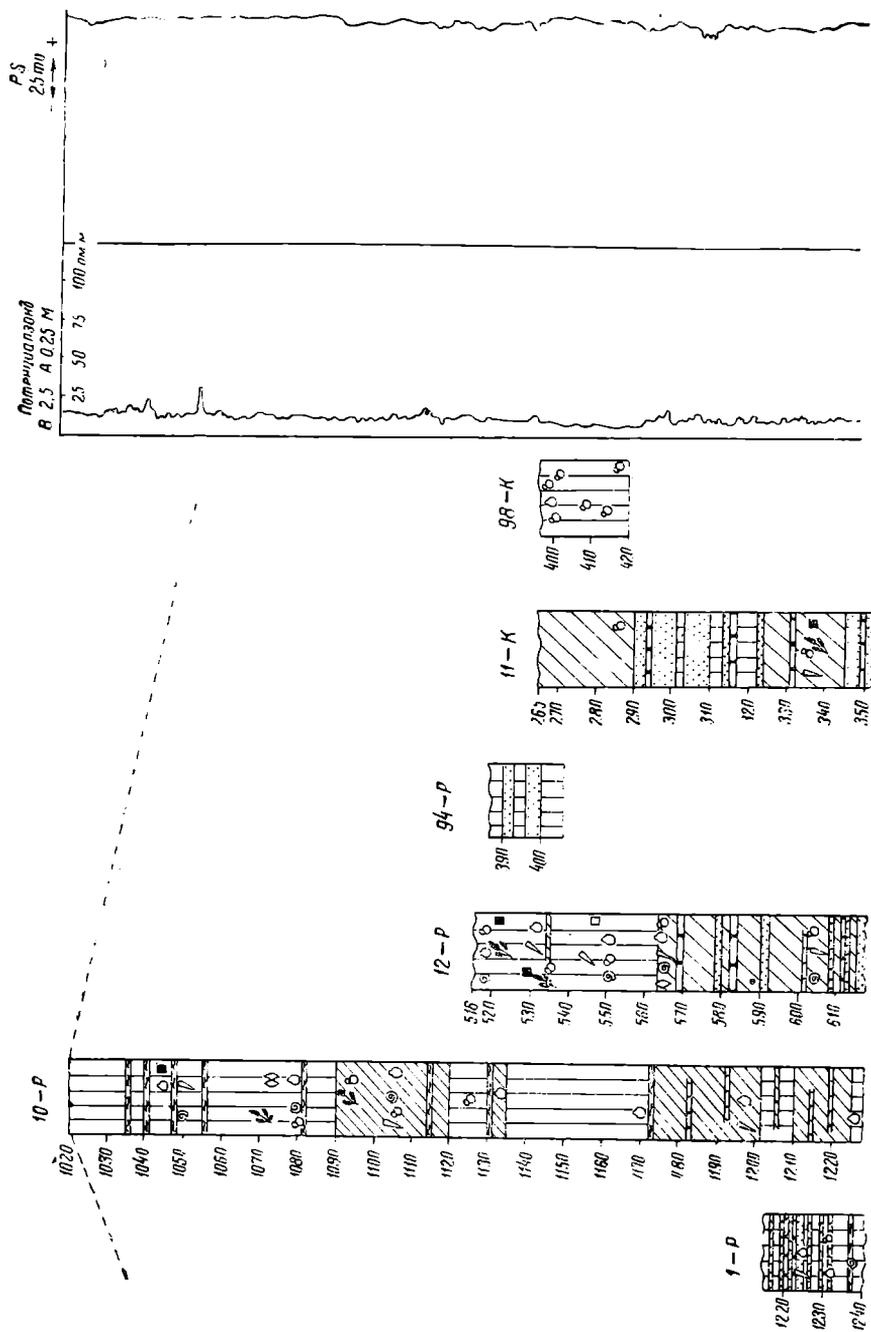


Рис. 16. Корреляция разрезов нижнего волжского яруса Малохетской антиклинали

Нижневолжские отложения содержат фауну, которая определена В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной. В нижних горизонтах нижнего волжского яруса (до 30 м от подошвы) встречены *Subplanites rotor* sp. nov. (нижняя зона нижнего волжского яруса), *Dorsoplanites* sp., *Pachyteuthis* cf. *explanata* Phil., *Cylindroteuthis* cf. *magnifica* Orb., *C. ingens* Krimh. var., *Belemnites* sp. ind., *Acanthoteuthis* sp., *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch., *Aucella* sp. ind., *Pleuromya* (?) sp. ind., *Leda* sp. ind., *Lucina* (?) sp. ind., *Scurria* (?) sp. ind., *Rhynchonella* sp. ind., Crustacea, чешуя рыб, в том числе из семейства Leptolepidae. Слои на расстоянии 50—70 м от подошвы охарактеризованы *Dorsoplanites* (?)

sp. ind., *Pachyleuthis* cf. *explanata* Phill., *Belemnites* sp. ind., *Aucella* cf. *fischeriana* Orb., *Aucella* sp. ind., *Ostrea undulata* Eichw., *Leda* (?) sp. ind., *Lucina* (?) sp. ind., *Thracia* cf. *lata* Ag.

В более высоких горизонтах нижнего волжского яруса (120—130 м от подошвы) присутствуют *Ammonites* gen. et sp. ind., *Pachyleuthis* sp. ind. (? cf. *explanata* Phill.), *Astarte* sp. ind., *Aucella* sp. ind., *Lingula* sp. ind., *Pleuromya* (?) sp. ind. Выше по разрезу (около 150—200 м над подошвой яруса) найдены *Dorsoplanites* (? *Laugites*) sp. ind., *Lucina* sp. ind., *Scurria* sp. ind., *Lingula* sp. ind. Судя по *Laugites*, это — верхи нижнего волжского яруса или даже низы верхнего волжского яруса.

Микрофауна, по определениям Н. В. Шаровской, в нижних 20—25 м разреза нижнего волжского яруса в скв. 1-Р, 12-Р и 11-Р представлена: *Saccamina* sp., *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», *Haplophragmoides* ex gr. *emeljanzevi* Schl., *H. minutissimus* sp. nov., *H. nonioninoides* (Reuss), *H. ex gr. nonioninoides* (Reuss), *Ammobaculites gerkei* sp. nov., *Trochammina* sp., *Nodosaria* (?) sp., *Dentalina* sp., *Cristellaria* sp. sp.

В слоях, лежащих на 50—100 м выше подошвы, присутствуют в скв. 11-Р, 12-Р, 94-К и 98-К: *Saccamina* sp., *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», *Glomospira gordialis* Park. et Jon., *Haplophragmoides emeljanzevi* Schl., *H. ex gr. emeljanzevi* Schl., *H. minutissimus* sp. nov., *H. nonioninoides* (Reuss), *H. ex gr. nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *H. tichoni* sp. nov., *H. volosatovi* sp. nov., *Ammobaculites* sp. sp., *Trochammina* sp. sp., *Cristellaria* sp. sp., *Marginitina glabra* Orb.

В скв. 10-Р в нижних 100 м разреза нижнего волжского яруса микрофауна не обнаружена. Вышележащая 50-метровая пачка (вверху с *Laugites*?) содержит *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp., *Marginitina* ex gr. *glabra* Orb., *M. ex gr. robusta* Reuss, *Cristellaria kasanzevi* Furss. et Pol., *C. ex gr. polymorphinae* Бук., *Darbyella* sp., *Pseudoglandulina* ex gr. *bajociana* Terq.

В верхних горизонтах нижнего волжского яруса в скв. 10-Р микрофауна не найдена.

Мелкие растительные остатки в нижеволжских отложениях встречаются редко. Спор и пыльцы зачастую почти нет, лишь в скв. 94-К Э. Н. Кара-Мурза выделяет спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся, вероятно, благодаря удалению от берега, явным преобладанием пыльцы сосновых (*Pseudopicea rotundiformis* Bolch., *Paleopicea biangulina* var. *media* К.-М., aff. *Piceapites asiatica* Bolch., *Pseudopinus oblatinoides* Bolch., *Pinus sacculifera* var. *arctica* К.-М., *Pinus* aff. *pinaster* Bolch.). В значительных количествах присутствуют пыльца древних хвойных (*Paleoconiferus*), споры *Syatheaceae* (*Contopteris* sp., *Thyrsopteris* (?) *pyramidalis* К.-М.), *Osmundaceae* (*Osmunda* sp., *Osmundiptes plicatus* К.-М.). Встречены единичные экземпляры характерных, в основном для нижнего мела, спор *Schizaeaceae* (*Lygodium* sp.).

Как показывают находки валунов, нижеволжские отложения развиты в Усть-Енисейской впадине и вне пределов Малохетской антиклинали, залегая в бассейнах рр. Пясины и Хеты местами непосредственно под четвертичными породами.

Заслуживает внимания приуроченность валунов к площади, тяготеющей к бассейну р. Верхней Таймыры, где уже за пределами Усть-Енисейской впадины, В. Д. Дибнером найдены коренные выходы песков и песчаников нижнего волжского яруса с *Dorsoplanites* cf. *triplex* Spath и *Aucella mosquensis* Висх. Это заставляет думать, что полоса развития верхней юры протягивается вдоль северного края Северо-Сибирской низменности на запад от бассейна р. Верхней Таймыры, возможно до р. Пясины. Западнее р. Пясины нам неизвестны находки валунов пород древнее верхнего мела.

Пески и песчаники с нижеволжскими белемнитами встречены на р. Маймече. В районе Нордвика к нижнему волжскому ярусу, по-види-

тому, судя по данным М. К. Калинко, относится верхняя (четвертая) пачка верхнеюрских отложений, сложенная серыми глинами мощностью до 600 м, с *Aucella mosquensis* Buch, *A. russiensis* Pavl., *Cylindroteuthis* cf. *magnifica* Orb.

На восточном склоне Северного Урала нижний волжский ярус представлен глинами и песчаниками с *Pectinatites*, *Pavlovia* и *Laugeites* (Бодылевский, 1944). В Западной Сибири в скважинах также выделяются нижневолжские глины, мергели и песчаники.

### Верхний волжский ярус — VIg<sub>3</sub>

Верхний волжский ярус мощностью 127 м присутствует только в скв. 10-Р на южном опущенном блоке Малохетского поднятия (рис. 17). На всех остальных участках Малохетской антиклинали верхний волжский ярус размыт перед отложением валанжина.

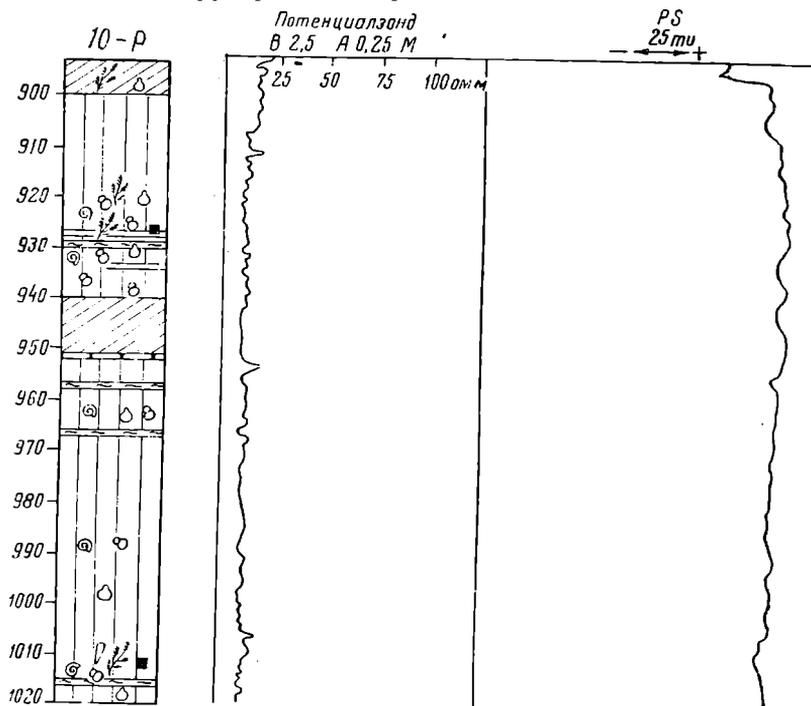


Рис. 17. Разрез верхнего волжского яруса Малохетской антиклинали

Отложения верхнего волжского яруса представлены черно-серыми оскольчататыми глинами, которые перемежаются с темными зеленовато-серыми глинами. В средней и верхней частях разреза имеются два прослоя алевролитов темного, зеленовато-серого цвета мощностью до 11 м. Встречаются тонкие (до 5 см) прослои зеленовато-бурых мергелей и глинистых известняков, на которых в нескольких случаях наблюдались корочки кальцита. В глинах нередко отмечались тонкие (до 1 мм) неправильные линзочки алевролитов. В алевролитах, а особенно в глинах, содержатся обильные пиритизированные растительные остатки и конкреции пирита. Глинистые и алевритовые породы либо неслоистые, либо с горизонтальной слоистостью, иногда ленточного типа.

В отложениях верхнего волжского яруса в скв. 10-Р собрана фауна аммонитов, белемнитов, пелеципод и гастропод. В нижней половине разреза В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной определены: *Taimyroceras laevigatus* gen. et sp. nov., *Taimyroceras niiga* gen. et sp. nov., *Para-*

*craspedites* (? *Taimyroceras*), *Paracraspedites* (? *Craspedites*), *Belemnites* sp. ind., *Aucella* ex gr. *fischeriana* Orb., *Aucella* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Pseudomonotis* sp. ind., *Lucina* sp. ind., *Pecten* (*Entolium*) sp. ind., *Modiola* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Astarte* sp. ind., *Cyprina* (?) sp. ind., *Gastropoda*, *Ditrupe* (?)

Верхневолжский возраст фауны устанавливается по присутствию нового рода аммонитов — *Taimyroceras*, который в валунах на р. Хете встречен вместе с *Craspedites okensis* Orb.

В верхней половине разреза встречаются: *Craspedites* (? *Paracraspedites*) sp. ind., *Ammonites* gen. et sp. ind., *Belemnites* sp. ind., *Aucella* aff. *tolli* Sok., *Aucella* sp. ind., *Modiola* cf. *sibirica* Bodyl., *Astarte* sp. ind., *Pecten* (*Entolium*), *Leda* (?). Эти горизонты могут быть как верхневолжскими, так и нижневаланжинскими, но так как нижний валанжин на них налегает с размывом, а нижележащие слои с *Taimyroceras* литологически неотличимы, есть все основания относить и их к верхнему волжскому ярусу.

В охарактеризованных *Taimyroceras* нижних и средних горизонтах верхнего волжского яруса, по определениям Н. В. Шаровской, встречаются фораминиферы: *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Orb.», *Haplophragmoides emeljanzevi* Schl., *H.* ex gr. *emeljanzevi* Schl., *H. fimbriatus* (sp. «h»), *H.* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *H. tichoni* sp. nov., *H. volosatovi* sp. nov., *Ammobaculites* aff. *gerkei* sp. nov., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Marginulina glabra* Orb., *M. gracilissima* (Reuss) var. *lequida* Schl.?, *M.* ex gr. *hatangensis* Schl., *M.* aff. *formosa* Mjatl., *M.* ex gr. *matulina* Orb., *M.* aff. *striatocostata* Reuss, *M.* ex gr. *striatocostata* Reuss, *Cristellaria* ex gr. *hoplites* Wisn., *Cr. usitata* sp. nov., *Saracenaria* sp., *Vaginulina* sp., *Lagena* ex gr. *clavata* Walc. et Jak., *L.* ex gr. *strumosa* Reuss, *Globulina* ex gr. *lacrima* Reuss, *Gl.* ex gr. *prisca* Reuss, *Discorbis* sp., *Gyroidina* sp.

В верхней части разреза верхневолжских отложений на 93—103 м над подошвой яруса присутствует своеобразная микрофауна. Здесь найдены: *Haplophragmoides fimbriatus* sp. nov., *Ammobaculites* ex gr. *fontinensis* Terq., *A. gerkei* sp. nov., *Dentalina* sp., *Marginulina gracilissima* (Reuss) var. *lequida* Schl., *M. robusta* Reuss, *Cristellaria* ex gr. *infravolgensis* Furss. et Pol., *Vaginulina* sp., *Lagena globosa* Walk. et Boys., *Fissurina obtusa* Egger, *Globulina* sp., *Pyrulina* sp., *Entosolenia* sp., *Discorbis* sp., *Lamarckina* aff. *rjasanensis* (Uhl.).

Этот комплекс имеет характер промежуточный между верхней юрой и нижним мелом, но все же, по мнению Н. В. Шаровской, обнаруживает большее сходство с верхнеюрскими комплексами.

В породах верхнего волжского яруса растительные остатки встречаются редко. Спорово-пыльцевой комплекс, как установила Э. Н. Карамурза, оказался более богатым, чем в нижнем волжском ярусе, причем носит характер, переходный к нижнемеловым комплексам. Удаленность от берега сказалась в том, что преобладает пыльца Pinaceae (*Paleopicea biangulina* var. *media* К.-М., *P. glaesaria* Bolch., *Protopicea binocularia* f. *relativa* К.-М., *Protabies* aff. *olenekensis* К.-М., aff. *Pseudopinus pectinella* Bolch., *Pinites excelsa* К.-М., *Pinus sacculifera* var. *chetensis* К.-М., *Picea* sp., *Cedrus*? sp.). Много пыльцы Podocarpaceae (*Podocarpus tricoccaeiformis* var. *cretacea* Mal., *P. elegans* К.-М., *Pseudopodocarpus* aff. *subfaleata* К.-М.), древних хвойных. Среди спор на первом месте папоротники Cyatheaceae (*Coniopteris* aff. *tajmyrensis* К.-М., *C. triquetra* К.-М., *Cyathea* (?) *cretacea* К.-М.), далее идут Osmundaceae (*Osmunda major* К.-М.).

Появляются типичные для нижнего мела споры Schizaeaceae (*Aneimia chetensis* К.-М., *Lygodium subsimplex* Bolch.), пыльца Bennettiales (*Bennettites* aff. *grandis* К.-М., *Bennettitepites tenuis* К.-М.).

К востоку от р. Енисея верхний волжский ярус присутствует в бассейне р. Хеты, выше устья р. Букатый; А. А. Кордиковым были собраны и переданы на определение В. И. Бодылевскому валуны песчаников с *Craspedites okensis* Ogb. и *Taimyroceras laevigatus* gen. et sp. nov.

Еще далее на восток в пределах Хатангской впадины верхний волжский ярус с достоверностью не выделяется, возможно потому, что верхняя юра известна нам либо в пределах антиклинальных или куполовидных структур, либо на окраинах впадины, где почти несомненно проявились размывы между юрой и мелом.

К западу от Усть-Енисейской впадины отложения верхнего волжского яруса устанавливаются, как указывает В. И. Бодылевский (1944), на восточном склоне Северного Урала (песчаники с *Craspedites okensis* Ogb.) и в виде ледникового отторженца на р. Большой Юган внутри Западно-Сибирской низменности (пески и глины с *Nucula borealis* Tullb., *Belemnites mammilaris* Eichw., *Pachyteuthis rouillieri* Pavl.).

Валуны с верхневолжской фауной обнаружены, по данным Т. Н. Спичарского, на Новой Земле (с *Craspedites*) и предположительно, по данным В. И. Устрицкого, на Пай-Хое (с *Nucula* cf. *borealis* Tullb.). Можно думать, что верхнеюрские отложения распространены на всей или почти на всей площади Усть-Енисейской впадины. Отсутствует верхняя юра, быть может, только в самых окраинных частях впадины, у уступов гор Бырранга и Средне-Сибирского плоскогорья. К востоку от р. Пясины верхнеюрские породы местами залегают и непосредственно под четвертичным покровом, как это показывают выходы верхней юры на рр. Хете и Верхней Таймыре и находки верхнеюрских валунов на рр. Пясине, Янгоде, Дудыпте и Хете.

Приводимые Р. М. Деменицкой сейсмические профили в районе р. Сухой Дудинки довольно убедительно свидетельствуют о возрастании мощностей верхней юры до 500—600 м на северо-западном крыле Малохетской антиклинали по мере его погружения. Такая же картина наблюдается на юго-восточном крыле антиклинали, на участках Долганского поднятия и к югу от Малохетского и Фунтусовского поднятий. Здесь мощность верхней юры резко возрастает, более чем до 500 м к югу от линии послеюрского взброса, пересеченного скв. 6-Р. Дальше по направлению к Дудинке мощность верхней юры должна постепенно сокращаться и где-то вблизи края Норильского плато верхняя юра, вероятно, вовсе выпадает из разреза.

Большой мощности (около 500 м) верхнеюрские отложения, скорее всего глины, должны присутствовать, судя по данным Р. М. Деменицкой, на площади между протокой Ушаковской и р. Соленой, к западу от Малохетской антиклинали. Мощная (до 600—700 м) толща верхнеюрских пород развита, вероятно, в районе между средним течением р. Большой Хеты и верховьями правого притока р. Малой Хеты — р. Большой Лайды. Сейсморазведка в этом районе обнаружила толщу однородных, скорее всего глинистых пород со скоростями распространения сейсмических волн 3600—3950 м/сек, залегающую на глубинах от 2 до 3,5 км и постепенно выклинивающуюся по направлению на восток. Не исключено, что верхнеюрские отложения небольшой мощности сохраняются под нижнемеловыми отложениями и восточнее бассейна р. Большой Лайды, быть может, вплоть до р. Енисея.

Верхнеюрские отложения, вероятно, распространены на севере Усть-Енисейской впадины, почти до границы области развития палеозойских пород. На это, в частности, указывает наличие выходов верхней юры на р. Верхней Таймыре у самого подножья гор Бырранга. Мощность верхней юры на севере впадины может быть меньше, чем на известных нам участках в районе Малохетской антиклинали и к югу от нее.

Меловые отложения, залегая непосредственно под четвертичным покровом, распространены в Усть-Енисейской впадине повсеместно (см. рис. 2) и достигают мощности свыше 3 км. Они вскрыты более чем 160 буровыми скважинами, а также в ряде пунктов выходят на поверхность в естественных обнажениях. Меловые отложения распадаются на три толщи: морской нижний мел (валанжин—готерив), угленосные прибрежно-лагунные и континентальные отложения баррема—сеномана и морской верхний мел (турон—маастрихт). Кроме того, к западу от р. Енисея над морским верхним мелом найдены континентальные отложения, относящиеся к датскому ярусу — палеоцену.

На большей части площади Усть-Енисейской впадины под четвертичными породами лежат морские верхнемеловые отложения, из-под которых только в сводах антиклинальных складок и куполов появляется меловая угленосная толща. Морской нижний мел непосредственно под четвертичным покровом обнаружен лишь на Точинском поднятии Малохетской антиклинали. В окраинных частях Усть-Енисейской впадины морской верхний мел отсутствует и под четвертичными отложениями залегают меловая угленосная толща (см. рис. 3).

### Нижний отдел меловой системы

#### *Валанжин — Vln*

Отложения валанжинского яруса обнаружены рядом скважин на Малохетской антиклинали, в пределах Малохетского, Фунтусовского и Точинского поднятий, а также вскрыты глубокой скважиной в районе р. Яковлевой. Мощность валанжина на Малохетской антиклинали доходит до 350 м, на Яковлевском куполе валанжин пройден на 495 м, но подошва его не достигнута.

Устанавливается присутствие всех трех подъярусов валанжина. Разделение нижнего и среднего подъярусов вследствие однообразия литологического состава пород затруднительно. Верхний подъярус, сформировавшийся во время регрессии валанжинского моря, выделяется достаточно хорошо.

#### *Нижний и средний валанжин — Vln<sub>1,2</sub>*

Светлые зеленовато-серые алевролиты, алевриты и глины с разнообразной и обильной фауной, относимой к нижнему и среднему валанжину, распространены в районе Малохетской антиклинали повсеместно. Они пройдены всеми бурившимися здесь роторными скважинами, а также достигнуты многими колонковыми скважинами. Присутствуют эти отложения и в районе р. Яковлевой в разрезе роторной скважины.

В районе Малохетской антиклинали — на Малохетском, Фунтусовском и Точинском поднятиях и между ними валанжин ложится с размывом на различные горизонты средней и верхней юры.

Мощность нижнего и среднего валанжина на крыльях Малохетской антиклинали достигает 186—204 м (рис. 18). В присводовой части структуры мощности резко сокращаются, доходя до 98—100 м и даже в скв. 13-Р, на самом своде Малохетского поднятия — до 77 м. Такое резкое сокращение мощностей в своде антиклинали объясняется скорее всего размывами во время отложения валанжина. Поскольку на крыльях складки слои с нижневаланжинской фауной наиболее полно сохранились, можно думать, что внутрiformационные размывы происходили именно в нижнем валанжине.

В отличие от юрских пород, характеризующихся темной окраской, породы нижнего и среднего валанжина окрашены в светлые зеленовато-серые и светло-серые цвета. Отложения представлены в основном алевритами (реже алевролитами) и глинами с прослоями песчаников. Разрез большей частью начинается, судя по данным каротажа и буровых журналов, песчаниками, среди которых имеются и разности с известковистым цементом. Мощность песчаников колеблется от 1 до 31 м.

На склонах Малохетского поднятия, по-видимому, присутствуют более низкие горизонты валанжина, сложенные светло-серыми песчаниками, которые перекрываются зеленовато-серыми и светло-серыми алевритами и глинами с растительными остатками.

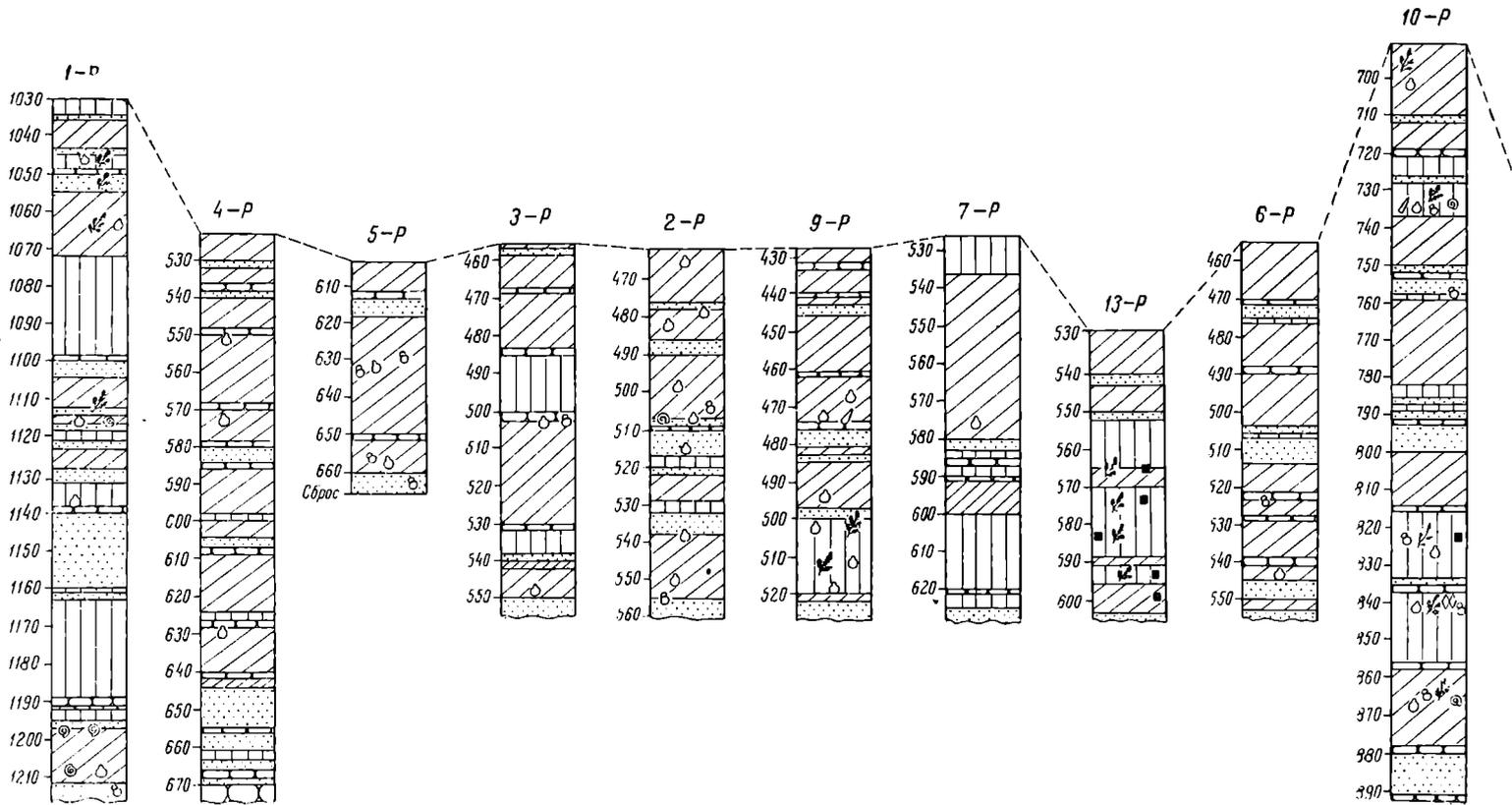
Песчаники мелкозернистые светло-серые или зеленовато-серые, иногда косослоистые. В песчаниках встречается галька серых глин. Выше по разрезу среди глинисто-алевроитовых пород песчаников сравнительно мало и они образуют прослои небольшой мощности (очень редко до 10 м). Многие прослои песчаников имеют известковистый цемент. Количество и мощность песчаных прослоев увеличиваются на Точинском поднятии.

Песчаники, залегающие в основании свиты, сменяются мощной толщей глин и алевритов, в распределении которых как по площади, так и по разрезу не наблюдается какой-либо закономерности. Возможно, что это связано с малым выносом керна. Глины светлые зеленовато-серые, сланцеватые, нередко с тонкими прослойками светло-серого алеврита, подчеркивающими волнистую и горизонтальную слоистость глин. Алевриты светлые зеленовато-серые, серые и светло-серые, часто горизонтальнослоистые, реже косослоистые и волнистослоистые. Имеются прослои известковистых алевролитов. В последних встречаются тонкие (1—1,5 мм) прожилки кальцита. В скв. 13-Р обнаружены округлые зерна кальцита (до 2 мм). В низах свиты присутствуют прослойки темно-серого мергеля. В глинах и алевритах в большом количестве встречаются мелкие растительные остатки, нередко пиритизированные, конкреции и зернышки пирита и иногда глинистого сидерита. Среди глинистых и алевритовых пород наблюдаются флюидалные текстуры.

Подошва валанжина во всех случаях устанавливается по появлению характерных светлых зеленовато-серых глин, алевритов и алевритов. При этом надо учитывать, что хотя валанжин ложится на различные горизонты юры с явным стратиграфическим и даже угловым несогласием, в основании его нигде не встречены конгломераты. На некоторых участках можно предполагать, как уже указывалось, присутствие пограничного горизонта песчаников, местами же глины и алевриты валанжина непосредственно налегают на глины и алевролиты верхней и средней юры, отличаясь от них лишь по окраске.

Самые нижние горизонты валанжина охарактеризованы, по определениям В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной, *Subcraspedites* sp. ind., *Paracraspedites*(?) sp. ind. (cf. *spasskensis* Nik.), *Ammonites* gen. et sp. ind., *Aucella terebratuloides* L a h., *A. cf. okensis* P a v l., *A. cf. trigonoides* L a h., *A. cf. keyserlingi* L a h., *Aucella* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Protocardia* sp. ind. (скв. 1-Р и 10-Р).

Во всех других скважинах мощность нижнего и среднего валанжина резко сокращается. В основании лежит ауцелловый горизонт (мощность 20—35 м), относящийся к нижнему валанжину. Здесь найдены: *Paracraspedites*(?) cf. *spasskensis* Nik., *Aucella* cf. *keyserlingi* L a h., *A. ex gr. keyserlingi* L a h., *A. cf. crassa* P a v l., *A. cf. terebratuloides* L a h., *A. cf. uncitoides* P a v l., *A. ex gr. fischeriana* O r b., *A. subinflata* P a v l., *Aucella* sp. ind. (? cf. *volgensis* L a h.), *Aucella* sp. ind. (? cf. *andersoni* P a v l.), *Aucella* sp. ind. (cf. *sublaevis* K e y s.), *Aucella* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Oxytoma inaequivolve* S o w. var. *expansa* P h i l l., *Pseudomonotis* sp. ind., *Pecten (Entolium)* sp. ind., *Modiola* sp. ind., *Lima con-*



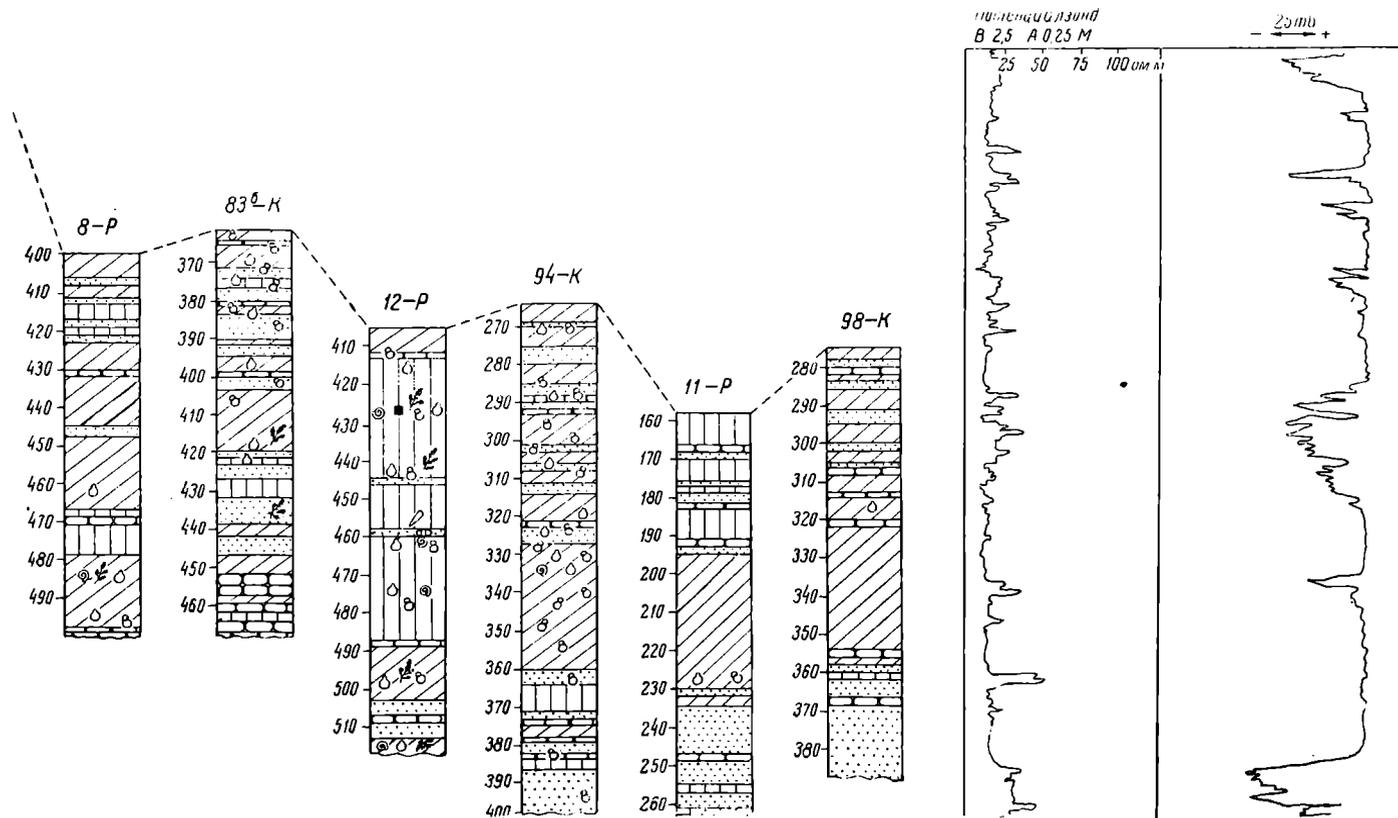


Рис. 18. Корреляция разрезов нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали

*sobrina* Orb., *Lima* sp. ind., *Thracia* cf. *lata* Ag., *Astarte* sp. ind. В скв. 1-Р и 10-Р кровля ауцеллового горизонта поднимается до 70—80 м над подошвой валанжина. По-видимому, нижняя часть разреза валанжина в этих скважинах не имеет аналогов в скважинах, пробуренных у свода антиклинали.

Выше по разрезу валанжина ауцеллы почти полностью исчезают, но фауна в целом делается более разнообразной. Здесь появляются характерные для верхов нижнего валанжина *Tollia* sp. ind., а затем и средне-валанжинские *Temnoptychites* cf. *syzranicus* Pavl., *Polyptychites* sp. ind., присутствуют также *Belemnites* sp. ind., *Eulima* aff. *pusilla* Tullb., *Cerithium* (?) sp. ind., *Turritella petschorae* Keys., *Turritella* sp. ind., *Ditrypa* (?), *Serpula* sp. ind., *Lingula* cf. *zeta* Qu., *Rhynchonella* (?) sp. ind.

Из пеллеципод встречаются: *Modiola* cf. *strajeskiana* Orb., *Pecten* (*Entolium*) *nummularis* Orb., *P.* aff. *nummularis* Orb., *Pecten* (*Entolium*) sp., *Lima consobrina* Orb., *Lima* aff. *consobrina* Orb., *Lima* sp., *Oxytoma inaequivalve* Sow. var., *Oxytoma* sp. ind., *Pleuromya* (?) cf. *uralensis* Orb., *Pleuromya* sp. ind., *Astarte buchiana* Orb., *A. buchiana* Orb. var., *A.* cf. *senecta* Woods, *Astarte* sp. nov., *Astarte* sp. ind., *Protocardium* (?) sp., *Lucina* sp., *Leda* sp., *Inoceramus* sp., *Thracia* cf. *lata* Ag., *Thracia* (?) sp., *Aucella* ex gr. *keyserlingi* Lah., *A.* ex gr. *fischeriana* Orb., *A.* cf. *terebratuloides* Lah., *A.* cf. *volgensis* Lah., *Aucella* sp. ind., *Isocyprina* (?), *Tancredia* sp. ind. Такой состав фауны выдерживается вплоть до кровли свиты.

Микрофауна в отложениях нижнего и среднего валанжина, по данным Н. В. Шаровской, представлена характерным комплексом фораминифер с преобладанием в количественном отношении представителей рода *Haplophragmoides* и в видовом отношении известковых фораминифер. Здесь встречаются следующие виды фораминифер: *Rhabdammina aptica* Dampel et Dain, *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H.* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *Ammobaculites gerkei* sp. nov., *A.* aff. *gerkei* sp. nov., *Trochammina* aff. *parvilocolata* sp. nov. (Gerke), *Glomospira gaultina* Berth., *G.* ex gr. *gaultina* Berth., *Gaudryina gerkei* Vass., *Verneuilina septentrionalis* sp. nov., *Nodosaria* ex gr. *glandulinoides* Mjatl., *Cristellaria novella* Vass., *C.* ex gr. *robusta* Reuss, *C.* aff. *subalata* Reuss, *Marginulina* ex gr. *cephalotes* Reuss, *Globulina guttaeformis* Schl., *Epistomina* ex gr. *reticulata* Reuss. Из перечисленных видов фораминифер *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *Ammobaculites gerkei* sp. nov., *A.* aff. *gerkei* sp. nov., *Marginulina robusta* Reuss появляются уже в отложениях верхней юры, причем первые четыре вида продолжают свое существование в более молодых отложениях и наиболее богато представлены в верхнем горизонте с *Haplophragmoides* верхнего валанжина. Что касается остальных видов, перечисленных выше, то они не выходят за пределы нижнего и среднего валанжина. В Нордвикском районе целый ряд фораминифер: *Rhabdammina aptica* Dampel et Dain, *Cristellaria novella* Vass., *C.* aff. *subalata* Reuss, *Marginulina robusta* Reuss, *Globulina guttaeformis* Schl., *Epistomina* aff. *reticulata* Reuss за пределы валанжина не выходят, причем почти все названные виды чаще встречаются в свите глин валанжина, а в песчаный горизонт заходят редко.

В целом комплекс микрофауны по всему разрезу нижнего и среднего валанжина один и тот же. Более высокие горизонты свиты содержат лишь, подобно макрофауне, и более разнообразную микрофауну. Особенно многочисленными становятся здесь виды известковых фораминифер. Микрофаунистический комплекс нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали обнаруживает настолько большое сходство с микрофауной валанжина Нордвикского района, что вряд ли могут

быть сомнения в их синхронности и связи населяемых ими бассейнов.

Растительные остатки в отложениях нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали встречаются часто, но представлены мелкими, не поддающимися определению обрывками листьев и стеблей. Споры и пыльца, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, составляют типичный комплекс, отличный от верхнеюрских и более молодых меловых комплексов. Особенно широко представлены споры Schizaeaceae (*Lygodium clarum* К.-М., *L. gibberulum* var. *minor* К.-М., *L. sparsaetuberculatum* К.-М., *L. splendidum* К.-М., *Aneimia chetensis* К.-М., *A. cardioformis* К.-М., *Mohria limbata* К.-М., *M. tersa* К.-М.). Много, так же как и в юре, спор Cyatheaceae — *Coniopteris tajmyrensis* К.-М., *C. triquetra* К.-М., *Cyathea cretacea* К.-М., *C. valanjinensis* К.-М. и Osmundaceae — *Osmunda sphaerinaeformis* var. *tenua* К.-М., *Osmundopsis* aff. *breviapiculatus* К.-М., *Todites (Cladophlebis)* aff. *arctica* К.-М. Среди пыльцы доминируют Pinaceae (*Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Picea*, *Abies* (?) *binocularica* К.-М., сохраняющиеся с юры *Paleopicea*, *Pseudopicea*, *Pseudopinus*), много еще древних хвойных (*Paleoconiferus*), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus* aff. *subfaleata* К.-М.). Впервые появляются единичные представители Taxodiaceae и Cupressaceae.

К нижнему и среднему валанжину относятся самые нижние горизонты разреза, вскрытого глубокой скважиной в районе р. Яковлевой. По описанию И. П. Лугинца и А. И. Бочарниковой, эта скважина на глубине 2327—2542 м обнаружила темно-серые аргиллиты, переслаивающиеся с серыми, реже зеленовато-серыми, алевролитами и серыми и зеленовато-серыми известковистыми и глинистыми мелкозернистыми песчаниками. Судя по каротажной диаграмме, песчаные породы занимают резко подчиненное положение, преобладают же аргиллиты и алевролиты. Описанные породы заключают линзочки сидерита, кристаллики и желваки пирита.

Подошва описываемых пород не достигнута скважиной, положение кровли устанавливается по появлению первой снизу значительной пачки песчаных пород, отмечаемой на каротажной диаграмме на глубине 2322—2327 м. Таким образом, мощность отложений не менее 185 м (углы падения в слоях не более 10—20°).

Фауна и микрофауна в рассматриваемых отложениях встречается значительно реже, чем в валанжине Малохетской антиклинали. На глубинах 2327—2501 м обнаружены: *Ammonites* gen. et sp. ind. juv., мелкие валанжинского типа *Aucella* sp. ind., *Leda* sp. ind., *Lingula* sp. ind. Из микрофауны найдены лишь единичные *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss) и одна раковина *Haplophragmoides* ex gr. *emeljanzevi* Schl. (глубина 2405—2415 м). Последний вид свойственен верхней юре Малохетской антиклинали, но встречается и в низах валанжина в Нордвикском районе.

Споры и пыльца, по заключению Н. М. Бондаренко, в отложениях описываемой свиты присутствуют в большом количестве. На глубинах 2353—2501 м спорово-пыльцевой комплекс носит древний облик и характеризуется преобладанием спор Schizaeaceae (*Lygodium valanjinensis* var. *inflata* К.-М., *L.* aff. *japonicum* Sw., *Aneimia chetensis* var. *chetensis* К.-М., *A.* aff. *tricostata* Bolch., *A. tripartita* Bolch., реже *Mohria* sp.); Cyatheaceae (*Coniopteris onychioides* Vass. et К.-М.) и Osmundaceae представлены слабее, чем на р. Малой Хете. Среди пыльцы много сосновых (*Paleopicea*, *Pseudopicea*, *Piceapites*, *Pinus Haploxylon*, *Pinus Diploxylon*, *Abies*, *Cedrus* ?), древних хвойных (*Paleoconiferus*, *Walchapites*), имеются Cupressaceae (?). В общем видовой состав спор и пыльцы бедный и однообразный, хорошо сопоставляется с нижним и средним валанжином Малохетской антиклинали.

Выше глубины 2353 м появляется более молодой спорово-пыльцевой комплекс, в основном характерный для слоев, лежащих выше глубины

2327 м и содержащих фауну верхнего валанжина. Последнее дает основание считать слои, лежащие на глубинах более 2327 м, средневаланжинскими, допуская присутствие в нижней их части и нижнего валанжина (на нижний валанжин указывает находка *Haplophragmoides* ex gr. *emeljanzevi*). Подошва валанжина, надо полагать, находится лишь немногим глубже забоя скважины (2469 м ниже уровня моря) и, возможно, совпадает с поверхностью сейсмического отражающего горизонта М на глубине порядка 2500—2600 м. В таком случае мощность нижнего и среднего валанжина в районе р. Яковлевой будет около 200—250 м.

### Верхний валанжин — Vln<sub>3</sub>

Отложения верхнего валанжина выделяются по фауне в районе р. Яковлевой в разрезе роторной скважины и по аналогии с этим районом на Малохетской антиклинали в многочисленных колонковых и роторных скважинах. Главным основанием для сопоставления рассматриваемых отложений в названных районах явилась принадлежность их ко времени начала регрессии валанжинского моря.

В районе р. Яковлевой отложения верхнего валанжина установлены И. П. Лугинцом и А. И. Бочарниковой. Роторная скважина здесь прошла на глубинах 2017—2327 м темно-серые аргиллиты и светло-серые и серые алевролиты с подчиненными, но все же довольно частыми прослоями зеленовато-серых и светло-серых глинистых и известковистых мелкозернистых песчаников.

В аргиллитах встречаются линзочки (1—2 мм) алевролитов и мелкозернистых песчаников. Описываемые породы содержат включения угля, растительные остатки, конкреции пирита и линзочки микрозернистого сидерита. Мощность их 310 м. Углы падения невелики (порядка 10—20°), вследствие чего можно пройденную скважиной мощность считать близкой к истинной.

Отложения верхнего валанжина в районе р. Яковлевой несколько богаче фауной, чем нижележащие слои. На глубинах 2175—2327 м встречены *Aucella* ex gr. *okensis* — *unshensis* Pavl., *Aucella* sp. ind. (? cf. *sublaevis* Keyes.), *Aucella* sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *Thracia* cf. *lata* Ag., *Gastropoda*. На глубине 2301—2306 м найден *Polyptychites* cf. *stubendorffi* Schm., доказывающий принадлежность рассматриваемой свиты к верхнему валанжину. Из микрофауны на глубинах 2076—2280 м обнаружены *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *Ammobaculites* sp., *Verneuilina* (?) sp., *Trochammina* sp., *Cristellaria* sp., *Cythereis* sp.

Споры и пыльца в описываемых отложениях, как указывает Н. М. Бондаренко, носят более молодой облик, чем в нижележащих слоях. Преобладают споры Schizaeaceae, в частности *Lygodium*, *Aneimia*, *Mohria*. Присутствуют споры aff. *Coniopteris onychioides* Wass. et K.-M., aff. *Coniopteris taimyrensis* K.-M., cf. *Cyathea mediocris* K.-M., Dicksoniaceae (?), *Hausmannia alata* K.-M., *Osmundopsis* (?), *Todites* (?), *Lycopodium*, *Sellaginella*. Среди пыльцы хвойных преобладает пыльца *Picea*, *Abies*, *Larix* (?), *Cedrus* (?), *Pinus Haploxylon*, *Pinus Diploxylon*, появляются более молодые формы *Pinus*, единичные зерна *Sequoiia* и *Taxodium*. Данный спорово-пыльцевой комплекс Н. М. Бондаренко ограничивает глубинами 1852—2353 м.

Таким образом, сюда включаются верхи нижележащих отложений и почти целиком вышележащая свита, относимая нами предположительно к готериву. В целом, этот комплекс отличается от более древнего разнообразием видового состава и появлением некоторых молодых форм спор и пыльцы.

В районе Малохетской антиклинали к верхнему валанжину должны относиться отложения, залегающие над фаунистически охарактеризо-

важным средним валанжином и представленные чередующимися глинистыми и песчаными пачками. Эта свита характеризуется крайне обедненным составом микрофауны, сохраняющей еще валанжинский облик, и полным отсутствием макрофауны. Отложения верхнего валанжина в районе Малохетской антиклинали распространены повсеместно.

Мощность верхнего валанжина в районе Малохетской антиклинали колеблется в пределах от 103—123 м на сводах поднятий до 146 м на погружениях структуры (рис. 19). На своде Точинского поднятия сохранились лишь нижние горизонты верхнего валанжина мощностью 67 м.

В отложениях верхнего валанжина значительно увеличиваются количество и мощность песчаных пород по сравнению со средним и нижним валанжином. Особенно заметно возрастает роль песчаных пород в разрезе свиты на сводах Малохетского, Фунтусовского и Точинского поднятий. Заметных же изменений состава свиты в каком-либо определенном направлении в районе Малохетской антиклинали подметить не удастся. Разрез свиты, характеризующийся чередованием песчаных, глинистых и алевроитовых прослоев, начинается песчаниками, нередко известковистыми, мощностью 1—10 м. Выше лежит толща, состоящая из чередующихся прослоев алевроитов, глин и песчаников с преобладанием последних. Песчаники мелкозернистые светло-серого или зеленовато-серого цвета, очень рыхлые, иногда переходящие в песок. Изредка встречаются прослойки среднезернистых песчаников. Известковистые песчаники серого, темно-серого или голубовато-серого цвета, нередко с прожилками кальцита. В песчаниках скв. 1-Р имеются включения мелкой угловатой гальки глин зеленовато-серого цвета. Встречаются косослоистые песчаники. Алевроиты светло-серые, буровато-серые, обычно слоистые с тонкими прослойками глин. Слоистость горизонтальная и реже косая. Глины серые и зеленовато-серые. Нередко имеются глинисто-алевритовые породы с флюидальными текстурами. Отмечаются мелкие (0,5—1 см в диаметре) округлые включения мелкозернистого песка в глинах и алевроитах.

В породах верхнего валанжина имеются мелкие растительные остатки, конкреции пирита и редко глинистого сидерита. Кровля верхнего валанжина устанавливается по положению верхнего пласта глин или алевроитов, характерного для всего валанжина Малохетской антиклинали зеленовато-серого цвета.

Фауны в отложениях верхнего валанжина Малохетской антиклинали нет вовсе. Микрофауна, по данным Н. В. Шаровской, встречается редко и представлена очень обедненным комплексом, состоящим из видов, которые входят в состав микрофаунистического комплекса нижнего и среднего валанжина. Здесь обнаружены в нижней части разреза: *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *Dentalina* sp.

В верхних горизонтах сохраняются только песчаные фораминиферы: *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. ex gr. nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *Ammobaculites gerkei* sp. nov., *Trochammina* sp.

Растительные остатки в виде не поддающихся определению обугленных обрывков листьев, стеблей, мелкого растительного детрита встречаются в отложениях верхнего валанжина Малохетской антиклинали в изобилии. Спорово-пыльцевой комплекс верхнего валанжина р. Малой Хеты, как указывает Э. Н. Кара-Мурза, обнаруживает большое сходство с подстилающими его слоями нижнего и среднего валанжина, а также с верхним валанжином р. Яковлевой. Несколько уменьшается здесь по сравнению с нижележащей свитой количество юрских спор и пыльцы, увеличивается процент молодых форм среди пыльцы хвойных (*Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Taxodiaceae*). Среди спор более возрастает роль *Schizaeaceae* (в основном те же, что и в нижнем и среднем валанжине виды

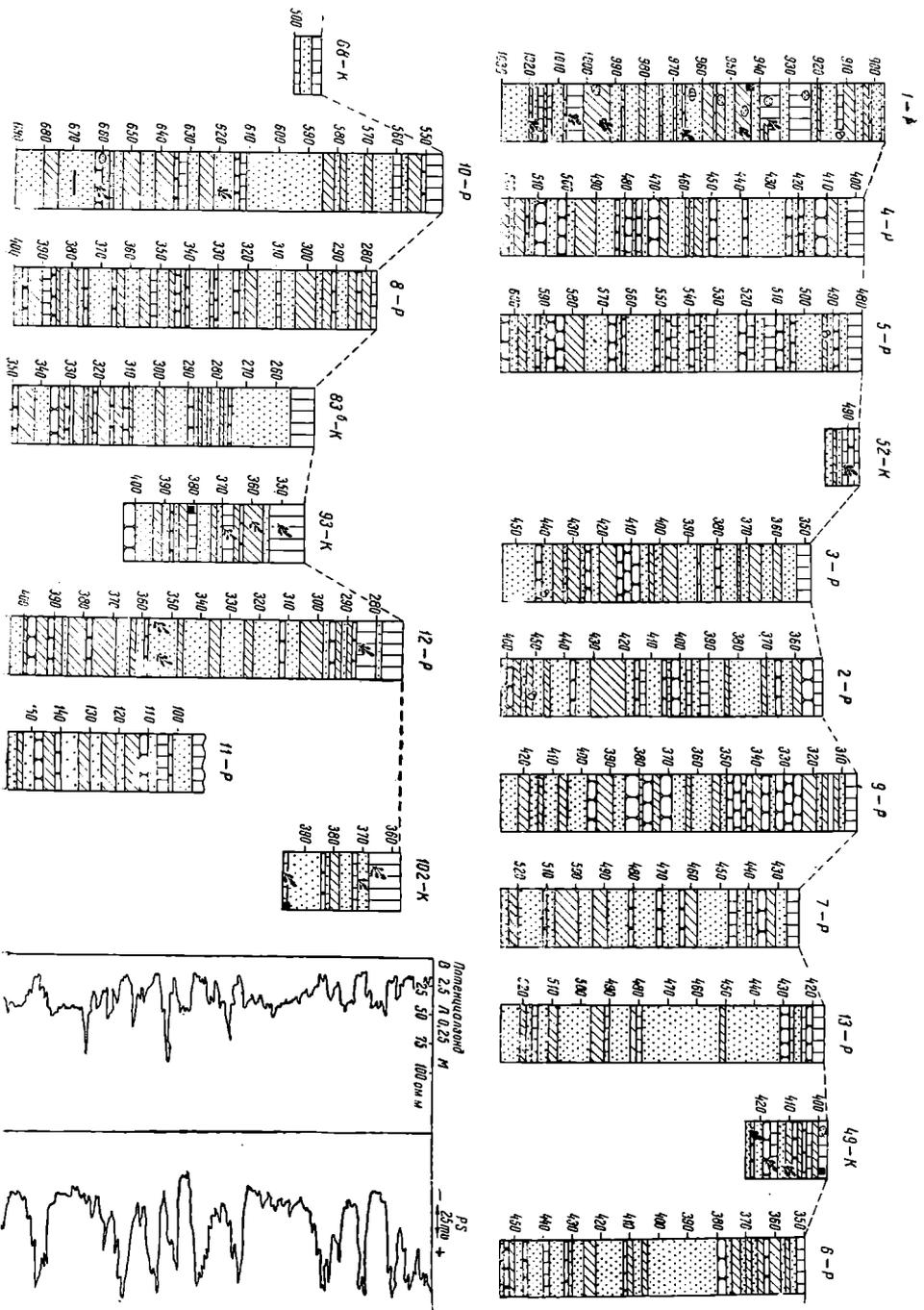


Рис. 19. Копия с  
 оригинала  
 архива  
 геологического  
 института  
 Российской  
 академии  
 наук

*Lygodium*, *Aneimia*, *Mohria*) и соответственно несколько сокращается содержание *Cyatheaceae* (прежние виды *Contopteris*, *Cyathea*) и *Osmundaceae*. Среди *Lygodium* появляются и новые формы (*Lygodium gibberulum* var. *gibberulum* К.-М.).

Подобно верхнеюрским валунам, валуны валанжина полностью исчезают к западу от р. Пясины. Далее на восток отложения валанжина широко распространены в Хатангской впадине и на Таймыре. По фауне выделяются все три подъяруса валанжина. Вдоль южного борта Хатангской впадины на правых притоках р. Хеты, на р. Котуе и ее притоках, на рр. Попигае и Анабаре валанжин представлен преимущественно песчаными породами мощностью до 220—230 м. Севернее в районах Сындаско, Нордвика, на о. Бегичева преобладают глины, всюду, однако, заключающие прослойки песков. В районе бухты Сындаско, по мнению П. С. Воронова, глинисто-алевритовые породы мощностью до 275 м охватывают весь разрез валанжина и даже нижний готерив. Следует также указать, что в некоторых случаях, например в скважинах на р. Котуе, по данным Д. С. Гантмана, нижний и средний валанжин выпадают из разреза и на более древние породы непосредственно ложится верхний валанжин.

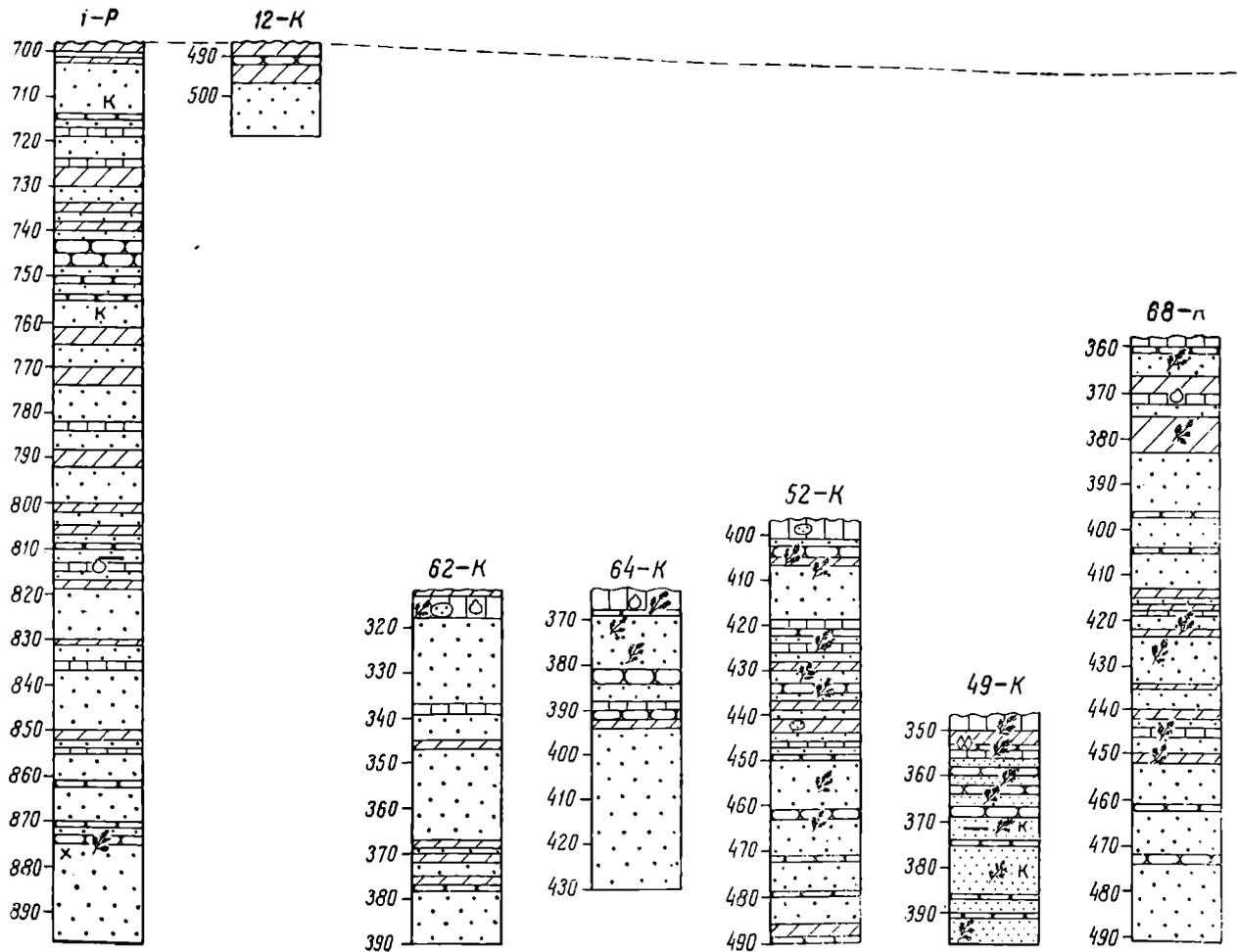
Валанжин развит и в Западно-Сибирской низменности, где вскрыт рядом скважин, и выходит в обнажениях на восточном склоне Северного Урала. Встречены все три подъяруса валанжина, причем в Приуралье в состав валанжина входят преимущественно песчаные породы и только в верхнем валанжине частично глины, в Западной же Сибири валанжин в большей своей части сложен глинами, относящимися в основном к нижней и средней его части. Верхняя часть валанжина — песчано-алевритовые породы мощностью до 225 м в селении Покур относятся в основном, как и на р. Енисее, к верхнему валанжину. Валуны с валанжинской фауной обнаружены также на Новой Земле и на Пай-Хое, причем по аммонитам устанавливается присутствие всех трех подъярусов валанжина.

### Готерив — Нт (?)

К готеривскому ярусу можно предположительно отнести отложения, перекрывающие верхний валанжин на Малохетской антиклинали и в районе р. Яковлевой. Эти отложения содержат скудные остатки морской фауны и микрофауны, которая может считаться как верхневаланжинской, так и готеривской. Однако спорово-пыльцевой комплекс, присутствующий в породах готерива, уже несколько отличается от валанжинского и соответствует готеривскому (?) спорово-пыльцевому комплексу в Западной Сибири.

В районе Малохетской антиклинали отложения готерива выпадают из разреза лишь в присводовой части Точинского поднятия, где на верхний валанжин непосредственно ложатся барремские породы, а на самом своде даже четвертичные. Мощность готерива вследствие предбарремского размыва подвержена здесь значительным колебаниям (рис. 20). Наибольшей мощности (199 м) готерив достигает на северо-западном крыле антиклинали.

Отложения готерива характеризуются преимущественным развитием песчаных пород. Глины и алевриты образуют прослойки небольшой (до 5 м) мощности, которые довольно сильно изменчивы по простирацию. В верхней части разреза количество и мощность глинистых и алевритовых пород несколько увеличиваются. Как показывает сопоставление разрезов готерива (см. рис. 20), в нижней половине свиты, которая вскрыта подавляющим большинством скважин, выделяются среди песков две пачки глинисто-алевритовых пород. Одна пачка находится в середине нижней половины свиты (в 25—50 м от ее подошвы), другая



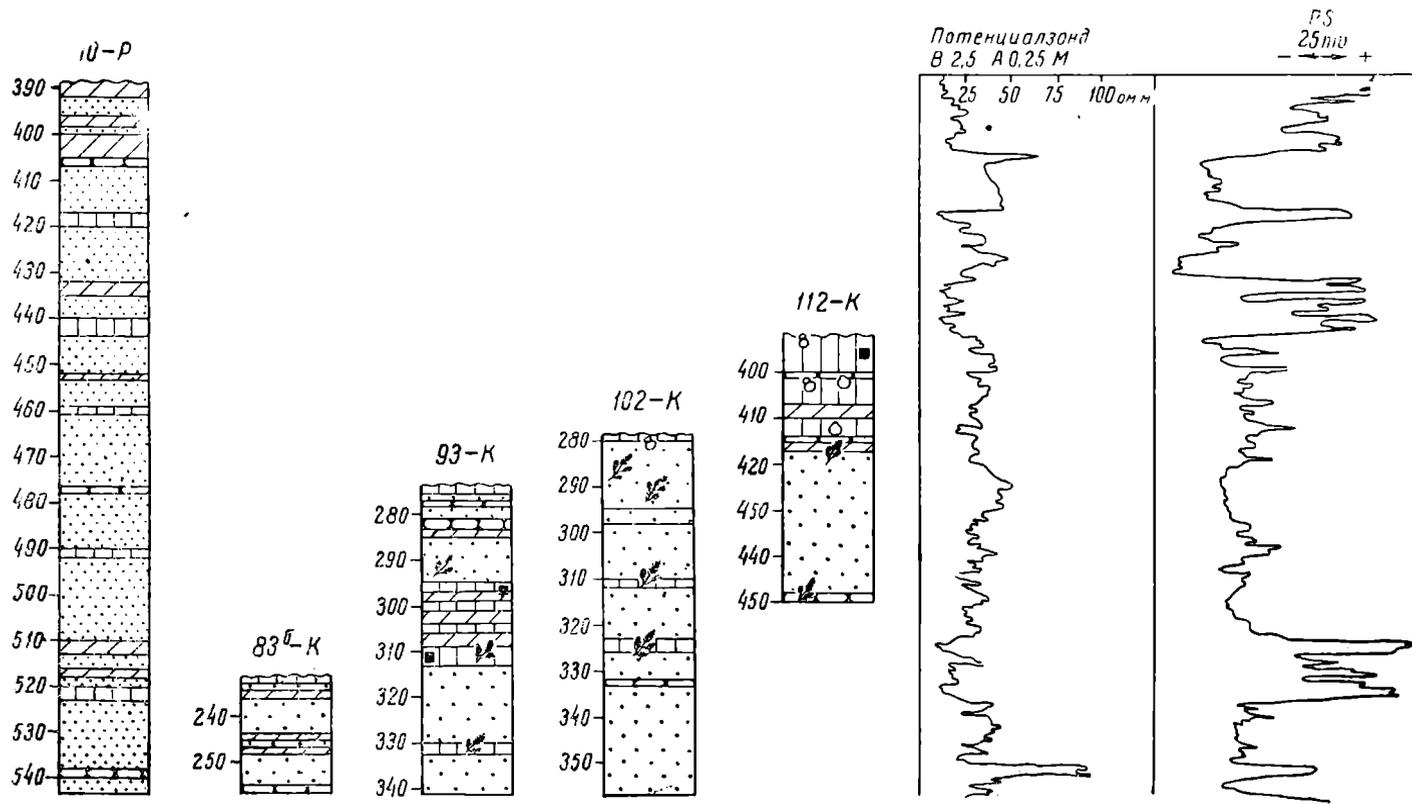


Рис. 20. Корреляция разрезов готерива (?) Малохетской антиклинали

более постоянная и мощная (до 25 м) заканчивает разрез нижней половины свиты и располагается в 78—100 м от ее подошвы. Верхняя половина свиты пройдена целиком в скв. 1-Р, частично в скв. 10-Р и 68-К. В верхней половине свиты намечается возрастание роли глинисто-алевритовых пород вверх по разрезу. Нередко в скважинах разрез готерива венчается упомянутой выше и залегающей в кровле нижней половины свиты пачкой глин или алевритов, имеющих мощность от 1 до 8 м. Такая изменчивая мощность, по-видимому, связана с последующими размывами. На своде антиклинали эта пачка глин целиком размыта.

Среди песчаных пород готерива преобладают пески. Прослой известковистых песчаников сравнительно редки. Наибольшее количество прослоев песчаников с известковым цементом встречено в скважинах, расположенных вблизи линий разломов. В скважинах, пробуренных далеко от линий разломов, прослой известковистых песчаников особенно редки.

Пески мелкозернистые, реже плохосортированные среднезернистые, серые с зеленоватым оттенком, иногда светло-серые, почти белые. Белый цвет пескам придают включения каолинита в виде белого мучнистого вещества. В песках встречаются углистые пропластки. Известковистые песчаники серого, зеленовато-серого или голубовато-серого цветов нередко пересечены прожилками кальцита. Алевриты зеленовато-серые с горизонтальной или косой слоистостью. Горизонтальная слоистость часто ленточного типа. Глины темные, зеленовато-бурые или темно-серые, местами с прослойками и включениями светлого зеленовато-серого алеврита и мелкими округлыми включениями песка. Иногда среди глинисто-алевритовых пород готерива встречаются прослой с флюидальной текстурой. В глинах довольно часто наблюдаются конкреции пирита и несколько реже конкреции и прослой глинистого сидерита. В отложениях готерива много мелких растительных остатков. Отложения готерива в общем сохраняют постоянство на всей площади, разбуренной в районе Малохетской антиклинали. Можно лишь отметить некоторое уменьшение количества прослоев глин и алевритов в районе Точинского поднятия.

Среди отложений готерива Малохетской антиклинали фауной и микрофауной в основном охарактеризован лишь один горизонт глин, залегающий в 78—100 м от подошвы свиты. Отсюда В. И. Бодылевским и Н. И. Шульгиной определены *Aucella* ex gr. *sublaevis* Keys., *Aucella* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind. Микрофауна из этого же горизонта, по данным Н. В. Шаровской, представлена *Saccamina* sp., *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H.* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), *H. niveus* sp. nov., *Trochammina* sp. Судя по скв. 26-К на северном склоне Малохетского поднятия, мелкие пеллециподы присутствуют и в других более низких горизонтах готерива — в 30 и 60 м от его подошвы. В скв. 68-К *Aucella* sp. ind. найдены в 120 м от подошвы готерива, т. е. уже в верхней его части. В общем обнаруженные в предпологаемом готериве остатки фауны и микрофауны не дают определенных указаний на отличие по возрасту от подстилающих валанжинских слоев, но в то же время и не исключают возможности отнесения рассматриваемой свиты к готериву.

В породах готерива Малохетской антиклинали много растительных остатков в виде обугленных обрывков стеблей, листьев, обломков древесины. Сохранность этих остатков, как правило, плохая. Н. Д. Василевская определила отсюда отпечатки части пера *Cladophlebis* sp., части листа *Pityophyllum* sp. и обрывки папоротника.

Спорово-пыльцевой комплекс готерива в общем, по данным Э. Н. Кара-Мурза, мало отличается от верхневаланжинского, но имеет более молодой облик. Среди спор на первом месте стоят Cyatheaceae (*Coniopteris triquetra* К.-М., *Cyathea cretacea* К.-М., *C. neocomiensis* К.-М., *Thyrso-*

*pteris* (?) *pyramidalis* К.-М.), затем следуют Schizaeaceae (*Lygodium pilosum* К.-М., *L. aff. japonicum* Sw., *L. aff. mirabilis* Bolch., *L. subsimplex* Bolch., *Aneimia chetensts* К.-М., *A. exiloides* Bolch., *A. remissa* Bolch., реже *Mohria*, *Schizaea*), Selaginellaceae (*Selaginella gilva* К.-М., *S. granata* Bolch). Среди перечисленных форм особенно показательны готерив-барремский вид *Lygodium pilosum* К.-М. и *Selaginella granata* К.-М. Среди пыльцы сосновых больше, чем в валанжине молодых форм (*Picea*, *Abies*, *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*). Юрскими реликтами являются древние хвойные (*Paleoconiferus*). Среди Podocarpaceae тоже доминируют близкие к современным *Podocarpus excelsiformis* К.-М., *P. tersa* К.-М. и крупные формы *P. tricoccaeiformis* var. *cretacea* К.-М.

В районе р. Яковлевой к готериву можно предположительно отнести песчано-глинистые породы, пройденные на глубинах 1685—2017 м и имеющие видимую мощность 332 м.

Отсутствие крутых углов падения в кернах позволяет считать, что эта мощность близка к истинной. Отложения готерива на р. Яковлевой распадаются на две свиты, каждая из которых отвечает самостоятельному ритму осадконакопления.

Нижняя свита, залегающая на глубинах 1883—2017 м и имеющая мощность 184 м (Нt<sup>1</sup> ?) представлена переслаивающимися между собой темно-серыми аргиллитами, светло-серыми и серыми алевролитами, зеленовато-серыми и светло-серыми глинистыми и известковистыми мелкозернистыми, а в отдельных прослоях среднезернистыми песчаниками. Песчаные породы преобладают, судя по каротажной диаграмме, в нижней части свиты, глинисто-алевритовые — в верхней. В породах наблюдается горизонтальная и косая слоистость. Сказанное позволяет рассматривать данную свиту как образовавшуюся в течение единого ритма осадконакопления. В верхней части свиты встречаются пропластки угля и сапропелево-углистой глинистой породы. Смена глинистых пород, преобладающих в верхней части свиты, песчаными, залегающими в основании верхней свиты готерива, и определяет положение границы между обеими свитами.

В средней части описываемой свиты встречены остатки фауны и микрофауны несколько отличного от нижележащих слоев облика. На глубине 1957—1963 м найдены *Pleuromya* cf. *anabarensis* Bodul. и мелкие, точнее неопределимые пелециподы. На глубине 1899—1903 м обнаружены неопределимые обломки пелеципод. Ауцеллы, чаще всего встречавшиеся в валанжине, здесь отсутствуют. Микрофауна на глубине 1932—1956 м представлена *Saccamina* (?) sp. (форма, неизвестная в валанжине р. Малой Хеты и Нордвикского района), *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* ex gr. *noniontoides* (Reuss), *Haplophragmoides* sp., *Globulina* sp. Таким образом, микрофауна обнаруживает некоторые отклонения от типичной валанжинской. Среди макрофауны *Pleuromya* cf. *anabarensis* Bodul. встречается в Анабарском районе как в верхнем валанжине, так и в слоях, относимых к готериву.

В основании свиты, на глубине 2015—2017 м найден папоротник *Cladophlebis* sp., сходный с *Cladophlebis* из нижней части разреза континентальных нижнемеловых отложений Сангарского района. Споры и пыльца, по заключению Н. М. Бондаренко, в описываемых отложениях (с глубины 1852 м и ниже) принадлежат к тому же спорово-пыльцевому комплексу, который выделен ею для отложений верхнего валанжина. Преобладают, как и везде в неокоме, споры папоротникообразных, несколько возрастает роль молодых форм спор и пыльцы, отсутствовавших в нижнем и среднем валанжине и впервые появившихся в верхнем валанжине (*Mohria*, молодые *Pinus*, *Sequoia*, *Taxodium*).

Наиболее вероятно сопоставлять рассматриваемую свиту на р. Яковлевой с нижней частью разреза готерива Малохетской антиклинали. Обе

свиты без перерыва залегают на отложениях, отнесенных авторами к верхнему валанжину, и содержат остатки фауны и микрофауны, которая может быть как валанжинской, так и готеривской. Вместе с тем, обе свиты отвечают самостоятельному ритму осадконакопления, начинаются с преимущественно песчаных осадков и заканчиваются глинистыми породами.

К верхней свите готерива относятся песчано-глинистые породы, мощностью 148 м, вскрытые глубокой скважиной на р. Яковлевой на глубинах 1685—1833 м (Нт<sup>2</sup> ?). По описанию И. П. Лугинца и А. И. Бочарниковой, это — серые глинистые и известковистые мелкозернистые, очень редко среднезернистые песчаники, чередующиеся с зеленовато-серыми и бурыми алевролитами и темно-серыми, реже черными, углистыми аргиллитами. В песчаниках наблюдается косая слоистость, имеются углистые пропластки, попадает галька аргиллитов. В верхней части свиты обнаружен прослой песчаника, содержащего в большом количестве (до 20%) зерна глауконита. Песчаные породы явно преобладают в нижней половине свиты, тогда как в верхней первенствующее значение приобретает аргиллиты. Отложения свиты, заключающие обильные растительные остатки, пересечены корневыми системами растений.

В описываемых отложениях Н. Д. Василевская определила с глубины 1794—1805 м *Contopteris* sp. и *Cladophebs* (?) — формы, не дающие определенных указаний на возраст вмещающих слоев. Спорово-пыльцевой комплекс на глубинах 1683—1852 м, по заключению Н. М. Бондаренко, обнаруживает большое сходство со спорово-пыльцевым комплексом готерива, выделяемого в глубокой скважине в Тюмени. Среди спор и пыльцы 50% составляет пыльца хвойных с разнообразным видовым составом. Много пыльцы древних *Picea*, *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, молодых *Pinus*, *Abies*, *Cedrus*, *Podocarpus flava* К.-М., *P. rubra* К.-М., встречена единичная пыльца саговых и гинкговых. Разнообразен видовой состав и спор папоротникообразных. Появляются отсутствовавшие в более древних слоях виды *Lygodium pilosum* К.-М., aff. *Anetmia tomentosa* Sw., *Mohria*. Уменьшается количество спор *Coniopteris* (преобладает *Coniopteris tajmyrensis* f. *parva* К.-М.). Имеются споры типа *Hausmannia*, aff. *Hausmannia alata* К.-М., *Osmundopsis* (?), *Lycopodium*, *Selaginella*, aff. *Cyathea*, aff. *Alsophila*, *Cibotipites corniculatum* Bolch.

Рассматриваемые слои, судя по составу спор и пыльцы, наиболее вероятно относить к готериву. Скорее всего, верхняя свита готерива района р. Яковлевой должна сопоставляться с верхней частью разреза готерива Малохетской антиклинали, залегающей над горизонтом с ауцеллами и наиболее полно представленной в скв. 1-Р. Возможно, что самые верхние горизонты верхней свиты готерива р. Яковлевой, характеризующиеся преобладанием глинистых пород и появлением наряду с этим обогащенных глауконитом песчаников, не имеют аналогов и в разрезе скв. 1-Р, будучи здесь размыты перед отложением баррема.

К северу от р. Янгоды, в бассейне правого притока р. Верхней Таймыры — р. Луктах — А. П. Козлова и Н. Н. Цесарцева обнаружили коренные выходы меловых угленосных отложений. В верховьях р. Луктах, в 28 км к северо-востоку от устья р. Янгоды, выходят серые мелкозернистые пески с прослойками, обогащенными обломками обугленной древесины, видимой мощностью 20—25 м. На притоке р. Луктах — р. Сунта-Тари к северу от среднего течения р. Янгоды обнажены светло-серые мелко- и среднезернистые пески с прослойками и линзами гравия и углисто-глинистых частиц, видимой мощностью 10 м. Спорово-пыльцевые анализы пород не производились. Минералогические анализы показали, что в тяжелой фракции песков содержание пироксенов значительно меньше, чем в четвертичных породах, преобладают же гранаты.

эпидот, черные рудные минералы, довольно много сфена и лейкоксена. В песках с р. Луктах 16,3% тяжелой фракции составляет апатит, что характерно не для меловой угленосной толщи Усть-Енисейского района, а для подстилающих ее отложений валанжин-готерива. Вполне возможно, что на р. Луктах мы имеем прибрежно-лагунные фации, отвечающие готериву рр. Яковлевой и Малой Хеты. Надо заметить, что при спорово-пыльцевых анализах четвертичных пород из бассейна рр. Ягоды и Луктах были обнаружены переотложенные нижнемеловые пыльца и споры (*Mohria*, *Lygodium*). Это тоже может указывать на нижнемеловой (готеривский ?) возраст описанных выше выходов.

Подводя итоги рассмотрению отложений готерива, следует еще раз подчеркнуть, что бесспорными фактическими данными о несомненно готеривском возрасте рассматриваемых пород авторы не располагают. Фауна и споро-пыльцевой комплекс могут быть и верхневаланжинскими; исключается лишь, судя по присутствию ауцелл, более молодой, чем готерив, возраст описываемых пород. Однако отнесение данных отложений к верхнему валанжину заставило бы допустить чрезвычайно быстрое погружение Усть-Енисейской впадины в верхневаланжинское время.

За короткий срок должны были бы накопиться от 350 до 650 м осадков, причем это происходило бы в условиях регрессии, а не расширения и углубления моря, которых можно было ожидать при таком быстром опускании дна. Все это, наряду с наблюдающимися различиями в составе фауны, микрофауны, спор и пыльцы, делает наиболее вероятным готеривский возраст рассматриваемых отложений.

Отложения готерива, по-видимому, широко распространены в Хатангской впадине. Здесь встречаются также *Aucella* aff. *sublaevis* Key s., *Pleuromya anabarensis* B o d y l., свойственные готериву Усть-Енисейской впадины.

Морской готерив устанавливается по макро- и микрофауне также в Западной Сибири. В Салехарде к готериву должны относиться песчано-глинистые породы с прослоем глинистого известняка с *Lingula*, перекрывающие глины верхнего валанжина. На восточном склоне Северного Урала Н. П. Михайлов относит к готериву пески с *Mesoteuthis absolutiformis* S i p z. Находки верхнеготеривских *Sibirskites* в скважинах указывают на то, что в основном готерив в Западной Сибири представлен морскими фациями, а переход к отложению красноцветных пород приходится на конец готерива — начало баррема.

Отложения морского нижнего мела (валанжин—готерив), по всем данным, пользуются очень широким, вероятно, почти повсеместным распространением в Усть-Енисейской впадине. На крыльях Малохетской антиклинали мощность их достигает 500 м и более. С такими, а возможно еще большими, отвечающими яковлевскому разрезу, мощностями (более 800 м), валанжин-готеривские отложения развиты на просторанстве между Малохетской антиклиналью и Яковлевским куполом и к западу от них.

Сеймика дает все основания предполагать, что морской нижний мел большой мощности (порядка 600—700 м) залегает на погружении северо-западного крыла Малохетской антиклинали в районе р. Сухой Дудинки, а также к западу от антиклинали на участке между протокой Ушаковской и р. Соленой. Возможно при этом, что к северо-западу и особенно к западу от Малохетской антиклинали состав пород валанжин—готерива становится более однообразным — скорее всего начинают преобладать морские глинистые осадки.

К северу от р. Яковлевой и к востоку от р. Енисея отложения валанжин—готерива, надо думать, тоже присутствуют. Мощность их может убывать по направлению на север и на восток, хотя фактических данных об этом пока нет.

Следует считать, что отложения валажинина и готерива развиты и к югу от Малохетской антиклинали между рр. Большой Хетой и Енисеем. По данным М. П. Зенченко, здесь четко выделяется пачка пород в основном глинистых, мощностью от 800 м на междуречье Большой и Малой Хеты и до 300 м вблизи р. Енисея, залегающая на глубинах 2000—2800 м на западе и 650—950 м в районе селения Лузина. Эта пачка характеризуется скоростями распространения сейсмических волн от 3600 м/сек на западе, до 2650 м/сек на востоке. По мере приближения к р. Енисею характер отражений, по мнению М. П. Зенченко, меняется, что указывает на изменчивость состава пород. Вероятно, валажин и готерив сложены здесь чередующимися между собой глинами и песками.

### **Баррем—Вг (?)**

К барремскому ярусу предположительно может быть отнесена нижняя свита меловой угленосной толщи, сложенная, преимущественно, песчаными породами, налегающая на готерив Малохетской антиклинали с размывом и в свою очередь перекрываемая глинистыми породами средней свиты угленосной толщи. Спорово-пыльцевой комплекс в этой свите, которую авторы предлагают назвать малохетской, соответствует спорово-пыльцевым комплексам предполагаемого баррема Западной Сибири.

Распространен баррем повсеместно в районах Малохетской антиклинали и р. Яковлевой, но на поверхность нигде не выходит. Мощность его в районе Малохетской антиклинали подвержена сравнительно небольшим колебаниям, если не считать тех случаев, когда свита в той или иной степени размыта перед отложением четвертичных пород. Наибольшей мощности (до 316 м) свита достигает на погружениях структуры. На своде Малохетского поднятия в грабене, где только и сохранился баррем целиком, мощность его сокращается до 219—231 м (рис. 21). В общем же в присводовой части Малохетской антиклинали баррем подвергся размыву в предчетвертичное время и на своде Точинского поднятия полностью размыт.

В отложениях свиты в районе Малохетской антиклинали выделяются пять горизонтов, которые И. Н. Безрудов назвал горизонтами *В*, *Г*, *Д*, *Е* и *Ж* (снизу вверх). Горизонты *Е*, *Д* и *Ж* сложены преимущественно песчаными породами, в горизонтах *Г* и *Е*, имеющих мощность от 10 до 40 м каждый, наряду с песками, значительную роль играют прослои глины и алевроитов. Прослои угля тоже главным образом приурочены к горизонтам *Г* и *Е*, хотя встречаются и вне их, в горизонтах *Ж* и *Д*. Иногда горизонты *Г* и *Е* вовсе выклиниваются, иногда сохраняются лишь в виде отдельных маломощных прослоев глины или алевроитов.

Отложения баррема залегают на размытой поверхности готерива. В подошве свиты имеется прослой конгломерата, либо чаще гравелита, состоящий из галек кварца (белого, дымчатого, розовато-желтого и красного), кремня, халцедона, кварцитов, мергелей, глинистых известняков, известковистых песчаников, диабазов, гранит-порфира и фельзит-порфира, обломков угля и обугленной древесины, заключенных в известковистом песчанике.

В некоторых скважинах свита начинается прослоем грубозернистого плохо отсортированного песка с единичными зернами гравия и галькой. Галька и зерна гравия угловатые, реже угловато-окатанные. Размер галек обычно 1—2, реже 3—3,5 см. Выше залегают преимущественно песчаные породы, среди которых имеются прослои глины, алевроитов и углей; часто линзовидные. Глинисто-алевроитовые пачки лучше всего выражены на западе Малохетской антиклинали. По направлению на восток и, по-видимому, на юго-восток, количество глинистых и алевроитовых пород уменьшается.

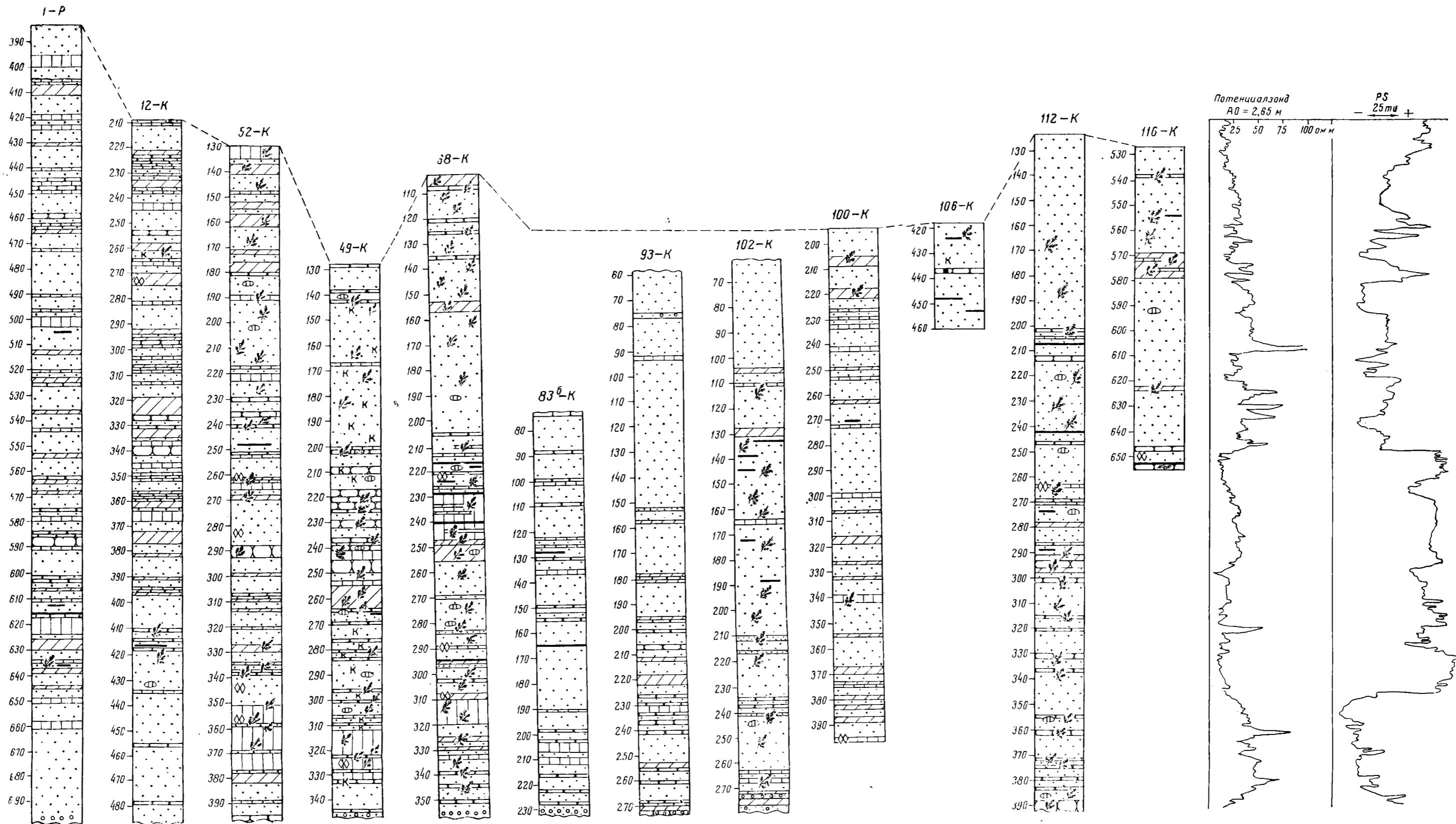


Рис. 21. Корреляция разрезов баррема (?) Малохетской антиклинали

Пески, иногда сменяющиеся рыхлыми или известковистыми песчаниками, главным образом мелкозернистые, реже среднезернистые или разномзернистые, буровато-серого, серого, серовато-белого или почти белого цветов. Белый цвет обусловлен присутствием в песках и песчаниках примеси каолинита. В верхних частях разреза имеются прослойки, сложенные зеленовато-буровато-серыми, зеленовато-желтовато-серыми, серозелеными или желто-бурыми рыхлыми, иногда слабо известковистыми песчаниками. Известковистые песчаники обычно серые или голубовато-серые. Иногда в них встречаются прожилки кальцита. Наибольшее количество прослоев известковистых песчаников приурочено к участкам, расположенным вблизи линий тектонических нарушений. В песчаниках изредка наблюдается косая слоистость, часто обнаруживаются включения мелкой (2—3 мм, иногда до 3 см) гальки глины, конкреции и прослойки глинистого сидерита.

Алевриты буровато-серые и серые, часто слоистые. Слоистость горизонтальная, реже волнистая и косая. Изредка на плоскостях напластования в алевритах наблюдаются знаки ряби. В кровле баррема иногда встречаются алевриты серовато-лилового цвета.

Глины темно-серые, буровато-зеленовато-серые и буровато-серые, с горизонтальной или волнистой слоистостью. Присутствуют и прослойки черной углистой глины. Слоистость в глинах и алевритах обусловлена тонким, часто неправильным, чередованием глинистых и алевритовых прослоев. В глинах и алевритах имеются прослойки глинистого сидерита. В породах много мелких растительных остатков, обломков обугленной древесины, линзочек и тоненьких прослоек углей, рассеянной гальки кварца, кремней и диабазов.

Наиболее мощные прослойки углей (до 2 м), как уже отмечалось выше, приурочены к глинисто-аледритовым горизонтам. В направлении на юго-восток и особенно на восток количество прослоев углей и мощность их резко сокращаются. По степени метаморфизма угли бурые. В петрографическом составе их наблюдается фюзено-ксиленовый стеблевой материал с большим количеством смолы.

В отложениях баррема остатки фауны не обнаружены. В скв. 102-К в 12—16 м выше подошвы баррема, над базальными галечниками встречены единичные *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (Reuss), скорее всего перетолженные из готерива.

Растительные остатки в породах баррема встречаются в изобилии, чаще всего представлены неопределимыми обугленными обрывками растений и листьев. Из нижних горизонтов свиты в скв. 52-К Н. Д. Василевской удалось определить мелкие обрывки перьев папоротника, напоминающие *Sphenopteris kolymensis* Руп. (неоком Колымы). В спорово-пыльцевом комплексе рассматриваемой свиты, по заключению В. Д. Короткевич, преобладает пыльца голосеменных (особенно Pinaceae), второе место занимают споры папоротникообразных. Среди спор доминируют, как в готериве, споры Schizaeaceae (*Lygodium* cf. *japonicum* К.-М., *L. asperatum* К.-М., *L. pilosum* К.-М., *Aneimia*, *Mohria*) и Cyatheaceae (*Coniopteris*, *Cyathea*, *Cibotium*). Встречены споры Dipteridaceae и Osmundaceae *Osmunda jurassica* К.-М., *O. sphaerinaeformis* var. *tenua* К.-М.). Слабо развиты Gleicheniaceae и Polypodiaceae характерные для более молодых отложений, а также Selaginellaceae, Lycopodiaceae и др. Пыльцевая часть спектра представлена в основном пылью Pinaceae (*Paleopicea mesophytica* Рокг., *P. biangulina* f. *typica* Mal., *Pinus*, *Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *P. sacculifera* К.-М.). Среди древних хвойных определены *Paleoconiferus jurassicus* К.-М., *P. jurassicus* f. *rotundus* К.-М. Пыльца Podocarpaceae представлена *Protopodocarpus media* К.-М., *Podocarpus cretacea* К.-М. и др. Найдена пыльца Ginkgoaceae, Cycadaceae, Araucariaceae и единичные представители Taxodiaceae-Cupressaceae (?).

В целом спорово-пыльцевой комплекс обнаруживает значительное сходство с нижележащими отложениями готерива, что указывает на отсутствие длительного перерыва между формированием готеривских и барремских слоев. По видовому составу спор и пыльцы рассматриваемый комплекс имеет много общего со спорово-пыльцевым комплексом нижней части пестроцветных отложений Тюмени (баррем?).

В районе р. Яковлевой отложения баррема выделяются И. П. Лугинцом и А. И. Бочарниковой в разрезе роторной скважины на глубинах 1310—1685 м. Углы падения слоев в общем невелики (от 0 до 15—20, редко 35—40°), что с учетом вероятности косой слоистости позволяет признать истинную мощность свиты близкой к пройденной (375 м). Породы представлены рыхлыми песчаниками, мелкозернистыми, реже среднезернистыми, светло-серыми, с тонкими прослойками известковистых песчаников, с косой слоистостью. Подчиненное значение имеют серые алевролиты и глины. Наиболее значительные пачки глинисто-алевритовых пород приурочены к глубинам 1515—1558 и 1395—1415 м и, возможно, могут быть сопоставлены с глинисто-алевритовыми горизонтами Г и Е Малохетской антиклинали.

Отложения баррема довольно резко отличаются от нижележащих пород готерива как по степени уплотненности, так и по смене преимущественно глинистых отложений готерива песчаными отложениями баррема, содержащими гальку глин величиной до 1 см. В песчаниках баррема часто встречаются кусочки угля, гальки глин, на глубинах 1487, 1493 и 1619 м найдены прослой гравелитов, включающих гальки серых и желто-бурых глин и темно-зеленых и бурых аргиллитов размером до 3 см. Кровля баррема также легко устанавливается по налеганию на песчаники баррема глин и алевролитов апт—альба.

В описываемых отложениях на глубине 1533 м найден *Podozamites* cf. *reinii* Geurlst, по заключению Н. Д. Василевской, характеризующий верхнюю юру Японии и нижний мел (никанский ярус) южной части Уссурийского края, а на р. Оленек известный в огонер-юряхской свите (вероятный аналог верхней части Усть-Енисейского баррема).

В спорово-пыльцевом комплексе, как указывает Н. М. Бондаренко, преобладают споры папоротникообразных, особенно Schizaeaceae. При этом по сравнению с готеривом сокращается количество спор *Lygodium* (2—6%), но зато достигают максимума споры *Mohria* (до 10%). Более всего спор *Anetmia* (до 20%), cf. *A. tomentosa* Sw., cf. *A. tricostata* Volch., cf. *A. exiltoides* Volch., cf. *A. dorsostrata* Volch. Встречены также споры: cf. *Cyathea*, cf. *Dicksonia*, *Cibotipites*, *Coniopteris*, cf. *Selaginella* ex gr. *scandens*, cf. *S.* ex gr. *uncinata*, cf. *S. cepuliniformis* К.-М., cf. *S. granata* Volch., cf. *Hausmannia*, *H. alata* К.-М. Появляются редкие споры Gleicheniaceae и Polypodiaceae, широко распространенные в более молодых отложениях. Среди пыльцы преобладает пыльца Pinaceae (древние *Picea*, *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*). Из Podocarpaceae встречены в основном *Podocarpus kajnarensis* Volch. (до 4%). Древние виды этой пыльцы — cf. *P. flavus* К.-М. и *P. rubrum* К.-М. исчезают. В небольших количествах имеются Ginkgoaceae и Cusadaceae.

Сравнительная близость данного спорово-пыльцевого комплекса и спорово-пыльцевых комплексов из подстилающих отложений, сопоставление рассматриваемой свиты с разрезом Тюмени и древний (неокомский) облик отпечатка *Podozamites* позволяют считать барремский возраст свиты наиболее вероятным. По условиям залегания и характеру пород эта свита хорошо сопоставляется с описанным выше барремом Малохетской антиклинали. Видовой состав спор и пыльцы тоже обнаруживает большое сходство.

Барремские отложения по всем данным широко распространены в пределах Усть-Енисейской впадины, будучи в большинстве случаев

перекрыты более молодыми горизонтами угленосной толщи. Материалы сейсмоки, приводимые Р. М. Деменицкой, дают основание считать, что барремские слои мощностью до 300 м или более присутствуют на северо-западном крыле Малохетской антиклинали в районе р. Сухой Дудинки, на юго-восточном крыле в районе Долганского поднятия, а также к западу от антиклинали между протокой Ушаковской и р. Соленой.

Отложения баррема могут быть предположительно выделены и в районе между средним течением р. Большой Хеты и р. Енисеем. На составленных М. П. Зенченко сейсмических профилях и скоростном разрезе к баррему можно отнести слои, залегающие на глубинах от 1500—2000 м на междуречье Большой и Малой Хеты и до 400—650 м—вблизи р. Енисея, и характеризующиеся скоростями распространения сейсмических волн 2300—2820 м/сек.

Можно высказать предположение о широком распространении барремских слоев также и в северной части Усть-Енисейской впадины, к северу от Яковлевского купола. Мощность баррема здесь, вероятно, постепенно убывает по мере приближения к краю впадины.

Барремские отложения, несомненно, распространены и к востоку от р. Енисея. В бассейне р. Пясины в особенно больших количествах галька бурого угля встречается в четвертичных морских отложениях на берегах р. Пясины к северу от 72-й параллели (Сакс, 1945). Много также гальки бурого угля в четвертичных флювиогляциальных песках на возвышенности Янгода-Тас к северу от правого притока р. Пясины — р. Янгоды.

Следует отметить, что еще Н. Н. Урванцев (1937), основываясь на сообщениях работников землеустроительных партий, упоминал о выходах меловых угленосных отложений по р. Янгоде. Это сообщение не подтвердилось последующими исследованиями. Вполне возможно, что оно касается лишь четвертичных отложений, действительно содержащих на р. Янгоде гальку бурого угля. Вместе с тем обилие гальки бурого угля в четвертичных породах указывает, по-видимому, на развитие здесь же или поблизости меловых угленосных отложений (баррем-сеноман?).

Еще восточнее в верхнем течении р. Верхней Таймыры, в 2 км ниже устья р. Снежинки, Л. С. Пузанов видел уже в области развития палеозоя выход серых мелкозернистых песков с тонкими прослойками бурого угля. Состав спор и пыльцы позволяет относить пески к нижним горизонтам нижнемеловой угленосной толщи, т. е. сопоставлять их с выделяемым авторами барремом.

В Хатангской впадине, как указывают на основании сравнительного изучения спор и пыльцы Э. Н. Кара-Мурза и В. Д. Короткевич, баррему Усть-Енисейской впадины должна соответствовать в основном тиганская свита.

К западу от Усть-Енисейской впадины баррем по спорам, пыльце и листовой флоре выделяется в средней и южной части Западно-Сибирской низменности. На юге он представлен континентальными пестроцветными отложениями. Мощность этих отложений доходит до 710 м, причем, вероятно, наряду с барремом, сюда входят и аналоги готерива и частично апт—альба. В средней части Западно-Сибирской низменности в барреме, по данным Н. Н. Ростовцева, откладывались прибрежно-морские и морские глины с прослоями песков и известняков мощностью до 500 м. Вдоль подножья Северного Урала баррем предположительно представлен континентальными отложениями с прослоями угля. В скважине на станции Обская у подножья Полярного Урала пройдены угленосные отложения, по составу спор и пыльцы, скорее всего, отвечающие баррему Усть-Енисейской впадины. К баррему частично, вероятно, относятся и угленосные отложения, встреченные на Пай-Хое и Новой Земле в виде гальки угля, на Земле Франца-Иосифа — в коренном залегании.

К апт—альбу предположительно отнесена средняя, названная авторами яковлевской, свита угленосной толщи, преимущественно глинисто-алевритовая, с наиболее многочисленными и мощными пластами углей. Эти породы подстилаются и перекрываются преимущественно песчаными отложениями нижней и верхней свит угленосной толщи. Возраст рассматриваемых пород может быть, хотя и предположительно, определен по их спорово-пыльцевой характеристике, отвечающей апт—альбу, но отнюдь не верхнему мелу Западной Сибири и Русской равнины, по находкам в нижней подсвите микрофауны альба и по растительным остаткам, тяготеющим даже к неокому и во всяком случае исключаящим верхний мел.

Отложения апт—альба распространены в районе Малохетской антиклинали, будучи размыты только в присводовой части антиклинали перед аккумуляцией четвертичных пород. Вскрыт апт—альб скважинами также на р. Яковлевой, к северу от поселка Сопочная Карга, в сел. Дудинке и Лузино. Коренные выходы апт—альба на поверхности в пределах Усть-Енисейской впадины встречены лишь в единичных пунктах.

В районе Малохетской антиклинали отложения апт—альба составляют одну свиту и не могут быть разделены более дробно (рис. 22). Мощность апт—альба наибольшая в западной части антиклинали (205—270 м). Заметно убывают мощности апт—альба в восточной части антиклинали (до 160—169 м). На своде антиклинали апт—альб, как правило, вовсе отсутствует и только на Малохетском поднятии в грабенах сохранились нижние горизонты апт—альба. Основная роль в апт—альбе принадлежит глинам и алевритам, которые образуют своеобразные глинисто-алевритовые породы, состоящие из чередующихся глинистых и алевритовых прослоев. Мощность прослоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких миллиметров. Чередование этих прослоев обуславливает слоистость пород. Наблюдается как горизонтальная, так косая и волнистая слоистость. Горизонтальная слоистость нередко имеет ленточный тип.

Алевриты светло-серые, серые, темно-серые или буровато-серые, слоистые и неслоистые. Изредка встречаются прослойки алевритов с известковистым цементом. Глины темно-серые с буроватым оттенком или буровато-серые, иногда черные, углистые. Большей частью наблюдаются сланцеватые глины или с раковистым изломом, реже пластичные. В глинах присутствуют мелкие (2—5 мм в диаметре) округлые включения песка, конкреции и прослойки глинистого сидерита. Пески и прослойки известковистых песчаников имеют резко подчиненное значение в разрезе. Количество их несколько увеличивается к востоку. Пески мелкозернистые, очень редко среднезернистые, светло-серого цвета, иногда с включениями мелкой гальки глин. Известковистые песчаники темно-серого цвета.

В породах свиты, особенно часто среди песчаных прослоев, встречается рассеянная галька (размером до 3 см) и зерна гравия кварца, кремня, известковистого песчаника, диабаз. Породы переполнены обугленными стебельками растений, обломками древесины, а также мелким растительным детритусом, образующим вместе с темной слюдой тонкие прослойки или линзочки. В свите в большом количестве встречаются линзочки и прослойки углей.

Прослойки углей приурочены к глинисто-алевритовым породам. В отложениях апт—альба можно выделить три угленосных горизонта. Нижний горизонт располагается в основании свиты и имеет мощность около 20—30 м, средний мощностью 25—80 м — в средней части свиты, в 65—180 м от подошвы, и верхний мощностью около 25—50 м венчает

разрез свиты. В этих горизонтах при бурении обнаружены от 1 до 5 прослоев углей мощностью от нескольких сантиметров до 6 м (в скв. 69-К), прослои эти имеют, по-видимому, линзовидный характер.

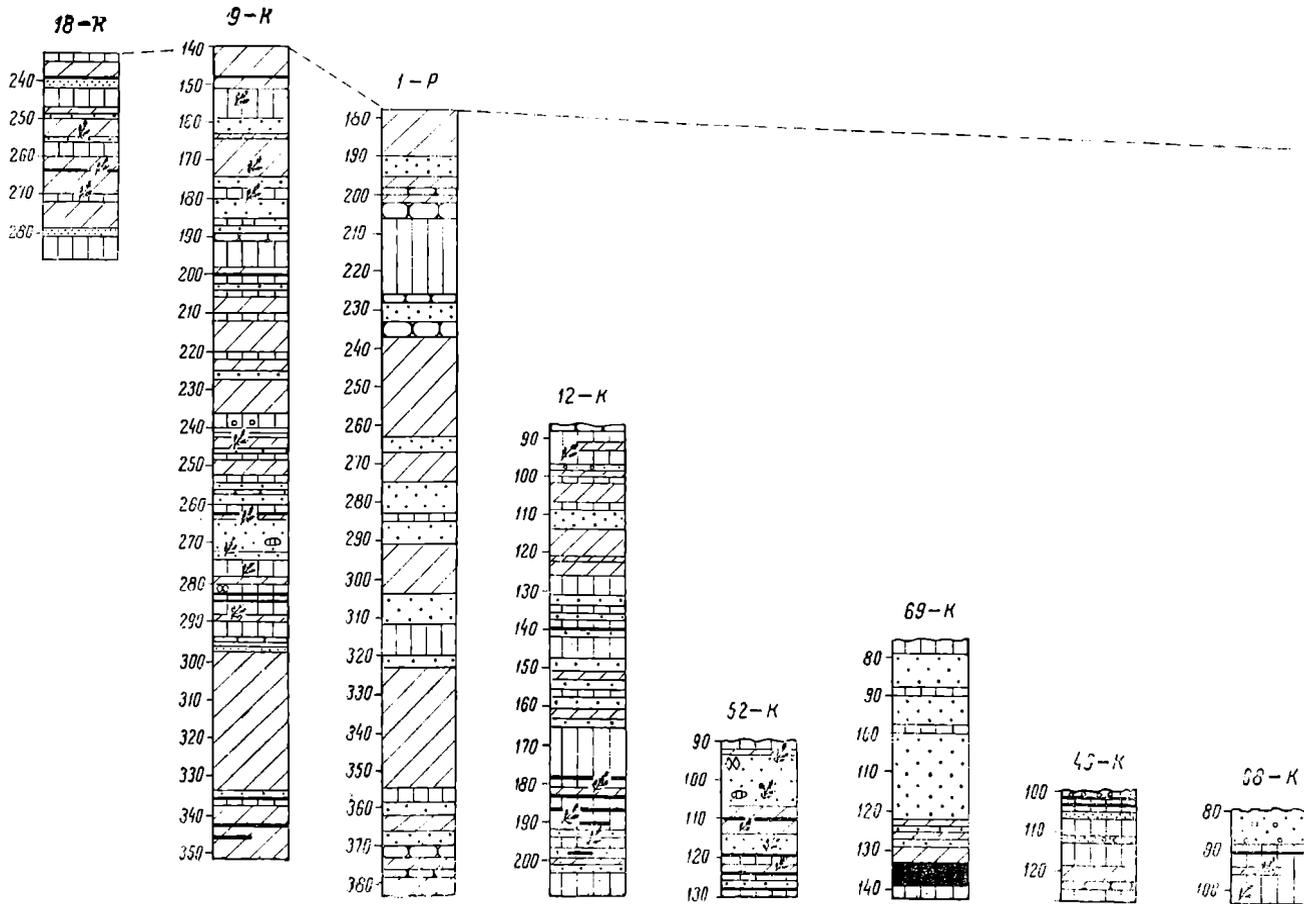
Наибольшее количество и максимальная мощность прослоев углей наблюдаются на Малохетском поднятии в угленосном горизонте, залегающем в основании свиты. Сравнительно много прослоев углей и на Долганском поднятии в нижнем и среднем угленосных горизонтах, верхний угленосный горизонт здесь не выражен. В районе Точинского поднятия мощность и количество прослоев углей значительно сокращаются. Угли по степени метаморфизма бурые. В петрографическом составе углей наблюдаются фюзено-ксиленовый стеблевый материал, единичные водоросли и большое количество включений смолы.

К востоку от устья р. Сухой Дудинки в скв. 106-К удалось обнаружить в породах апт—альба остатки фауны и микрофауны. В одном из песчаных прослоев в нижней части свиты (на расстоянии 45 м от подошвы) найдена раковина пелециподы с двумя створками, ожелезненная, плохой сохранности, выполненная песком. Последний говорит против переотложения раковины. По заключению В. И. Бодылевского, раковина может быть определена либо как *Aucella* sp. ind., либо как мелкий *Inoceramus* sp. ind. альбского типа. Если же раковина принадлежит действительно к *Aucella*, то возраст вмещающих слоев не может быть моложе неокома (готерива).

В прослое глин в 8 м над горизонтом с фауной Н. В. Шаровской обнаружена микрофауна, состоящая исключительно из песчаных фораминифер: *Rhabdammina* sp., *Saccamina* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Haplophragmoides* aff. *sibiricus* Z a sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* sp. Наиболее часты: *Haplophragmoides* ex gr. *chapmani* Мог., *H. excavatus* Cushman et Wat. var. *umbilicatula* Dain, *Verneuilina praeasaniensis* Bul., *Miltamina rasilis* Bul. (последние две формы указывают на зону *Ammobaculites agglutinans* альба Западной Сибири). Подобная же более скудная микрофауна найдена в том же горизонте в скв. 99-К к югу от сел. Точина и в скв. 110-К на р. Сухой Дудинке.

В отложениях апт—альба Малохетской антиклинали обнаружены и растительные остатки. Среди большого количества неопределимых обугленных обрывков стеблей и листьев, часто переполняющих породы (особенно прослои углистых глин) Н. Д. Василевская нашла следующие поддающиеся определению формы. В скв. 9-К в нижней половине свиты встречены остатки хвойных, в частности листья *Pityophyllum* типа *P. nordenskiöldii* Nath. (нижний мел, чаще всего апт и низы альба), в скв. 106-К в нижних горизонтах свиты найдены листья *Pityophyllum*, а в средних — отпечатки семени *Carpolithes* sp. и листа *Ginkgo* sp. В скв. 116-К в нижней части свиты присутствуют обрывки листьев хвойных, а в самых верхах апт—альба обрывки *Sphenopteris* cf. *setacea* Р гуп. (представитель неокомской флоры Колымы).

В спорово-пыльцевом комплексе апт—альба, как указывает В. Д. Короткевич, преобладает пыльца голосеменных. Среди спор наиболее богато представлены споры *Gleicheniaceae* (*Gleichenia* sp., *G.* aff. *glauca* Нок, *G. laeta* Bolch., *G. delicata* Bolch.). Реже, чем в барреле, встречаются споры *Cyatheaceae* (*Coniopteris* sp., *Cibotium* sp.), *Schizaeaceae* (*Lygodium* sp., *L.* cf. *japonicum* Sw., *Mohria* sp., *Aneimia* sp., *A.* cf. *macrorhyza* Bolch. и др.) *Osmundaceae* (*Osmunda* sp., *O. polita* К.-М.). Встречены единичные экземпляры *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae* и *Selaginellaceae*. Среди пыльцы доминируют *Pinaceae* (*Pinus Haploxyton*, *P. trivialis* Bolch., *Pinus Diploxyton*, *P. insignis* Bolch., *Picea* sp., *P. mesophytica* Pokr., *Paleopicea* sp., *Cedrus* sp., *C. densireticulata* Zaueг, *C. libaniformis* К.-М., *Abies*, *Larix*, *Tsuga*?). Много еще древних хвойных (*Paleoconiferus jurassicus* К.-М.). Возрастает, по



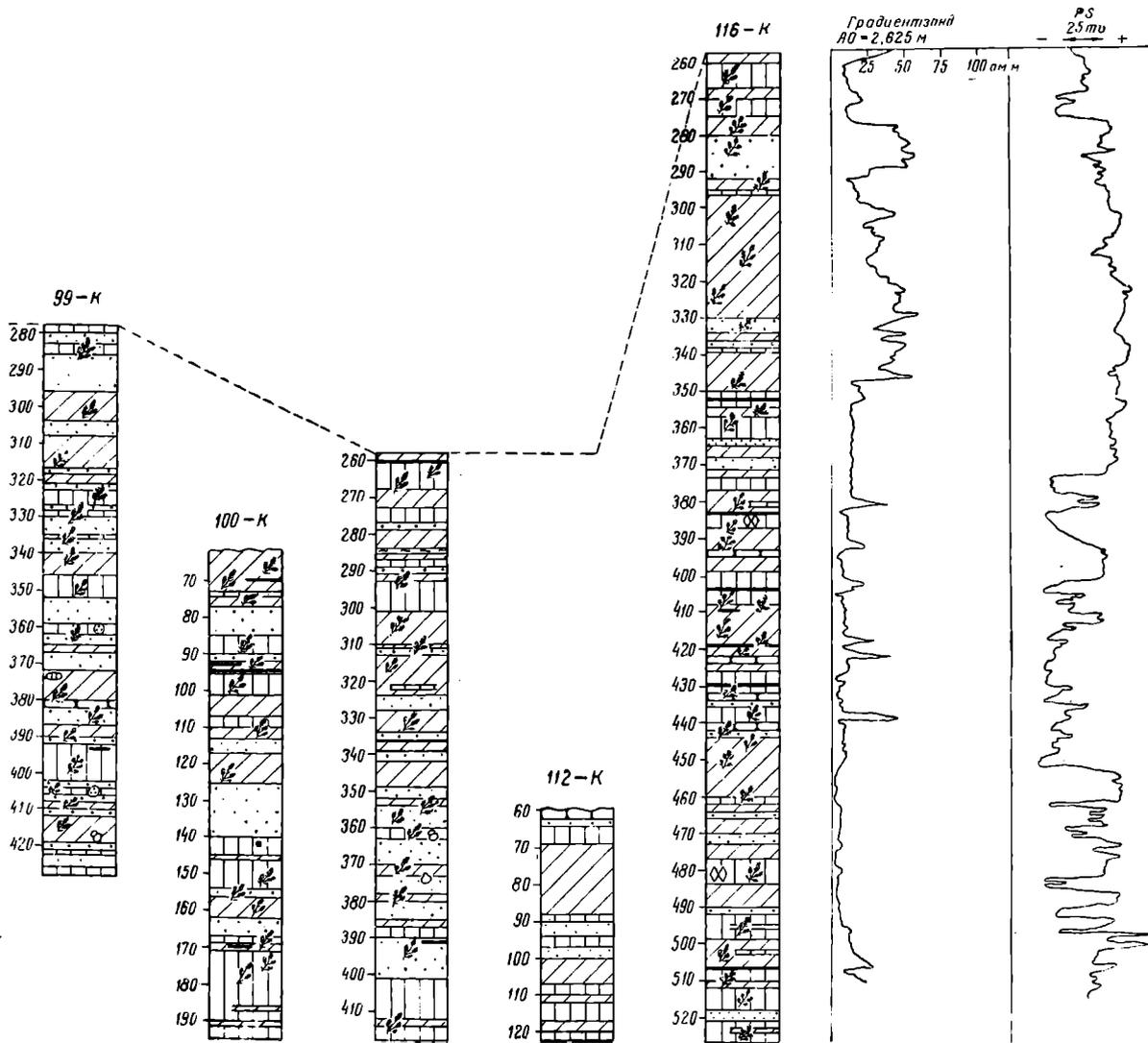


Рис. 22. Корреляция разрезов апт—альба (?) Малохетской антиклинали

сравнению с более древними отложениями, роль Podocarpaceae (*Podocarpus elliptica* Naum., *Protopodocarpus prolongata* К.-М. и др.). Araucariaceae (*Podozamites* sp.), Taxodiaceae-Cupressaceae (?).

Данный комплекс спор и пыльцы, по мнению В. Д. Короткевич, обнаруживает уже существенные отличия от спорово-пыльцевых комплексов неокома, будучи близким по видовому составу спор Gleicheniaceae и пыльцы к апт—альбским спорово-пыльцевым комплексам Европейской части СССР и Западной Сибири. В отличие от относящихся к апт—альбу спорово-пыльцевых комплексов более южных областей в апт—альбе Малохетской антиклинали совершенно нет пыльцы покрытосеменных растений.

Для окончательного суждения о возрасте рассматриваемых отложений приходится учесть присутствие в них микрофауны альба, макрофауны, которая тоже может быть альбской (появление неокомских ауцелл крайне маловероятно), макрофлоры, неокомской или аптской, и, наконец, спорово-пыльцевого комплекса апт—альбского, но отнюдь не верхнемелового облика. Таким образом, можно сделать заключение о возрасте описываемых пород в пределах апт—альба. При этом формирование данной свиты на протяжении апта и альба кажется наиболее вероятным и по аналогии с окружающими областями, где, после регрессии моря в барреме, происходила в апт—альбе новая трансгрессия.

В районах р. Яковлевой и селения Сопочной Карги песчано-глинистые угленосные отложения апт—альба (яковлевская свита) мощностью около 520 м разделяются на две подсвиты.

#### Нижняя подсвита апт—альба — (Apt—Alb)<sup>1</sup> (?)

- В скв. 1-Р на р. Яковлевой выделяемая нами нижняя подсвита апт—альба пройдена в интервале 948—1310 м. Истинная мощность этой подсвиты с учетом крутых (до 40—80°) углов падения на отдельных участках разреза должна быть меньше пройденной и условно может быть принята равной 320 м.

Подсвита состоит из темно-серых глин, переслаивающихся со светло-серыми, мелкозернистыми, очень редко среднезернистыми рыхлыми песчаниками. В подчиненных количествах присутствуют серые и зеленовато-серые алевролиты, черные углистые глины. Известковистые песчаники залегают среди рыхлых песчаников в виде каравасв. В песчаниках наблюдается косая слоистость, попадаются галька глин, угля и конкреции сидерита. Пласты каменных углей мощностью до 2,6 м приурочены большей частью (10 пластов) к нижней части подсвиты, составляя нижний угленосный горизонт мощностью около 120 м. Верхний угленосный горизонт мощностью около 100 м, венчающий разрез подсвиты, содержит три пласта угля мощностью до 1,2 м.

В отложениях нижней подсвиты найдены на глубине 1142—1170 м *Sphenopteris* cf. *goepperti* Dupk., *Podozamites* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* Nath., *Carpolithes* sp. По заключению Н. Д. Василевской, этот комплекс флоры имеет нижнемеловой возраст, скорее всего апт или низы альба.

Споры и пыльца, изучавшиеся Н. М. Бондаренко, носят в нижней подсвите апт—альба р. Яковлевой на глубине 1016—1310 м характер, переходный от неокомских комплексов к комплексам верхней части нижнего мела. Среди спор преобладают гладкие формы *Leiotriletes* Naum., много спор cf. *Hausmannia* sp., *H. alata* К.-М., (до 14%), и *Coniopteris tajmyrensis* f. *parva* К.-М. (до 10%). Несколько возрастает по сравнению с барремом количество спор Gleicheniaceae (до 4%). Резко уменьшается содержание спор Schizaeaceae (до 4%), среди которых совершенно исчезают *Lygodium pilosum* К.-М., столь характерные для готерив-барремских отложений. Присутствуют споры cf. *Cyathea*, cf. *Cibolite-*

*pites*, *Selaginella cepuliniformis* K.-M., cf. *S. ex gr. sibirica*, cf. *S. granata* Volch., *S. ex gr. scandens*, *Lycopodium* sp., *L. trigonum* K.-M. Среди пыльцы господствуют Pinaceae (чаще всего *Picea*, *Pinus*, затем *Abies*, *Cedrus*, *Larix*). Присутствуют *Ginkgo*, Podocarpaceae. Появляется пыльца Taxodiaceae-Cupressaceae (до 3%).

С глубины 1016 м и выше появляется уже более молодой спорово-пыльцевой комплекс, характерный, по мнению Н. М. Бондаренко, для верхней подсвиты апт—альба и поэтому описываемый авторами ниже.

Судя по составу макрофлоры, спор и пыльцы, рассматриваемая подсвита, вероятнее всего, должна сопоставляться с нижними и средними горизонтами апт—альба Малохетской антиклинали.

Отложения, отвечающие по литологии и спорово-пыльцевому составу нижней подсвите апт—альба р. Яковлевой, обнаружены к северу от Сопочной Карги. В скв. 1-К (5 км севернее Сопочной Карги) вскрыта на глубине 430—451 м только самая верхняя часть нижней подсвиты апт—альба. В скв. 2-К (72° с. ш.) глинисто-алееритовые породы этой подсвиты залегают на глубине 278—456 м, будучи пройденны на 178 м.

В составе отложений примерно одинаковое участие принимают песчаные, глинистые и алееритовые породы. К верхней части разреза приурочены прослой бурого угля. Пески мелкозернистые, светло-серые, нередко с включениями мелких растительных остатков. Алеериты светло-серые и серые, иногда горизонтально слоистые. Глины серые и темно-серые, часто с буроватым оттенком. В некоторых случаях в глине наблюдалась косая слоистость. Имеются прослой черной углистой глины, располагающиеся вблизи прослоев углей. В глинах и алееритах встречаются мелкие растительные остатки.

Как и на р. Яковлевой, венчает разрез нижней подсвиты апт—альба угленосный горизонт, достигающий здесь мощности около 85 м и заключающий до 5 пластов бурого угля мощностью до 1 м. Нижний угленосный горизонт, залегающий в основании нижней подсвиты апт—альба, скважинами в районе Сопочной Карги не достигнут, хотя кровля его должна лежать в непосредственной близости к забою скв. 2-К.

В спорово-пыльцевом комплексе скв. 2-К на глубине 400—456 м, по определениям Н. М. Бондаренко, преобладают споры папоротников: Cyatheaaceae (*Coniopteris tajmyrensis* K.-M., *C. onychioides* Vass. et K.-M.), *Hausmannia alata* K.-M., *Gleicheniaceae* (*Gleichenia umbonata* Volch., *G. stellata* Volch. и др.), Osmundaceae, cf. *Onychiopsis commutabilis* Volch., *Letotriletes nigrans* Naum. Обнаружены также Schizaeaceae и плауновые: *Lycopodium marginata* K.-M., *Selaginella* sp.

В пыльцевой части спектра доминируют Pinaceae (преимущественно *Protopicea*, затем *Pinus*, *Protopinus*, *Cedrus densireticulata* Zaег). Довольно много Araucariaceae (?). Представлены Cycadaceae, Ginkgoaceae, Podocarpaceae. Рассматриваемый спорово-пыльцевой комплекс обнаруживает большое сходство с комплексом нижней подсвиты апт—альба р. Яковлевой. Выше по разрезу в скв. 2-К, а также в скв. 1-К появляется более молодой спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий верхнюю подсвиту апт—альба.

#### Верхняя подсвита апт—альба — (Apt—Alb)<sup>2</sup> (?)

В районе р. Яковлевой к верхней подсвите апт—альба относятся слои, пройденные на глубинах 752—948 м. Истинная мощность подсвиты с учетом наблюдающихся углов падения слоев (от 3 до 75°) может составлять около 170 м.

Подсвита представлена такими же, как и в нижележащих слоях, темно-серыми, иногда черными углистыми глинами, переслаивающимися со светло-серыми и серыми косослоистыми мелкозернистыми, очень редко среднезернистыми рыхлыми песчаниками. Реже встречаются

светло-серые или зеленовато-серые алевролиты. В песках присутствуют гальки угля, галька глин, много растительных остатков и конкреции сидерита. Глинистые породы образуют две пачки, залегающие в средней части и в кровле подсвита. Особенно хорошо выражена верхняя пачка глин, частично углистых, с подчиненными прослоями рыхлых песчаников и алевролитов, имеющая мощность около 45 м и предположительно сопоставляемая авторами с верхним угленосным горизонтом апт—альба на Малохетской антиклинали.

Фауна и микрофауна в породах не обнаружены. Растительные остатки, которые поддавались бы определению, в данной подсвите также не найдены.

Спорово-пыльцевой комплекс верхней подсвита апт—альба на р. Яковлевой, по заключению Н. М. Бондаренко, характеризуется преобладанием спор над пыльцой. Доминируют споры *Leiotriletes* Naum. и Dipteridaceae (cf. *Hausmannia* sp., cf. *H. alata* K.-M.). Заметно содержание спор Schizaeaceae (cf. *Lygodium*, cf. *L. splendidum* K.-M., *Aneimia* sp., cf. *A. tomentosa* Sal., cf. *A. exiliformis* Bolch.) и Gleicheniaceae (5%). В небольших количествах встречены споры cf. *Cyathea*, cf. *Coniopteris*, *Selaginella* (?), cf. *S. ex gr. scandes*, Polypodiaceae, *Lycopodium* sp., cf. *L. ex gr. clavatum*, *Sphagnum*, Osmundaceae и др. Среди пыльцы больше всего Pinaceae: *Protopinus* и *Pinus* (20%), *Picea* (4%), единичные зерна *Abies*, *Cedrus*, *Larix* (?), cf. *Ketellera*.

Много также древних хвойных, имеются Cycadaceae, Ginkgoaceae, Podocarpaceae, Araucariaceae. Несколько возрастает по сравнению со всеми нижележащими горизонтами содержание Taxodiaceae-Cupressaceae (?) (3%) и впервые появляются единичные представители Angiospermas (*Betula*). В целом рассматриваемый комплекс спор и пыльцы должен относиться к верхней части нижнего мела (апт—альб). Имеется, по заключению В. Д. Короткевич, сходство по видовому составу с апт—альбом Малохетской антиклинали, хотя в комплексах обоих районов преобладают различные группы спор.

Верхняя подсвита апт—альба на основании произведенных Н. М. Бондаренко спорово-пыльцевых анализов выделяется в скважинах к северу от Сопочной Карги (рис. 23). Мощность подсвита составляет в скв. I-К 205 м. Отложения представлены глинами, алевролитами и песками, причем к югу количество песчаных пород несколько увеличивается. В верхней части подсвита имеется угленосный горизонт мощностью до 75 м с восемью прослоями бурых углей мощностью до 1,5 м. Пески в описываемой подсвите мелкозернистые, светло-серые, содержащие растительный детритус и обломочки углей. Иногда наблюдаются включения белого каолинита. В скв. I-К в песках встречена кремнистая галька. Алевролиты серые, буровато-серые, нередко горизонтальнослоистые, глины темно-серые, буровато-серые и черные углистые. В глинах и алевролитах много мелких растительных остатков.

По определениям Н. М. Бондаренко, в спорово-пыльцевом комплексе отложений, относимых в районе Сопочной Карги к верхней подсвите апт—альба, среди спор господствуют *Leiotriletes* Naum., Polypodiaceae (cf. *Acrostichum*, cf. *Onychiopsis*, cf. *Adiantum*, cf. *Woodsia*) Gleicheniaceae (*Gleichenia* sp., *G. aff. glauca* Bolch., *G. laeta* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. delicata* Bolch. и др.). В небольших количествах встречены Schizaeaceae (*Lygodium*, *Schizaea*, *Mohria*, *Aneimia* sp., *A. macrorhyza* Bolch. и др.), Dipteridaceae, Diksoniaceae, Selaginellaceae. Пыльца чаще всего представлена Pinaceae (*Pinus* sp., *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, *Protopinus*, *Picea* sp., *Protopicea*, *Cedrus densireticulata* Zauer, *C. paroisaccata* Zauer). Найдены также древние хвойные, Podocarpaceae, Taxodiaceae—Cupressaceae (?), *Podosamites*, Ginkgoaceae, Cycadaceae, Caytoniales, единичные покрытосеменные. По присутствию ряда близких к верхнемеловым видов Schizaeaceae,

*Pinus*, Taxodiaceae—Cupressaceae (?) и покрытосеменных комплексе обнаруживает большое сходство с верхней подсвитой апт—альба и с альбом р. Яковлевой.

К востоку от разбуренного в районе селения Сопочной Карги участка, в среднем течении р. Малой Гольчихи, С. Л. Троицкий на протяжении 800 м наблюдал три выхода предположительно меловых белых и светлых буровато-серых алевритов с прослоями буроугольного и красно-бурого цвета, с крошкой угля. Видимая мощность алевритов 3—8 м. Споры, пыльца и диатомовые водоросли в алевритах не обнаружены. Отсутствие в тяжелой фракции свойственных верхнему мелу амфиболов позволяет предполагать нижнемеловой возраст пород, скорее всего апт—альбский.

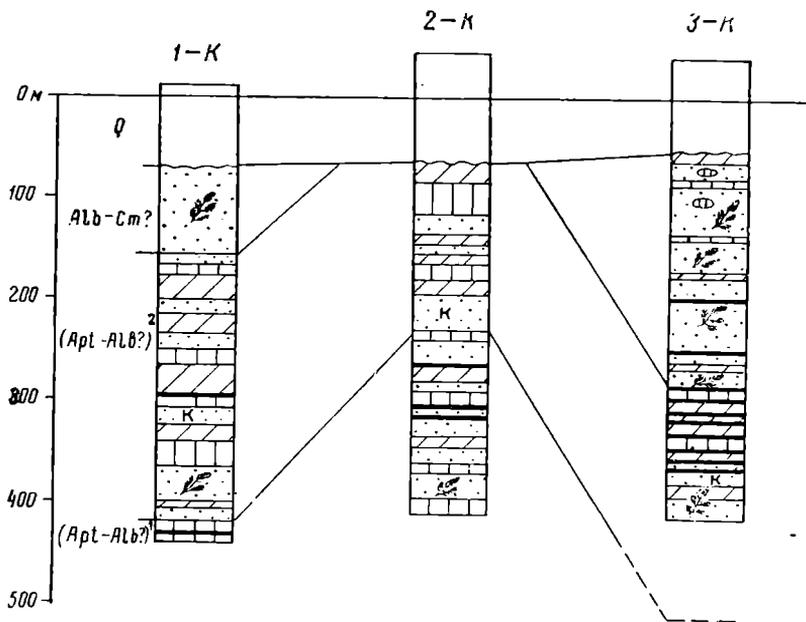


Рис. 23. Схема корреляции колонок скважин района Сопочной Карги

Севернее р. Яковлевой, вблизи зимовья Пустого, В. Н. Сакс, К. С. Забурдин и А. П. Пуминов отметили семь выходов меловых угленосных отложений. Здесь обнажаются голубовато-серые мелкозернистые пески и серые глины с линзовидными прослоями мощностью до 35 см бурого угля и с включениями обугленной древесины. Видимая мощность этих пород в обнажениях доходит до 3,5—4 м.

Спорово-пыльцевые анализы, выполненные Э. Н. Кара-Мурза, указывают на нижнемеловой, скорее всего апт—альбский возраст пород. Среди спор встречены общие с находками в апт—альбе Малохетской антиклинали и р. Яковлевой виды *Lygodium asperatum* К.-М., *Hausmannia alata* К.-М., *Osmunda spinosa* Naum., Polypodiaceae. Среди пыльцы найдены *Pinus Haploxyylon*, *P. aff. silvestris*, *P. excelsa* Mal., *Picea mesophytica* Pokr., *Abies*, *Paleoipcea*, *Protopinus*, *Podocarpus*.

Между выходами рассматриваемых пород пробурены скважины, которые обнаружили подошву четвертичных отложений на 55—70 м ниже уровня Енисейского залива и вскрыли под четвертичными породами горизонтально лежащие слои верхнего мела (нижнего сантопа). Благодаря этому принадлежность выходов нижнего мела у зимовья Пустого к ледниковым отторженцам можно считать бесспорной. Следует полагать, что ледник доставил глыбы меловых пород с севера и, судя по рыхлости пород, из близких источников.

К югу от Малохетской антиклинали апт—альб вскрыт скважинами в Дудинке и Лузине. В Дудинке мощность свиты свыше 165 м (подошва не достигнута), в Лузине породы апт—альба пробурены всего на 26 м. В Дудинской скважине апт—альбские отложения представлены преимущественно алевролитами с прослоями глин и очень редкими прослойками песков. Алевролиты буровато-серые и темно-серые, часто с волнистой слоистостью, с многочисленными растительными остатками и конкрециями глинистого сидерита. Глины темно-серые, с раковистым изломом и с конкрециями глинистого сидерита. В верхней части свиты в глине имеются два прослоя бурых углей. Мощность углей 0,1 и 0,6 м. Пески серые и светло-серые, мелкозернистые с мелкими растительными остатками.

Спорово-пыльцевой комплекс, изучавшийся В. Д. Короткевич, характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (*Paleopticea mesophytica* Рокг., *P. biangulina* f. *typica* Mal., *Pinus Haploxylon*, *Abies*, *Cedrus*, *Podocarpus mediocarpus* К.-М., *P. flavus* К.-М., а также *Ginkgoaceae* и *Cycadaceae*). Среди спор много *Gleicheniaceae* (*Gleichenia delicata* Bolch., *G. laeta* Bolch.), *Schizaeaceae* (*Aneimia chetensis* v. *rotundata* К.-М., *A. macrorhyza* Bolch., *Mohria tersa* К.-М., *Lygodium asperatum* К.-М., *L. splendidum* К.-М.) и *Cyatheaceae* (*Coniopteris chetensis* К.-М., *C. tajmyrensis* К.-М.). Присутствуют также *Dipteridaceae* и *Osmundaceae*. В целом спорово-пыльцевой комплекс очень близок к апт—альбу Малохетской антиклинали.

В районе селения Лузино колонковая скважина по отложениям апт—альба прошла немногим больше 26 м. Керн поднят только из одного интервала, в котором наблюдалась светло-серая глина с раковистым изломом, с редкими обугленными растительными остатками и линзочками угля.

Споры и пыльца, по заключению Н. М. Бондаренко, имеют нижнемеловой облик. Преобладают споры *Dipteridaceae*, есть споры *Dicksoniaceae* *Lygodium*. Среди пыльцы хвойных выделяются мелкие *Pinus Haploxylon* и *Pinus Diploxylon*, близкая к верхнемеловым *Larix* (?)

Отложения апт—альба почти несомненно протягиваются и на запад от р. Енисея в глубь Западно-Сибирской низменности. По данным проведенной М. П. Зенченко сейсморазведки слои апт—альба могут быть прослежены от глубин 200—400 м вблизи р. Енисея до глубины 1150—1500 м в среднем течении р. Большой Хеты. Эти слои характеризуются скоростями распространения сейсмических волн 2300—2820 м/сек., не отличающимися от нижележащих, предположительно барремских слоев, но большими, чем скорости в вышележащих слоях. Такие соотношения в скоростях позволяют предположить, что апт—альб представлен и к югу от Малохетской антиклинали преимущественно глинистыми породами. Мощность последних около 300 м в районе р. Большой Хеты и, по видимому, сокращается до 200 м вблизи р. Енисея.

К востоку от р. Пясины в среднем течении р. Дудынты В. Н. Саксом (1945) исследована сопка Чагдай, сложенная серыми песчанистыми глинами и охряно-желтыми мелкозернистыми глинистыми песками с прослоями бурых кварцевых песчаников с хлоритовым и известковым цементом и мелкогалечных конгломератов. В конгломератах встречены гальки песчаника и витрофира основного состава. Сопка представляет собой, по-видимому, молодое куполовидное поднятие меловых пород. Слои мела падают от свода поднятия под углами до 45°. В районе сопки, по данным геологов Норильского комбината, находится локальная отрицательная гравитационная аномалия, возможно вызванная наличием соляного ядра.

Возраст слагающих сопку пород по спорам и пыльце определяется Э. Н. Кара-Мурза как апт—альб. Здесь встречены пыльца *Protopicea*, *Picea*, *Pinus sacculifera* К.-М., *Tsugella* sp., *Cycadaceae*, *Ginkgoaceae*.

Присутствует пыльца покрытосеменных (*Alnus*), споры Schizaeaceae (*Aneimia*), гладкие формы *Letotriletes* Naum.

Отложения, одновозрастные апт — альбу Усть-Енисейского района, несомненно, широко распространены в пределах Хатангской впадины. В районе селения Хатанги этот возраст имеет наблюдавшаяся авторами в 1955 г. огневская свита, сложенная песками с подчиненными прослоями глин и углей. В Нордвикском и Попигайском районах, судя по спорово-пыльцевому составу, апт — альбу соответствуют санга-салинская, рассохинская и огневская свиты.

К западу от Усть-Енисейской впадины в пределах Западно-Сибирского прогиба одновозрастные Усть-Енисейскому апт — альбу отложения представлены, по-видимому, морскими глинами и алевролитами с прослоями песка и известняка мощностью до 200—280 м. На юге и юго-востоке низменности к апт — альбу, как показали спорово-пыльцевые анализы (листовая флора подобно Усть-Енисейскому району тяготеет к неокому), относятся угленосные отложения. Таким образом, в Западной Сибири, как и в Усть-Енисейской впадине, апт — альб ознаменовался расширением морских условий и усилением процессов угленакопления на периферии моря. В Ханты-Мансийске в этих слоях найден альбский аммонит — *Cleoniceras bicurvatoides* Sinz., широко распространена микрофауна зоны с *Ammobaculites agglutinans*.

На восточном склоне Северного Урала апт — альб, вероятно, входит в состав перекрывающей морской неоком угленосной толщи. На Пай-Хое встречены валуны с нижнеальбскими *Cleoniceras*, на Новой Земле в валунах найдены апт-альбские *Balduroceras* (?) и *Deshayesites*. Вместе с тем на Пай-Хое В. И. Устрицким обнаружены в третичных (?) туфобрекчиях глыбы угля со спорами и пылью, аналогичными апт — альбу Усть-Енисейского района. На островах Карского моря развиты нижнемеловые угленосные отложения, возраст которых скорее всего должен определяться как баррем — альб. На островах Уединения и Визе среди этих отложений появляются и морские фации с фауной пелеципод и с аптскими *Plesiosaurus latispinus* Owen.

### Верхний отдел меловой системы

Ввиду неопределенности границы между нижним и верхним отделами меловой системы авторы начинают рассмотрение верхнемеловых отложений с нерасчлененных альб-сеноманских слоев, составляющих верхнюю свиту меловой угленосной толщи. Точно так же неопределенно положение границы верхнего мела и палеогена. Залегаящие над морским верхним мелом континентальные отложения могут принадлежать как к датскому ярусу, так и к палеоцену.

#### Альб-сеноман—Алб-Ст (?)

К альбскому (вероятно, к его верхней части) и к сеноманскому ярусам предположительно относится верхняя свита меловой угленосной толщи Усть-Енисейской впадины, которую авторы предлагают назвать долганской и которая сложена преимущественно песчаными осадками. Альб-сеноманские отложения, подстилаемые глинисто-алевровитовыми породами предполагаемого апт — альба и покрываемые фаунистически охарактеризованным туроном, выделяются в скважинах в районе Малохетской антиклинали, в Дудинке, на станции Коммунарка, в селении Лузине, в районах р. Яковлевой и селениях Сопочной Карги.

Альб-сеноманский возраст верхней части угленосной толщи устанавливается только по спорово-пыльцевым комплексам, которые дают основание также для выделения в районе р. Яковлевой двух подсвит; нижняя предположительно отвечает альбу, а верхняя — сеноману. На

поверхность породы альб—сеномана, преимущественно, по-видимому, сеномана, выходят в ряде пунктов в районе Енисейского залива и в бассейне р. Пясины.

В районе Малохетской антиклинали отложения альб—сеномана пройдены скважинами в окрестностях Усть-Енисейского порта на северо-западном крыле структуры, к югу и юго-востоку от Точинского поднятия на опущенном по линии крупного разлома юго-восточном крыле антиклинали, на Суходудинском участке, тоже на юго-восточном крыле, и, наконец, на Долганском поднятии (рис. 24). Обычно альб—сеноман залегает непосредственно под четвертичным покровом и, следовательно, в той или иной мере подвергся размыву перед аккумуляцией четвертичных пород. Нет ни одного разреза, где одновременно наблюдались бы верхний контакт альб—сеномана с туроном и нижний контакт с альбом. Следовательно, истинная мощность альб—сеномана в районе Малохетской антиклинали остается неизвестной, но вряд ли она многим больше, чем мощность, пройденная в скв. 117-К (275 м). Сопоставление разрезов скважин, пробуренных на Долганском поднятии, позволяет думать, что скв. 117-К, не достигла подошвы альб—сеномана лишь на 10—20 м. В таком случае истинная мощность альб—сеномана определяется порядка 285—300 м.

Представлен альб—сеноман на Малохетской антиклинали песками с редкими прослоями рыхлых и известковистых песчаников. Глины и алевроиты имеют резко подчиненное значение. Наибольшее количество прослоев глин и алевроитов наблюдается на Малохетском поднятии. В направлении на юго-восток, и особенно на восток, происходит уменьшение количества и мощности прослоев глин и алевроитов.

Пески и песчаники мелкозернистые, очень редко встречаются среднезернистые. Песчаные породы характеризуются зеленоватым оттенком, причем имеются прослойки, сложенные зелеными, зеленовато-бурыми, желто-бурыми и зеленовато-желтовато-серыми песками и рыхлыми песчаниками. Известковистые песчаники зеленовато-серого цвета. Такая окраска песчаных пород обусловлена, по-видимому, присутствием в них значительного количества биотита, хлорита, сидерита, а также глауконита. В песках и песчаниках часто встречаются включения гальки глин размером обычно 2—3 мм. В верхней части разреза обнаружены также мелкие (до 0,5 см) зернышки янтаря. Глины серые или темные, зеленовато-серые, часто содержат включения алевроитов и мелкозернистого песка. Алевроиты светло-серые с тонкими прослойками глин. Среди глин и алевроитов встречаются прослойки с горизонтальной и косою слоистостью, а также редкие прослойки и конкреции глинистого сидерита.

В породах свиты в большом количестве наблюдаются обломки обугленной и лигнитизированной древесины, тонкие прослойки и линзочки мелкого растительного детритуса, маломощные (3—20 см) прослойки бурых углей.

Остатки фауны, микрофауны и определяемые растительные остатки в породах альб—сеномана не обнаружены. По заключению В. Д. Короткевич, для альб—сеномана Малохетской антиклинали характерно некоторое преобладание пыльцы над спорами. В нижней части разреза среди спор чаще всего встречаются *Gleicheniaceae* (*Gleichenia* sp., *G. laeta* Volch., *G. delicata* Volch.). В меньшем количестве присутствуют споры *Schizaeaceae* (*Lygodium* cf. *japonicum* Sw., *Aneimia* sp.), *Selaginellaceae* и др. Среди пыльцы доминируют *Pinaceae* (древние формы *Picea*, а также *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, *Cedrus densireticulata* Zaег и др.) и *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* (?). Найдена также пыльца *Podocarpaceae* (*Podocarpus* sp., *P. elliptica* Naum. и др.) и *Ginkgoaceae*. Такой состав спор и пыльцы скорее всего отвечает альбу.

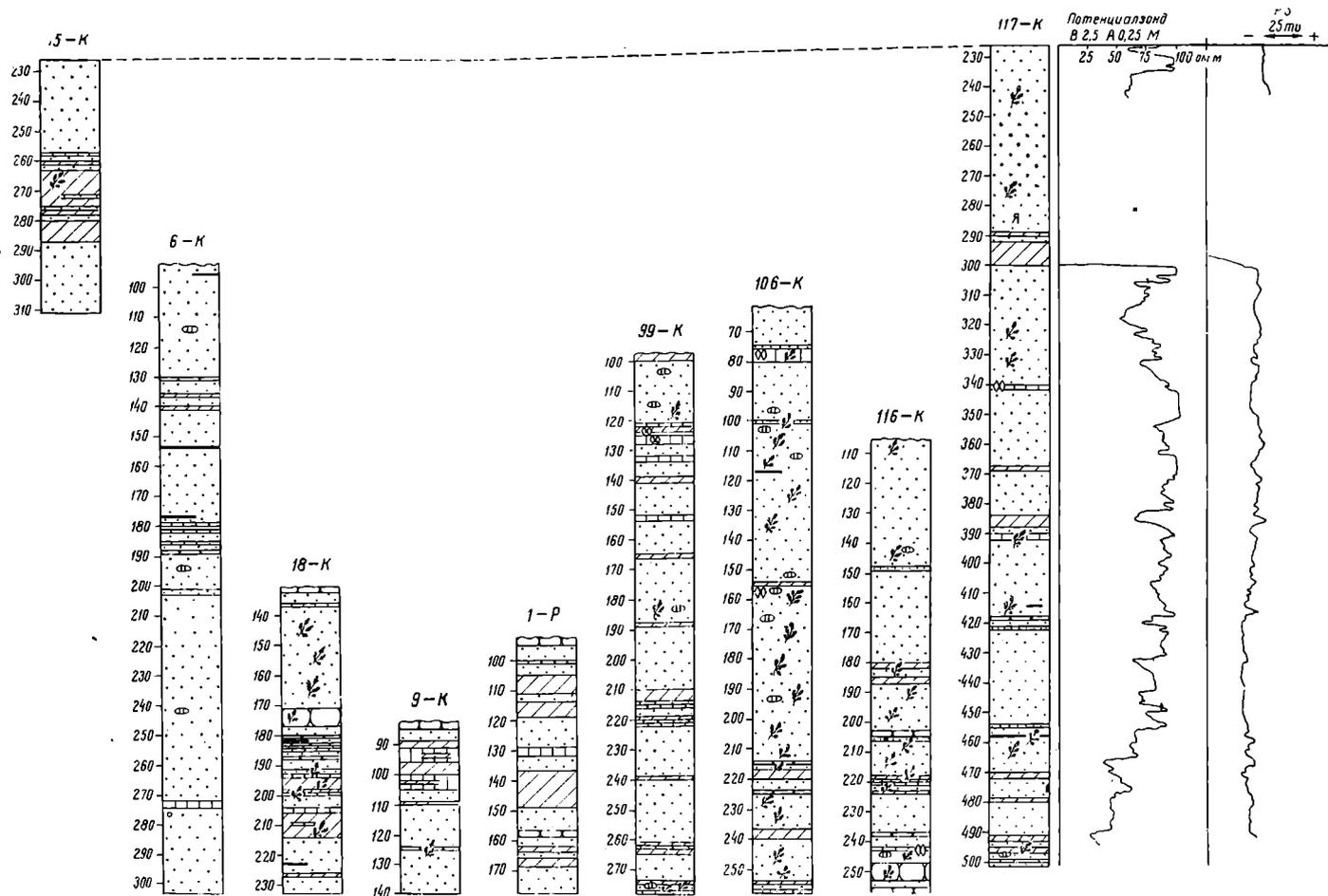


Рис. 24. Корреляция разрезов альб—сеномана (?) Малокхетской антиклинали

Верхние горизонты альб — сеномана слабо охарактеризованы спорами и пылью. В скв. 15-К близ кровли альб — сеномана встречен спорово-пыльцевой комплекс уже явно верхнемелового облика. Присутствуют споры *Sphagnum*, Bryales. *Gleichenia*, *Anetmia macrorhiza* Bolch., *Acrostichum*, Polypodiaceae, Sellaginellaceae, много пыльцы Taxodiaceae, а также *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*. Встречены покрытосеменные: *Salix* и типа Leguminosae (?).

В районе р. Яковлевой отложения альб — сеномана пройдены глубокой скв. 1-Р в интервале 83—752 м, а также скв. 10-К и 8-К. Общая мощность альб — сеномана здесь не менее 575 м. По составу спор и пыльцы альб — сеноманские слои, как указывают И. П. Лугинец и А. И. Бочарникова, разделяются на две подсвиты, из которых нижняя содержит еще нижнемеловой спорово-пыльцевой комплекс и должна относиться к альбу, а верхняя имеет уже верхнемеловой спорово-пыльцевой комплекс и принадлежит к сеноману.

### Альб — Alb (?)

Предположительно к альбу в районе р. Яковлевой относится подсвита, вскрытая глубокой скважиной на глубинах 400—752 м. Слои, в том числе и глинистые пачки, залегают с углами падения от 0—20 до 55—80°. Поэтому предположительно мощность альба принимается равной 300 м.

Рассматриваемая подсвита сложена преимущественно песками мелкозернистыми, реже среднезернистыми, светло-серого, иногда зеленовато-серого или серовато-зеленого цветов. Пески нередко косослоистые с углами наклона слоев 15—18°, включают прослой темно-серых тонкослоистых глин, реже зеленовато-серых алевритов.

В песках присутствуют многочисленные растительные остатки, зерна угля, оолиты и линзы сидерита, гальки глин. В кровле подсвиты находится пачка глин, вскрытая скв. 10-К на глубине 401—440 м.

Споры и пыльца, как указывает Н. М. Бондаренко, сохраняют тот же характер, что в верхней подсвите нижележащей свиты, относимой авторами к апг—альбу. Преобладающие в комплексе споры представлены гладкими формами: *Leiotriletes* Naum., Schizaeaceae, (cf. *Lygodium* sp., cf. *L. splendidum* K.-M., cf. *L. japonicum* K.-M., *Aneimia* sp., cf. *A. macrorhiza* Bolch., cf. *A. remissa* Bolch., cf. *A. exiliiformis* Bolch., cf. *Mohria mutabilis* Bolch.), Gleicheniaceae (*Gleichenia* aff. *glauca* Bolch., *G. laeta* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. delicata* Bolch.), Dipteridaceae (*Hausmannia*, cf. *H. alata* K.-M., cf. *H. anonyma* Bolch.).

Много *Sphagnum*. Встречены также *Lycopodium* sp., cf. *L. ex gr. Phlegmaria*, *Selaginella* (?), cf. *S. ex gr. scandens*, cf. *S. ex gr. sibirica*, cf. *S. cepuliniformis* K.-M. Пыльца представлена Pinaceae (cf. *Pinus aequalis* Naum., cf. *P. tritovialis* Naum., cf. *P. aff. silvestris*, cf. *P. incrassata*, cf. *P. insignis*, *Picea*, *Cedrus* (?), *Larix* ?), Podocarpaceae (*Podocarpus* sp., cf. *P. major* Bolch., cf. *P. cretacea* Naum.), Taxodiaceae — Cupressaceae (?), единичными покрытосеменными (*Betula*).

По заключению В. Д. Короткевич, этот спорово-пыльцевой комплекс близок спорово-пыльцевому комплексу нижней части альб — сеномана Малохетской антиклинали и, сохраняя нижнемеловой облик, включает в себя уже ряд верхнемеловых элементов. Альбские спорово-пыльцевые комплексы более южных областей СССР также характеризуются развитием Cupressaceae, но наряду с этим обогащены пылью цветковых. Спорово-пыльцевой комплекс, весьма сходный с усть-енисейскими, включает изучавшийся Э. Н. Кара-Мурза фаунистически охарактеризованный альб Пай-Хоя.

В пользу синхронизации рассматриваемой свиты с нижней частью альб — сеномана Малохетской антиклинали говорит, наравне со спорово-пыльцевым составом, также появление зеленых песков и песчаников, столь характерных для альб — сеномана Малохетской антиклинали.

### Сеноман — Ст (?)

В районе р. Яковлевой И. П. Лугинец и А. И. Бочарникова выделяют отложения сеномана. В своде Яковлевского купола эти отложения находятся непосредственно под четвертичным покровом. Скв. 10-К прошла в песках сеномана 318 м и далее достигла глин, лежащих в кровле альба. Скв. 8-К на северном склоне купола достигла песков сеномана на глубине 210 м и не прошла их до забоя (450 м). Сопоставление разрезов этих скважин затруднительно вследствие преобладания в сеномане однообразных мелкозернистых песков. Кроме того, сопоставлению разрезов мешают резкие нарушения в залегании сеноманских слоев в обеих упомянутых скважинах. Углы падения в песках и даже в глинистых породах доходят местами до 60—90°, местами же не превышают нескольких градусов. Это не позволяет установить истинную мощность сеноманских слоев, даже в отдельных скважинах. Принимая, что в среднем угол падения в скв. 10-К равен 45° (соответствует падению на восточном склоне купола между скв. 10-К и 14-К) и допуская, что разрез скв. 8-К лишь на несколько десятков метров наращивает разрез скв. 10-К, мы получим минимальную истинную мощность сеномана в районе р. Яковлевой около 275 м.

Отложения сеномана представлены преимущественно мелкозернистыми песками с резко подчиненным количеством прослоев глин и алевроитов. Пески светло-серые, редко буровато-серые с зеленоватым оттенком, часто косослоистые (35—45°). В песках имеются скопления гальки серой глины и серого мелкозернистого известковистого песчаника, оолиты и конкреции сидерита и растительные остатки. Алевроиты серовато-бурые, светло-серые, косослоистые (углы падения слоев до 45°), с мелкими растительными остатками и кусочками окремненной древесины.

В отложениях сеномана в спорово-пыльцевом комплексе преобладают, по данным Н. М. Бондаренко, споры папоротникообразных (63—76%). Обнаружены споры, относимые преимущественно к трем семействам папоротников: *Gleicheniaceae* (до 22%), *Polypodiaceae* (до 16%) и *Syatheaceae* (до 6%). Характерно большое содержание спор *Sphagnum* (до 24%). Среди пыльцы хвойных имеются пыльца *Pinus Diploxylon* (до 12%) и *Pinus Haploxylon* (до 3%), *Cedrus* (2%), *Picea* (единично), *Podocarpus* (до 5%), *Taxodiaceae* (до 6%), *Cupressaceae* (?) — до 13%. Присутствует пыльца покрытосеменных (*Betula*, *Leguminosae*?). В низах разреза сеномана много пыльцы нижнемеловых хвойных (ср. *Protopicea simplex*, *Platyacoccus flacciformis*), отсутствует пыльца кипарисовых, много пыльцы ср. *Pinus incrassata*, что сближает эти слои с альбом. В верхах разреза сеномана повышается количество спор *Gleichenia* и пыльцы *Cupressaceae* — *Taxodiaceae*.

Как уже упоминалось, альб-сеноманские отложения имеют в пределах Усть-Енисейской впадины довольно много выходов на поверхности, а также вскрыты рядом скважин вне Малохетского и Яковлевского районов. Рассмотрение отдельных участков, где обнаружены породы альб — сеномана, авторы начинают с площади к югу от Малохетской антиклинали. Здесь, вдоль края области развития палеозоя, альб — сеноман, по-видимому, пользуется широким распространением.

Отложения альб — сеномана, обнаруженные скважинами в районе Дудинки и станции Коммунарка, представлены преимущественно мелкозернистыми песками желтовато-серого цвета, иногда со слабым зелено-

ватым оттенком. В песках встречаются гальки сидеритизированной глины и прослой глинистого сидерита. Среди песков присутствуют тонкие прослой рыхлых и известковистых песчаников. На станции Коммунарка среди песков появляются прослой алевритов серовато-бурого цвета.

Скважина в Дудинке прошла по пескам альб—сеномана 169 м и достигла апт — альба. Скважина на станции Коммунарка вскрыла альб — сеноман под четвертичными отложениями на 29 м и не достигла подошвы. Споры и пыльца в отложениях альб — сеномана в Дудинке и Коммунарке не найдены.

К югу от Дудинки в скважине в селении Лузине отложения альб—сеномана представлены светло-серым мелкозернистым песком с прослоями зеленовато-серого алеврита. Мощность альб — сеномана, насколько можно судить при малом выходе керна, около 100 м. Определяющиеся Н. М. Бондаренко споры и пыльца представлены в нижних горизонтах преимущественно спорами папоротников *Gleicheniaceae* и *Polypodiaceae*, из плауновых присутствует cf. *Selaginella* ex gr. *scandens*. Среди пыльцы хвойных выделяются *Pinus Haploxylon* (как верхнемелового, так и нижнемелового облика), *Pinus Diploxylon*, *Picea* древнего типа. Верхние горизонты альб — сеномана включают споры *Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Aneimia*, *Mohria*, *Sphagnum*, плауновых. Среди хвойных присутствует пыльца *Cupressaceae* — *Taxodiaceae*, *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*, *Larix* (?), *Podocarpus*. В целом спорово-пыльцевой комплекс соответствует спорово-пыльцевым комплексам альб — сеномана рр. Яковлевой и Малой Хеты.

Альб-сеноманские слои прослеживаются, по данным сейсморазведки, и на запад от р. Енисея, до среднего течения р. Большой Хеты. Здесь они, по-видимому, спускаются до глубин 750—1150 м, имеют мощность 350—400 м и характеризуются скоростями распространения сейсмических волн 2450 м/сек. К северу и западу от Малохетской антиклинали альб — сеноман глубоко погружается под верхнемеловые отложения. Лишь к северу от р. Яковлевой альб-сеноманские отложения снова появляются непосредственно под четвертичными и дают ряд выходов.

На берегу Енисейского залива в 7,5 км севернее мыса Гостинного, В. Н. Сакс и А. П. Пуминов описали выход светлого голубовато-серого мелкозернистого песка, содержащего обугленные растительные остатки (мощностью 3,8 м), и 30-сантиметровый прослой бурого угля. Под песком лежит темно-бурая глина с редкой галькой (0,20 м) и ниже — желто-серый песок с редкой галькой, видимой мощности 1,1 м. Не исключено, что подстилающие голубовато-серый песок, глина и песок с галькой относятся к четвертичным отложениям, следовательно, песок с прослоем угля залегает в виде отторженца. Спорово-пыльцевые анализы показали присутствие в песке лишь единичных спор *Osmunda* и *Trachytriletes* N a n t. По минералогическому составу песок соответствует верхнемеловым отложениям.

К северу от нижнего течения р. Яковлевой, на расстоянии 38 км от ее устья, А. А. Хагогорян описал два небольших выхода видимой мощностью 1,5—3 м темных серо-зеленых глин с обломками угля и светло-серых с зеленоватым оттенком мелкозернистых песков с линзами углестого вещества и обломками угля. Споры и пыльца, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, носят предположительно альб — сеноманский облик. Встречены пыльца *Pinus sacculifera* Mal., *P. aff. silvestris* L., *Pinus Haploxylon*, *Protopinus*, *Picea*, *Abies*, *Larix*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Taxodium*, *Ginkgo*, единичные *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, споры cf. *Ophitoglossum*, *Selaginella*, aff. *Cystopteris regis* L., *Lycopodium* aff. *clavatum*, *Hausmannia*, *Sphagnum*, aff. *Ceratopteris thalictroides*. Вполне возможно, что породы в этих выходах окажутся, как и у зимовья Пустого, ледниковыми отторженцами.

На берегу Енисейского залива, южнее устья р. Орловки, К. С. Забурдин обнаружил коренные выходы зеленовато-серых мелкозернистых хорошо отсортированных песков видимой мощностью от 1,5 до 6,5 м. В верхней части (1,5 м по мощности) пески перемежаются с алевритами. Спорово-пыльцевой комплекс в песках, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, сеноманский. Здесь найдены пыльца *Pinus Haploxyton*, *Pinus* sp., *Corylus*, *Carpinus*, споры *Leiotriletes* Na u m., Gleicheniaceae, Polypodiaceae.

В верхнем течении р. Лево́й Мезениной С. Л. Троицкий исследовал выход желтых мелкозернистых песков видимой мощностью 6,5 м и протяженностью в несколько десятков метров. В тяжелой фракции песков почти совершенно нет характерных для четвертичных отложений пироксенов. Следует думать, что мы имеем здесь дело с меловыми породами, судя по высокому проценту амфиболов верхнемеловыми, скорее всего сеноманскими.

На берегу Енисейского залива, в 1—4 км южнее селения Воронцова, А. П. Пуминов обнаружил выходы зеленовато-серых, зеленовато-бурых и серовато-зеленых мелко- и тонкозернистых песков с неправильными прослоями алевритов и глин, пропластками и караваями железистого песчаника.

Проведенные М. А. Седовой спорово-пыльцевые анализы показали присутствие пыльцы хвойных: Podocarpaceae, Pinaceae, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, *Pinus Haploxyton*, Taxodiaceae, Caytoniales; покрытосеменных: *Castanea*, *Ilex*, *Nelumbo*; спор Schizaeaceae, Polypodiaceae, *Alsophyla*, *Dicksonia*, *Gleichenia*, *Aneimia*, *Lygodium*, *Selaginella*. Пыльца преобладает над спорами, среди пыльцы особенно много Taxodiaceae (31%), Podocarpaceae (20,6%), *Cedrus* (15,6%); покрытосеменные составляют 8,6%, среди спор больше всего *Gleichenia*.

В целом спорово-пыльцевой комплекс относится к верхам нижнего мела или низам верхнего. Найденный здесь же Г. Е. Рябухиным на отмели залива валун с сеноманскими или нижнетуронскими *Inoceramus pictus* Sow. и *Cyprina* sp. заставляет склоняться к выводу о сеноманском возрасте описываемых песков.

В центральной части Дорофеевского полуострова в истоках рр. Норзой и Дорофеевской, выходят светло-серые и бурые мелкозернистые пески с мелкими железистыми конкрециями, кусочками янтаря и обломками бурого угля. Наблюдаются прослои бурых песчаников, мощностью до 30 см, местами рыхлых, местами плотных, тонкие пропластки алевритов. Видимая мощность этих пород в обнажениях, по наблюдениям И. А. Волкова и С. Л. Троицкого, достигает 12,5 м. Кровля их поднимается до 110—120 м над уровнем моря. Слои имеют углы падения 19—23°, простирание преимущественно северо-северо-восточное. Выполненные М. А. Седовой и Н. М. Бондаренко спорово-пыльцевые анализы показали присутствие в породах единичных зерен пыльцы *Pinus* молодого облика, Taxodiaceae, спор верхнемеловых *Gleichenia* aff. *glauca* Hook, *Sphagnum*, мелких *Mohria*, Bryales, Cyatheaceae. Пыльца покрытосеменных отсутствует.

Все это позволяет отнести породы на р. Норзой к альб — сеноману.

На берегу Дорофеевского полуострова, в районах селений Иннокентьевского и Зверева, В. Н. Сакс, А. П. Пуминов и С. Л. Троицкий наблюдали выходы серых мелкозернистых песков видимой мощностью 6 м с ярко-желтыми прослойками, галькой и обломками бурого угля и пропластками алеврита, линзами и прослоями мощностью до 30 см обломков обугленной древесины. Присутствуют также прослой и линзы обломков бурого угля мощностью 30 см и протяженностью 12 м. Если даже эти выходы и не окажутся коренными, нахождение поблизости меловых угленосных отложений представляется бесспорным. По всей вероятности, к западному берегу Енисейского залива, в районе селений Инно-

кентьевского и Зверева, протягивается полоса развития тех же меловых угленосных отложений, которые выходят в истоках рр. Норзой и Дорофеевской.

Альб-сеноманские отложения выделяются севернее Сопочной Карги, в скв. 1-К и 3-К. Альб — сеноман перекрывается четвертичными отложениями и, очевидно, в какой-то мере подвергался размыву. В скв. 3-К мощность сохранившихся отложений альб — сеномана составляет 232 м, в скв. 1-К — 148 м.

Отложения альб — сеномана имеют преимущественно песчаный состав. Глины и алевроиты встречаются в виде редких и маломощных прослоев. Пески мелкозернистые, очень редко с незначительной примесью зерен среднезернистого песка. Цвет песков серый, буровато-серый, желто-бурый и реже светло-серый. В песках присутствуют галька глин, обломки обугленной древесины, растительные остатки и линзочки, а иногда и тонкие прослои углей.

Среди песков очень редко наблюдались прослойки известковистых песчаников. В скв. 1-К есть прослой песков зеленовато-серого цвета. Алевроиты темно-серого или буровато-серого цвета, глины темно-серого цвета. Приурочены те и другие преимущественно к нижним горизонтам разреза.

Изучавшиеся Н. М. Бондаренко споры и пыльца имеют в общем уже верхнемеловой облик. Доминируют споры *Sphagnum*, *Gleichenia* aff. *glauca* Н о о k, *Polypodiaceae*, имеются *Mohria striata* В о l c h., *Aneimia macrorhiza* В о l c h., *Lycopodium* aff. *clavatum*, *Lycopodium* ex gr. *Phlegmaria*, *Selaginella* sp. Среди пыльцы преобладают *Pinus* и *Taxodiaceae-Cupressaceae* (?). В нижних горизонтах выделяемого нами альб — сеномана (интервал около 85 м в скв. 1-К) спорово-пыльцевой комплекс сохраняет еще нижнемеловой (альбский) характер, не отличаясь от спорово-пыльцевого комплекса верхней подсвиты апт — альба.

В бассейне р. Пясины, в нижнем течении левого притока р. Пуры — р. Быстрой, в 4,5 км от устья обнажается пачка переслаивающихся до 25° на северо-северо-запад. В песках встречены прослои мощностью 3 м. Устанавливается падение слоев на запад-юго-запад под углами 12—15°. Песчаники мелкозернистые, кварцевые, содержат многочисленные обугленные растительные остатки. Пески мелкозернистые белого или охристого цвета, плохо отсортированные, более тонкозернистые разности серого цвета, неправильно слоистые. Споры и пыльца в песках, по заключению Э. Н. Кара-Мурза, относятся к альбу. Здесь присутствуют пыльца *Picea*, *Cusadaceae*, споры *Leiotriletes* N a u m., *Hausmannia*.

В бассейне другого левого притока р. Пуры — р. Моховой, в верхнем течении р. Габей, И. А. Волков обнаружил выход буровато-серого рыхлого, местами же плотного, серовато-зеленого полимиктового мелкозернистого песчаника с карбонатным цементом. Пласт песчаника падает на СВ 56° / 26°, обладает мощностью 30 см. Под ним залегает голубовато-серый мелкозернистый песок видимой мощности 30 см. В тяжелой фракции песка много пироксенов и амфиболов. Не исключено, что здесь найден отторженец мелового песчаника среди четвертичных песков.

В южной части Усть-Енисейской впадины в бассейн р. Пясины продолжается с р. Енисея полоса развития альб — сеномана, окаймляющая выходы палеозоя на Средне-Сибирском плоскогорье. В верховьях р. Нижней Агапы С. Л. Троицким были исследованы выходы меловых пород, поднимающихся до 100 м над уровнем моря. Здесь обнажаются пески мелкозернистые, темно-желтого, серого, охристого или палевого цветов, с косой слоистостью в виде крупных пачек, падающих под углами до 25° на северо-северо-запад. В песках встречены прослои мощностью до 20 см желто-бурого мелкозернистого полимиктового песчаника с сидеритовым, несколько лимонитизированным цементом и прослой мощностью 40 см глинисто-алевритовой породы кофейного цвета. Видимая

мощность песков доходит до 42,5 м. В нижних горизонтах песков присутствуют мелкие гальки.

В породах А. Н. Карасева обнаружена пыльца *Pinus Haploxyton*, *Pinus nigraeformis* Bolch., споры *Gleichenia* aff. *glauca* Hook (?), *Gleichenia delicata* Bolch., *Alsophila* aff. *major* Mal., *Lygodium* aff. *japonicum* L. Данный спорово-пыльцевой комплекс характеризует верхи нижнего мела, возможно сеноман, и; следовательно, указывает на принадлежность песков с р. Нижней Агапы к альб—сеноману. Поскольку выходы на р. Нижней Агапе находятся на продолжении к северо-востоку Малохетской антиклинали, можно думать, что полоса развития альб—сеномана под четвертичными отложениями тянется непрерывно от р. Сухой Дудинки до р. Нижней Агапы.

Далее на восток на левом берегу правого притока р. Пясины — р. Икон, в 10 км от уступа Средне-Сибирского плоскогорья, сложенного траппами на высоту более 300 м, В. Н. Сакс (1945) обнаружил выходы серых мелкозернистых песков с неправильными прослоями темно-серых алевроитов, верху сменяющихся желтыми глинистыми песками с караваями серых плотных песчаников. В породах много обугленных и ожелезненных обломков древесины.

Проведенный Э. Н. Кара-Мурза спорово-пыльцевой анализ показал присутствие в породах комплекса спор и пыльцы альбского облика (пыльца *Pinus Diploxyton*, *Cycadaceae*, *Ginkgoaceae*, *Quercus* (?); споры *Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Leiotriletes* Naum.). Видимая мощность пород около 100 м, выходы их прослеживаются на протяжении 80 м, причем меловые слои явно перемяты ледником и местами надвинуты на четвертичные.

В Хатангской впадине альб — сеноману отвечает выделяемая М. К. Калинин бегичевская свита, сложенная песками и содержащая молодой, включающий верхнемеловые элементы спорово-пыльцевой комплекс.

В Западно-Сибирской низменности с усть-енисейским альб — сеноманом сопоставляется верхняя часть покурской свиты, так называемая «толща с янтарями», мощностью до 450—500 м. Спорово-пыльцевая характеристика «толщи с янтарями», а также присутствие в ней зерен янтаря очень сближают ее с альб—сеноманом низовьев р. Енисея.

### **Турон—коньяк—Тиг—Сп**

К туронскому и коньякскому ярусам относится залегающая в основании морского верхнего мела мощная (до 400 м) толща, охарактеризованная богатой фауной и микрофауной. По палеонтологическим остаткам устанавливаются нижний и верхний подъярусы турона и коньякский ярус, однако разделить их в разрезах не представляется возможным. По составу пород выделяются лишь нижняя, преимущественно глинистая свита, относящаяся целиком к турону — к нижнему и отчасти верхнему подъярусам, и верхняя песчано-алевритовая свита, датируемая верхним туроном и коньяком.

### **Турон — Тиг**

Отложения турона пройдены на крыльях Малохетской антиклинали, обладают мощностью 60—79 м (рис. 25) и представлены алевроитами и глинами. Разрез начинается алевроитами, которые сменяют пески альб — сеномана. Алевроиты зеленовато-серые очень неоднородные: они состоят из неправильных чередующихся темных глинистых и более светлых алевроитовых участков. Изредка в алевроитах имеются и включения песка. Среди нижней алевроитовой пачки мощностью 47—57 м иногда отмечаются тонкие прослойки известковистых песчаников. Алевроиты сменяются пачкой глин мощностью 6—31 м, мощность которой возрастает

на северо-западном крыле антиклинали. Глины серые, зеленовато-буровато-серые, часто с включениями алеврита и многочисленными мелкими растительными остатками. Глины несколько более однородные, чем алевриты. В глинах и алевритах в большом количестве встречаются конкреции пирита; конкреции глинистого сидерита наиболее часты в алевритах. Слоистость в туронских породах выражена слабо. Наблюдаются горизонтальная слоистость и нередко флюидальные текстуры.

Фауна в туроне Малохетской антиклинали представлена, по определениям В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной:

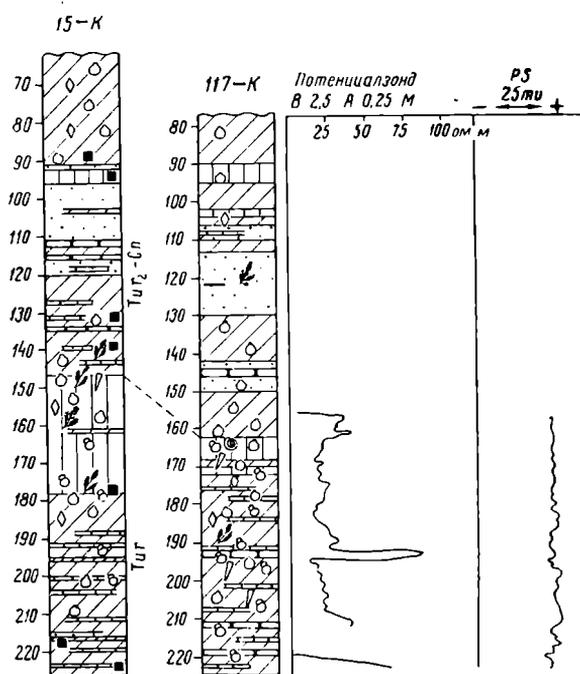


Рис. 25. Корреляция разрезов турон конька Малохетской антиклинали

*Placenticerus* cf. *planum* Hyatt, *Ammonites* sp. ind., *Belemnitella* (?) sp. ind., *Inoceramus* sp. ind., *In.* ex gr. *interruptus* Sch m., *Lopatinia jeniseae* Sch m., *Pecten* (*Camptonectes*) *curvatus* Gein., *Pecten* (*Chlamys*) sp. ind., *Alaria sotnikowi* Sch m., *Natica eryvna* Or b., *Dentalium* (?)

Эта фауна в целом позволяет определить возраст вмещающих пород как верхний турон — коньяк, по характеризующие верхний турон — коньяк виды (*Placenticerus*, *Inoceramus interruptus*) появляются лишь в верхней части разреза (в 46—50 м от подошвы).

Микрофауна, определявшаяся Н. В. Шаровской, включает *Saccamina* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Haplophragmoides glomeruliformis* Z a sp., *H. pictus* sp. nov. (обычно), *H. sibiricus* Z a sp. (много), *H. chapmani* M o r., *Amobaculites* ex gr. *agglutinans* Or b., *Gaudryina* ex gr. *filiformis* Berth., *Clavulina prodigiosa* Bul. (много), *Trochammina* ex gr. *subbotinae* Z a sp., *Clithrocytheridea* sp. и др.

Комплекс микрофауны наиболее близок зоне с *Gaudryina filiformis* Berth. в Западной Сибири, которая, судя по присутствию *Baculites romanovskii* Ar k h., должна относиться к турону.

Пыльца, изучавшаяся В. Д. Короткевич и Э. И. Кара-Мурза и преобладающая над спорами, представлена: Taxodiaceae (*Taxodium*), Pinaceae (*Pinus Haploxylon*, *Pinus Diploxylon*, *Cedrus*, *Picea*, *Abies*, *Larix* и др.), Cupressaceae-Taxodiaceae, имеются еще древние хвойные. Присутствуют единичные зерна покрытосеменных (*Ericaceae*, *Labiataeae*, *Betula*, *Corylus*). Среди спор доминируют *Gleicheniaceae*, далее следуют споры подгруппы *Leiotriletes* N a n., *Polypodiaceae*, мало спор *Sphagnum*.

В районе р. Яковлевой под фаунистически охарактеризованными слоями верхнего турона — коньяка в колонковых скважинах обнаружена свита глин мощностью около 90 м (рис. 26). Это — серовато-бурые и темно-серые с зеленоватым оттенком тонкоплитчатые глины, с линзочками и прослойками 1—1,5 см микрозернистого сидерита. В глинах наблюдаются линзочки угля и растительные остатки. Среди глин в виде

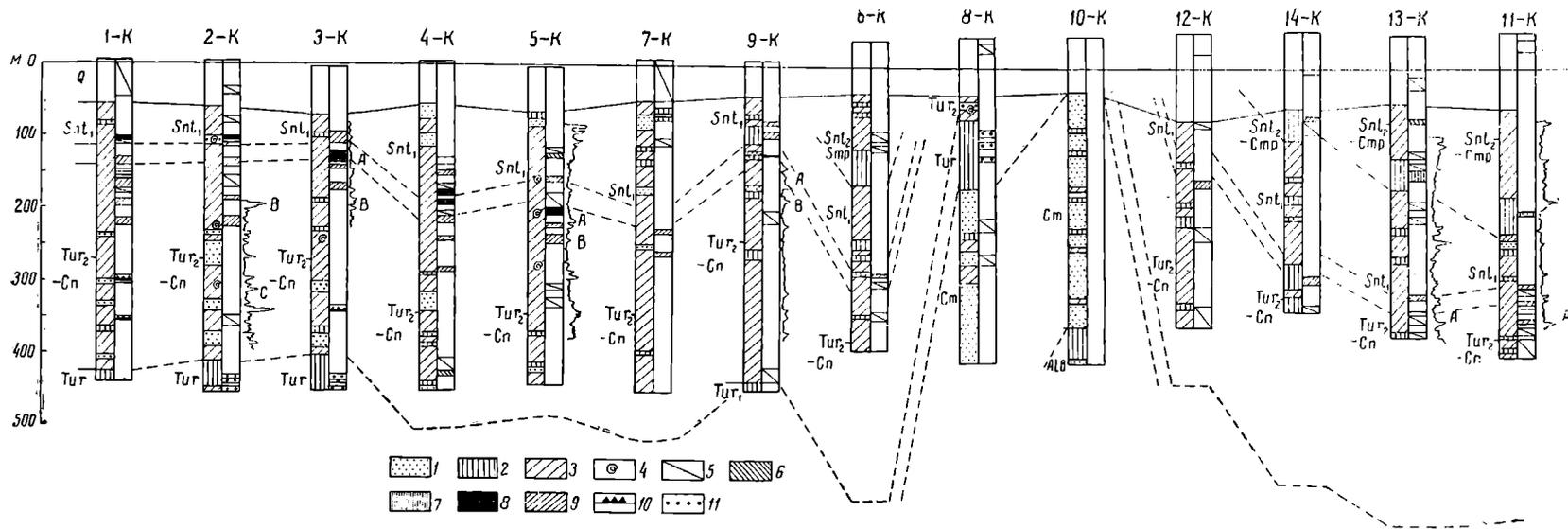


Рис. 26. Схема корреляции колонковых скважин в районе р. Яковлевой

1—пески; 2—глины; 3—алевриты; 4—фауна, определяющая возраст до яруса; микрофауна; 5—пропуски в материале (образцы не были обработаны); 6—очень бедная нехарактерная микрофауна; 7—слои со *Spiroplectammina* ex gr. *Kelleri* и другими фораминиферами; 8—горизонт со *Spiroplectammina* ex gr. *Kelleri* и различными лагенидами, более богатые слои; 9—то же, более бедные слои; 10—слои с *Flabellina pinnata*; 11—горизонт с *Clavulina prodigiosa* и разнообразными представителями рода *Haplophragmoides*. С правой стороны колонок показана кривая градиент-зонда А 2,5 М 0,25

прослоев залегают алевроиты и реже пески. Алевроиты зеленовато-серые, обычно с тонкими включениями глин. Пески мелкозернистые, темные, зеленовато-серые, имеют мощность до 1 м. В песках также встречаются включения зеленовато-серой глины.

Рассматриваемые породы содержат лишь редкие, не позволяющие определить возраст остатки пелеципод (*Inoceramus* sp. ind. и др.), но довольно резко отличаются от вышележащих слоев по микрофауне. Здесь Н. В. Шаровской определены: *Saccamina* sp., *Reophax* sp., *Haplophragmoides* ex gr. *canariensis* O'G., *H. sibiricus* Zasp. (много), *H. ex gr. chapmani* Mor., *Ammobaculites* sp., *Trochammina* ex gr. *subbotinae* Zasp., *Martinottiella* cf. *balcarica* Mor., *Gaudryina* ex gr. *filiiformis* Berth., *Clavulina prodigiosa* Bul. (много), *Cythereis* sp. и др. Несомненно, это — тот же туронский комплекс микрофауны, что и в районе Малохетской антиклинали.

Споры и пыльца в скв. 8-К, по заключению Н. М. Бондаренко, на глубине 185—210 м имеют относительно древний облик. Споры папоротникообразных составляют 50% от общего количества спор и пыльцы. Нет вовсе пыльцы покрытосеменных. Среди пыльцы хвойных много *Taxodium*, *Pinus Diploxylon*, сохраняются пыльца нижнемеловых хвойных и споры нижнемелового облика. Выше по разрезу преобладает пыльца хвойных, появляется пыльца покрытосеменных (*Betula*, *Leguminosae*?). Среди хвойных в массовом количестве *Cupressaceae* — *Taxodiaceae* (?), имеется пыльца *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Larix*, *Cedrus*, *Podocarpus*, встречены *Caytoniales*. В составе спор много *Gleichenia* aff. *glauca* Hook. Присутствуют *Polypodiaceae*, *Alsophila*, споры мхов — *Bryales* и др.

На поверхность нижний турон выходит только в бассейне р. Пясины, в среднем течении р. Пуры, в 11 км ниже устья р. Буотанкага (Сакс. 1945). Здесь на протяжении около 750 м прослеживаются выходы серых однородных неслоистых глин видимой мощностью до 28 м, падающих на север под углами 15—18°. Глины содержат прослойки и включения неправильной формы плотных известковистых песчаников и мергелей. В породах изредка попадаются обломки обугленной древесины. Довольно много остатков фауны, к сожалению большей частью плохой сохранности. В. И. Бодылевским отсюда определены *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth., *Inoceramus* sp. ind., *Placenticeras* sp. ind., *Actinocamax* (?) sp. ind., *Nucula* cf. *striatula* Roem. Микрофауна в глинах не изучалась. Среди спор и пыльцы Э. Н. Кара-Мурза нашла *Picea* sp., *Tsugella* sp., *Cycadaceae*, покрытосеменные, *Leiotriletes* Naum.

### Верхний турон—коньяк — Tur<sub>2</sub>—Cn

В районе Малохетской антиклинали верхний турон — коньяк имеет мощность 85—95 м. Судя по появлению в верхних 16 м разреза микрофауны, свойственной горизонту со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* Daip. на р. Яковлевой, размыты здесь около 60—70 м отложений верхнего турона—коньяка. Таким образом, общая мощность верхнего турона—коньяка в районе Малохетской антиклинали должна составлять примерно 150 м. Разрез верхнего турона — коньяка начинается алевроитами. Алевроиты зеленовато-серого цвета, иногда, главным образом в низах разреза, с включениями глин и песка. По-видимому, на юго-восточном крыле антиклинали алевроиты более однородны по составу, чем на северо-западном крыле. Алевроиты сменяются мелкозернистыми светло-серыми и зеленовато-серыми песками с редкими и маломощными (до 0,5 м) прослоями буровато-серых известковистых песчаников.

В песках присутствуют прослойки глинистого сидерита. Над песками, обладающими мощностью 17 м, вновь лежит глинисто-алевроитовая

пачка, сложенная преимущественно алевритами. Мощность прослоев глин не превышает 5 м. Глины буровато-серые. В глинах и алевритах в большом количестве встречаются конкреции пирита и, реже, глинистого сидерита. В глинах и алевритах слоистость выражена слабо.

Верхний турон — коньяк Малохетской антиклинали содержит фауну: *Inoceramus interruptus* Sch m., *In.* ex gr. *interruptus* Sch m., *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Protocardia* sp. ind., *Alaria sotnikowi* Sch m. (определения В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной).

Микрофауна, по данным Н. В. Шаровской, как правило, отсутствует. Лишь в скв. 15-К в 78—82 м от подошвы верхнего турона — коньяка встречены единичные *Dentalina* sp. — вид, встречающийся в горизонте со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* на р. Яковлевой (верхи верхнего турона — коньяка — нижний сантон).

Спорово-пыльцевой комплекс, по заключению В. Д. Короткевич, в верхнем туроне — коньяке сохраняется тот же, что и в подстилающих слоях турона. Только в верхних горизонтах разреза скв. 15-К появляются пиропитовые водоросли, расцвет которых характерен для вышележащих сантонских отложений.

В районе р. Яковлевой отложения верхнего турона — коньяка вскрыты почти всеми пробуренными здесь колонковыми скважинами. Отсутствует верхний турон — коньяк только в своде Яковлевского купола (см. рис. 27). Мощность верхнего турона — коньяка в скважинах составляет 290—325 м. Возможно, истинная мощность отложений несколько меньше, так как в большинстве скважин отмечаются в буровых журналах углы падения слоев до 15—20°, а в одном случае (скв. 9-К) даже до 50°.

Отложения верхнего турона — коньяка представлены преимущественно алевритами с подчиненным количеством глин и песков. Алевриты зеленовато-серые, часто содержат включения глин, конкреции сидерита, пирита и растительные остатки. Глины темно-серые с зеленоватым оттенком или зеленовато-серые. Иногда в глинах наблюдаются мелкие включения песка, конкреции пирита и чаще прослоечки алевритов. Пески мелкозернистые, зеленовато-серые с включениями галек глин и конкреций глинистого сидерита. В верхней части верхнего турона — коньяка встречены прослой ракушняка мощностью до 3 м. Кровлю верхнего турона — коньяка приходится проводить, основываясь на появлении сантонских иноцерамов.

Отложения верхнего турона — коньяка р. Яковлевой содержат, по определениям В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной: *Belemnitella* sp. ind., *Inoceramus* cf. *subalatus* Bodyl., *In.* ex gr. *cuoteri-lamarcki*, *In.* cf. *interruptus* Sch m., *In.* ex gr. *interruptus* Sch m., *Inoceramus* sp. ind., *Lopatinia jenisseae* Sch m., *Pecten (Chlamys)* sp. ind., *Mytilus lanceolatus* Sow., *Nucula* ex gr. *pectinata* Sow., *Leda* aff. *nitens* Sch m., *Leda* sp. ind., *Astarte schmidtii* sp. nov., *Astarte* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Cyprina* sp. ind., *Protocardia* sp. ind., *Alaria sotnikowi* Sch m., *A.* cf. *timotheana* Sch m., *Alaria* sp. ind., *Turritella* sp., *Inoceramus* ex gr. *interruptus* Sch m. прослеживается по разрезу в интервале 280 м, появляясь в скв. 8-К непосредственно над глинами турона и достигая в скв. 5-К слоев, лежащих на 30 м ниже основания сантона с *Inoceramus* ex gr. *cardissoides*. Микрофауна, по данным Н. В. Шаровской, в нижней части разреза, как и в районе Малохетской антиклинали, обычно отсутствует. Лишь в единичных прослоях в 60—125 м над кровлей туронских глин найдены *Flabellina pinnata* sp. nov. и *Clithrocytheridea* sp. Верхняя часть рассматриваемой свиты от 185 м над подошвой и выше охарактеризована микрофауной горизонта со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri*. Горизонт этот наряду с верхним туроном — коньяком захватывает и нижний сантон. В слоях, относимых к верхнему турону — коньяку и имеющих мощность 110—120 м, присутствуют: *Reophax* (?)

sp., *Spiroplectammina* ex gr. *kelleri* D a i n, *Spiroplectammina* sp., *Nodosaria hastata* sp. nov., *N.* ex gr. *raphanus* L., *Dentalina* ex gr. *saksi* sp. nov., *D. tineaformis* sp. nov., *Dentalina* sp. sp., *Marginulina* aff. *compressa* O r b., *M.* aff. *elongata* O r b., *M. galinae* sp. nov., *M. reussi* Neugeb., *M. tignumoides* sp. nov., *Marginulina* sp. sp., *Cristellaria divinus* sp. nov., *Cr.* aff. *divinus* sp. nov., *Cr. ingens* sp. nov., *Cristellaria* sp. sp., *Globulina gibba* O r b., *Elphidium* sp., *Gyroidina* sp., *Cibicides* sp., *Cythereis* sp. sp., *Clithrocytheridea* sp. sp.

Споры и пыльца в отложениях верхнего турона—коньяка, как указывает Н. М. Бондаренко, носят тот же характер, что и в нижележащих туронских глинах. В скв. 2-К на глубинах от 192 м и ниже преобладает (64—89%) пыльца хвойных (доминируют Cupressaceae, Taxodiaceae (?), присутствуют *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Cedrus*, *Larix* (?), *Podocarpus*, Caytoniales), есть (до 4%) пыльца покрытосеменных (Ericaceae, Leguminosae?, Betulaceae, cf. *Paliurus rhamnoides* Bolch.). Среди спор много *Gleichenia* aff. *glauca* H o o k, реже встречаются Polyodiaceae, *Alsophylla*, *Aneimia macrorhyza* Bolch., *Dicksonia*, *Lycopodium* aff. *clavatum*, *Selaginella* ex gr. *megastachys*, *S. granata*, *Sphagnum*.

На глубинах от 159 м и выше по разрезу появляется более молодой спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся также преобладанием пыльцы хвойных, появлением пиропитовых водорослей и присутствием до 15% пыльцы покрытосеменных. Сокращается количество спор папоротникообразных, полностью исчезают споры типа *Polypodium* и *Pteris*.

Если в скважинах в районе р. Яковлевой верхний турон—коньяк перекрыт сантонскими отложениями и появляется из-под них только на склонах Яковлевского купола (скв. 8-К), то к северу от разбуренного участка верхний турон—коньяк должен лежать непосредственно под четвертичными отложениями (поскольку еще севернее начинаются выходы альб—сеномана). Далее на север от р. Яковлевой выходы пород верхнего турона—коньяка на поверхность имеются на восточном берегу Енисейского залива южнее селения Воронцова и к западу от селения Чайки. Эти выходы были обнаружены еще И. А. Лопатиным (1897) и Ф. Б. Шмидтом (1872). В 1952 г. они снова были детально обследованы С. Л. Троицким.

Выходы верхнего турона—коньяка наблюдаются в основании береговых обрывов Енисейского залива, в 3,5—7,2 км к югу от сел. Воронцово. Здесь, по наблюдениям В. Н. Сакса и С. Л. Троицкого, выходят зеленые, зеленовато-бурые и зеленовато-серые алевриты с линзами и пропластками глин и железистых алевролитов, с подчиненными прослоями мелкозернистых песков, с обломками обугленной древесины. Видимая мощность пород в отдельных разобщенных обнажениях достигает до 12,5 м. Слои обладают очень изменчивым падением: в северной части обнажений — на север, далее — на восток, затем на северо-запад и, наконец, в наиболее южном разрезе снова на восток. Углы наклона измеряются 3—6° и редко доходят до 10°. По-видимому, слои обладают лишь слабой волнистостью и в отдельных обнажениях вскрываются примерно одни и те же горизонты. В южной части обнажений в алевритах содержится фауна верхнего турона—коньяка (*Inoceramus* cf. *cuvieri* S o w., *Inoceramus* sp., *Protocardia* sp.).

В средней части обрывов вскрываются зеленовато-серые мелкозернистые пески с охристыми пятнами видимой мощностью до 5 м, с включениями и линзами железистых песчаников, обломками обугленной древесины и коньякской фауной (*Inoceramus* aff. *flaccidus* White, *I.* cf. *russiensis* Nik., *I. gibbosus* Schl. var., *I. subalatus* B o d y l., *I.* cf. *interruptus* S c h m., *I. lamarcki* P a r k., *Nucula* cf. *striatula* R o e m., *Mytilus lanceolatus* S o w., *Cyprina* cf. *jenisseae* S c h m., *C.* cf. *eichwaldi* S c h m., *Lucina fischeriana* S o w., *Alarta sotnikowi* S c h m.). Пески перекры-

ваются желто-зелеными алевритами с неправильными включениями железистых песчаников мощностью 5 м.

Из этих же обнажений Г. Е. Рябухиным были доставлены обломки древесины, определённые А. В. Ярмоленко как *Cupressinoxylon* cf. *vestense* V a g b., ранее известный из отложений верхней юры и нижнего мела. В спорово-пыльцевом комплексе, по данным Э. Н. Кара-Мурза и Н. М. Бондаренко, отмечено резкое преобладание пыльцы хвойных, главным образом пыльцы Cupressaceae-Taxodiaceae (?), обнаружены покрытосеменные (Ericaceae, *Corylus* sp.) и споры типа *Cheilantes*, Polypodiaceae, *Gleichenia* и др.

Следующая группа обнажений верхнего турона—коньяка находится примерно в 50 км к северу от селения Воронцова. Здесь выходы верхнего мела располагаются по берегу Енисейского залива на 4,25—5,8 км к западу от устья р. Чайки и селения Чайки. Как указывает С. Л. Троицкий, меловые отложения слагают пять изолированных выходов, причем всюду устанавливается моноклиналиное падение слоев по азимуту 295—297° под углами до 10—15°. Соответственно суммарная мощность обнажающихся в районе р. Чайки меловых пород порядка 210 м.

Разрез верхнего турона—коньяка начинается с зеленовато-серых мелкозернистых песков видимой мощностью 9 м. Пески вверх по разрезу сменяются алевритами, преимущественно зеленовато-серыми, реже зеленовато-бурыми, желто-бурыми или серовато-зелеными, которые, насколько можно судить по разобщенным обнажениям, имеют мощность более 200 м. Среди алевритов залегают прослой зеленовато-серых и шоколадных глин мощностью до 1,5—3,2 м, прослой зеленовато-серых мелкозернистых песков, караваи зеленовато-серых известковистых песчаников, железистые конкреции, обломки обугленной древесины. Встречается галька траппов.

Отложения содержат богатую фауну, определяющуюся В. И. Бодылевским. В нижней части разреза (90 м) присутствуют: *Borissiakoceras* sp. (aff. *mirabile* A r k h.), *Scaphites* sp. (aff. *ventricosus* A r k h.), *Scaphites* sp. ind., *Placentoceras* sp. ind., *Actinocamax* cf. *intermedius* A r k h., *Inoceramus lamarcki* P a r k., *I. lopatini* S c h m., *I. interruptus* S c h m., *I. pseudocancellatus* B o d y l., *I. cuvieri* S o w., *I. labiatus* S c h l. var. *latus* G o l d f., *I. aff. percostatus* W o o d s, *I. cf. cleini* M ü l l. var., *I. subalatus* B o d y l., *I. koeneni* M ü l l., *I. koeneni* M ü l l. var., *Inoceramus* sp. ind., *Lopatinia jennisseeae* S c h m., *Mytilus lanceolatus* S o w., *Pecten (Entolium)* cf. *membranaceus* N i l s., *Leda semilunaris* B u c h, *Leda* sp. ind., *Nucula* cf. *striatula* R o e m., *Nucula* sp. ind., *Cyprina eichwaldi* S c h m., *C. jentsseeae* S c h m., *Unicardium* (?) sp. ind., *Venus* cf. *vibrayeana* O r b.

На 130—140 м над основанием разреза встречены *Actinocamax* (?) sp. ind., *Inoceramus* sp. nov. (aff. *lamarcki* P a r k. — aff. *seitzi* A n d.), *Inoceramus* sp. nov. (aff. *lamarcki* P a r k. — aff. *seitzi* A n d.) var., *Inoceramus* sp. ind., *Protocardia* sp. ind.

Эти данные делают наиболее вероятным отнесение верхней части разреза р. Чайки до горизонта 130—140 м с *Inoceramus* aff. *seitzi* A n d. (включительно) к коньякскому ярусу. Все нижележащие горизонты заключают еще преимущественно верхнетуронские виды иноцерамов и аммонитов (*Borissiakoceras* aff. *mirabile* A r k h., *Inoceramus lamarcki* P a r k., *In. cuvieri* S o w.), наряду с которыми, однако, попадаются и коньякские формы (*Inoceramus* aff. *percostatus* W o o d s, *I. cf. cleini* M ü l l.). Таким образом, в целом разрез р. Чайки попадает в верхний турон—коньяк.

В породах этого разреза много обугленных растительных остатков. Г. Е. Рябухин указывает на обнаруженный здесь обломок ствола *Protoricsoxylon extinctum* G o t h., известного ранее из отложений верхней юры и нижнего мела.

Исследования спор и пыльцы в породах верхнего турона—коньяка района р. Чайки, проведенные Н. М. Бондаренко, показали, что уже в нижней 45-метровой пачке при общем преобладании хвойных многопыльцы Cupressaceae — Taxodiaceae (?) пиропитовых водорослей.

По-видимому, здесь представлены верхние горизонты туронского яруса. На расстоянии 130—140 м от подошвы разреза значительно возрастает содержание пиропитовых водорослей, характерных для сантона. Это дает основание относить данные слои уже к коньякскому ярусу.

Пыльца покрытосеменных содержится в небольших количествах по всему разрезу р. Чайки (Ericaceae, *Betula*). Споры папоротников (*Gleichenia* aff. *glauca* Hook, Polypodiaceae, *Alsophylla* и др.) имеют подчиненное значение.

К северо-западу от выходов верхнего турона—коньяка в районе р. Чайки К. С. Забурдин обнаружил в русле речки Лево́й Сопочной элювиальные россыпи и выходы серых среднезернистых аркозовых песчаников с *Inoceramus* aff. *interruptus* Schm., *Lopatinia jenisseae* Schm., *Mytilus lanceolatus* Sow., *Cyprina eichwaldi* Schm., *Venus* sp., *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *Alaria* cf. *sotnikowi* Schm.

В коренном выходе установлено падение пласта песчаника на ВЮВ  $100^\circ \angle 20^\circ$ . Следует думать, что здесь те же слои, которые обнажаются у р. Чайки, слагают противоположное северо-западное крыло синклинали.

К западу от Енисейского залива, в верховьях р. Монгоче-Енисейской, С. Л. Троицкий обнаружил в овраге находящиеся, по-видимому, в коренном залегании плиты видимой мощностью 60 см зеленовато-серого мелкозернистого песчаника с *Cyprina* (?) sp., *Alaria* sp., *Lopatinia* sp. Возрастное положение этого выхода остается неясным — он может относиться к верхнему турону—коньяку, но может быть и моложе, например сантонским.

В бассейне р. Пясины на правом притоке р. Агалы — р. Джангоде (Посо́й) к западу от селения Кресты В. С. Ломаченков в 1954 г. нашел выходы песчаников с прослоями глинисто-алевритовых пород с *Inoceramus interruptus* Schm., *In. pseudocancellatus* Bodyl., *In. ex gr. tamarcki* Park., *In. cf. subalatus* Bodyl., *Lopatinia jenisseae* Schm., *Mytilus lanceolatus* Sow., *Natica eroyna* Schm., *Cyprina* sp. ind. (определения Н. И. Шульгиной). Эти породы распространены на площади около 400 км<sup>2</sup> и сложены в складки восток-северо-восточного простирания. Мощность слоев оценивается В. С. Ломаченковым около 100 м.

По-видимому, под четвертичными отложениями морские отложения верхнего турона—коньяка в пределах Усть-Енисейской впадины распространены очень широко. Об этом говорят многочисленные находки на отмелях реки и в четвертичных породах валунов с иноцерамами верхнего турона—коньяка.

К турон—коньяку авторами предположительно отнесена верхняя часть разреза скважины в селении Лузине на р. Енисее. Эта скважина под четвертичными отложениями вскрыла меловые алевриты зеленовато-серого цвета с редкими прослоями мелкозернистых песчаников, мелкими (до 0,5 см) кусочками январа мощностью около 45 м. Породы оказались обогащены в тяжелой фракции амфиболами, что характерно в южной части Усть-Енисейской впадины именно для турон-коньякских слоев. Споры и пыльца в предполагаемом турон—коньяке селения Лузина встречены в малых количествах и, по мнению Н. М. Бондаренко, не отличаются существенно от спорово-пыльцевого комплекса, свойственного в этой же скважине верхним горизонтам альб—сеномана.

Данные сейсмоки позволяют предполагать также широкое распространение турон-коньякских отложений на крыльях Малохетской анти-

клинали в районе р. Сухой Дудинки. Эти же отложения присутствуют в пределах протягивающейся параллельно Малохетской антиклинали к юго-востоку от нее Долганской синклинали и к западу от Малохетской антиклинали, между р. Соленой и протокой Ушаковской. Мощность турон-коньякских отложений может быть в первом приближении определена порядка 200 м. По-видимому, здесь, как и на Малохетской антиклинали, развиты морские глинисто-алевритовые отложения турон—коньяка.

Турон-коньякские отложения имеются и к югу от Малохетской антиклинали на междуречье Большой Хеты и Енисея. Колонковые скважины, пробуренные по профилю между средними течениями рр. Большой и Малой Хеты, на отметках до 500 м ниже уровня р. Енисея, не достигли кровли турон—коньяка. На составленных М. П. Зенченко сейсмических профилях между рр. Большой и Малой Хетой выделяется отражающий горизонт на глубинах 750—800 м, который можно предположительно принять за подошву турон—коньяка. В таком случае мощность турон—коньяка будет составлять на междуречье Большой и Малой Хеты около 250—300 м. По направлению на восток турон-коньякские слои постепенно поднимаются и, вероятно, на водоразделе рр. Большой Лайды и Енисея залегают уже непосредственно под четвертичными отложениями.

К востоку от Усть-Енисейской впадины морские турон-коньякские отложения неизвестны. Восточнее р. Пясины фауна верхнего мела в валунах не обнаруживается, что, вероятно, объясняется исчезновением морских верхнемеловых, в том числе и турон-коньякских отложений. Далее на восток присутствуют лишь лагунно-континентальные фации турон—коньяка. Так, на р. Дудыпте, у селения Летовье, в основании разреза надпойменной террасы вскрываются коричневые, плохо отсортированные мелкозернистые пески видимой мощностью 3 м. В тяжелой фракции песков много черных рудных минералов, присутствуют циркон, пироксены, эпидот и амфиболы. Спорово-пыльцевая характеристика песков, данная С. Н. Наумовой, позволяет, по мнению Э. Н. Кара-Мурза, относить эти породы к низам верхнего мела (сеноман—турон). Пыльца представлена *Pinus* sp., *Ginkgo* (?), покрытосеменными: *Betula*, *Ericaceae*, *Tripolina* Naum. Обнаружены споры *Cyatheaceae*, *Gleichenia*, *Polypodiaceae*.

В Хатангской впадине выделяются в турон—коньяке две свиты. Нижняя — ледяная, преимущественно глинисто-алевритовая мощностью до 180 м, с флорой турон-сеноманского типа и верхняя — хетская мощностью до 90 м, сложенная песками с прослоями глин, алевритов и линзовидными залежами углей и включающая также нижний сантон.

К северу от Усть-Енисейской впадины Е. М. Люткевич находил валуны с фауной верхнего турона—коньяка (*Borissiakoceras* aff. *mirabile* Arkh., *Inoceramus lamarcki* Park., *I. labiatus* Schloth. var. *latus* Sow.) на побережье Западного Таймыра, обращенном к Карскому морю. В 1954 г. Ю. Е. Погребницкий обнаружил у устья р. Убойной и к востоку от нее коренные выходы верхнего мела (песчаники с *Lopatinita*), скорее всего тоже относящиеся к верхнему турону—коньяку.

В пределах Западно-Сибирской низменности морские турон-коньякские отложения распространены очень широко. Сюда входят глины кузнецовской свиты с *Gaudryina filiformis* Berth., *Inoceramus* cf. *labiatus* Schloth. мощностью до 263 м, отвечающие на р. Енисее глинистой свите турона, и вышележащая ипатовская пачка славгородской свиты, представленная песчаными породами мощностью до 130 м и залегающая между фаунистически охарактеризованными туроном и сантоном.

Отложения сантонского и предположительно кампанского ярусов широко распространены в пределах Усть-Енисейской впадины, выполняя те части ее, которые испытали наибольшее прогибание. Присутствующая в породах фауна позволяет выделить нижний и верхний подъярусы сантона, а также предположительно кампан, хотя по составу пород четкие различия не устанавливаются и разграничить подъярусы в скважинах можно лишь условно.

#### Нижний сантон — Snt<sub>1</sub>

Нижний подъярус сантона пройден скважинами в районе р. Яковлевой и на междуречье Большой и Малой Хеты. Выходы нижнего сантона на поверхности не обнаружены, хотя валуны с нижнесантонской фауной попадают на р. Енисее и его притоках довольно часто.

Фаунистически охарактеризованный нижний сантон присутствует в районе р. Яковлевой (см. рис. 26). Здесь над породами верхнего турона—коньяка лежат алевроиты, глины и пески нижнего сантона. Мощность нижнего сантона в скважинах составляет 110—155 м, сокращаясь до 65 м в скв. 11-К (возможно, вследствие пересечения скважиной сброса). Истинная мощность нижнего сантона с учетом возможных углов падения слоев может быть порядка 110—120 м. В составе отложений основная роль принадлежит алевроитам. Пески, а особенно глины, пользуются меньшим распространением.

Алевроиты зеленовато-серые, нередко с включениями глин. Пески мелкозернистые серовато-зеленого цвета, также часто с включениями глин. Глины зеленовато-серые.

В отложениях нижнего сантона района р. Яковлевой встречены *Inoceramus pachtii* Arkh., *In. ex gr. cardissoides* Goldf., *Leda nitens* Schm., *Astarte schmidtii* sp. nov., *Protocardia concinna* Schm., *Venus* sp. ind. cf. *exularis* Keys., *Alaria sotnikowi* Schm. Фауна обнаружена только в нижних 20—25 м разреза. В вышележащих слоях наблюдаются лишь неопределимые обломки раковин и ходы червей.

Микрофауна верхней части горизонта со *Spiroplectammina* ex gr. *kelleri* Da in., также приурочена к нижним 10—50 м разреза нижнего сантона. Здесь встречены *Spiroplectammina* ex gr. *kelleri* Da in., *Haplophragmoides* sp., *Dentalina* ex gr. *sakii* sp. nov., *D. tineiformis* sp. nov., *Marginulina galinae* sp. nov., *M. tignumoides* sp. nov., *Cibicides* sp., *Cytherella* sp., *Cythereis* sp. sp., *Clithrocytheridea* sp. sp. Свойственный сантону спорово-пыльцевой комплекс Н. М. Бондаренко обнаружила в скв. 2-К, на 50 м ниже подошвы фаунистически охарактеризованного нижнего сантона и на 20 м ниже слоев, содержащих еще фауну верхнего турона—коньяка. Комплекс этот отличается значительным преобладанием пифитовых водорослей, пыльцы хвойных (Cupressaceae—Taxodiaceae, *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Larix-Pseudotsuga* (?), *Podocarpus*), присутствием до 15% пыльцы покрытосеменных (Ericaceae, Leguminosae, Betulaceae, cf. *Palturus rhamnoides* Bolch.) и малым содержанием спор (*Gleichenia* aff. *glauca* Hook, Polypodiaceae и др.).

Отложения нижнего сантона мощностью до 93 м вскрыты на междуречье Большой и Малой Хеты (рис. 27). Основание сантона, по-видимому, не достигнуто.

В основании разреза лежит пачка мощностью 11 м мелкозернистых песков зеленовато-серого цвета с конкрециями сидеритизированного песчаника. Выше, на протяжении примерно 80 м, наблюдается чередование глинистых и алевроитовых пачек с редкими и тонкими прослойками или, возможно, линзочками известковистых песчаников и алевролитов. При этом и глины и алевроиты очень неоднородны по составу. В глинах имеются неправильной формы включения, линзочки и прослойки алеври-

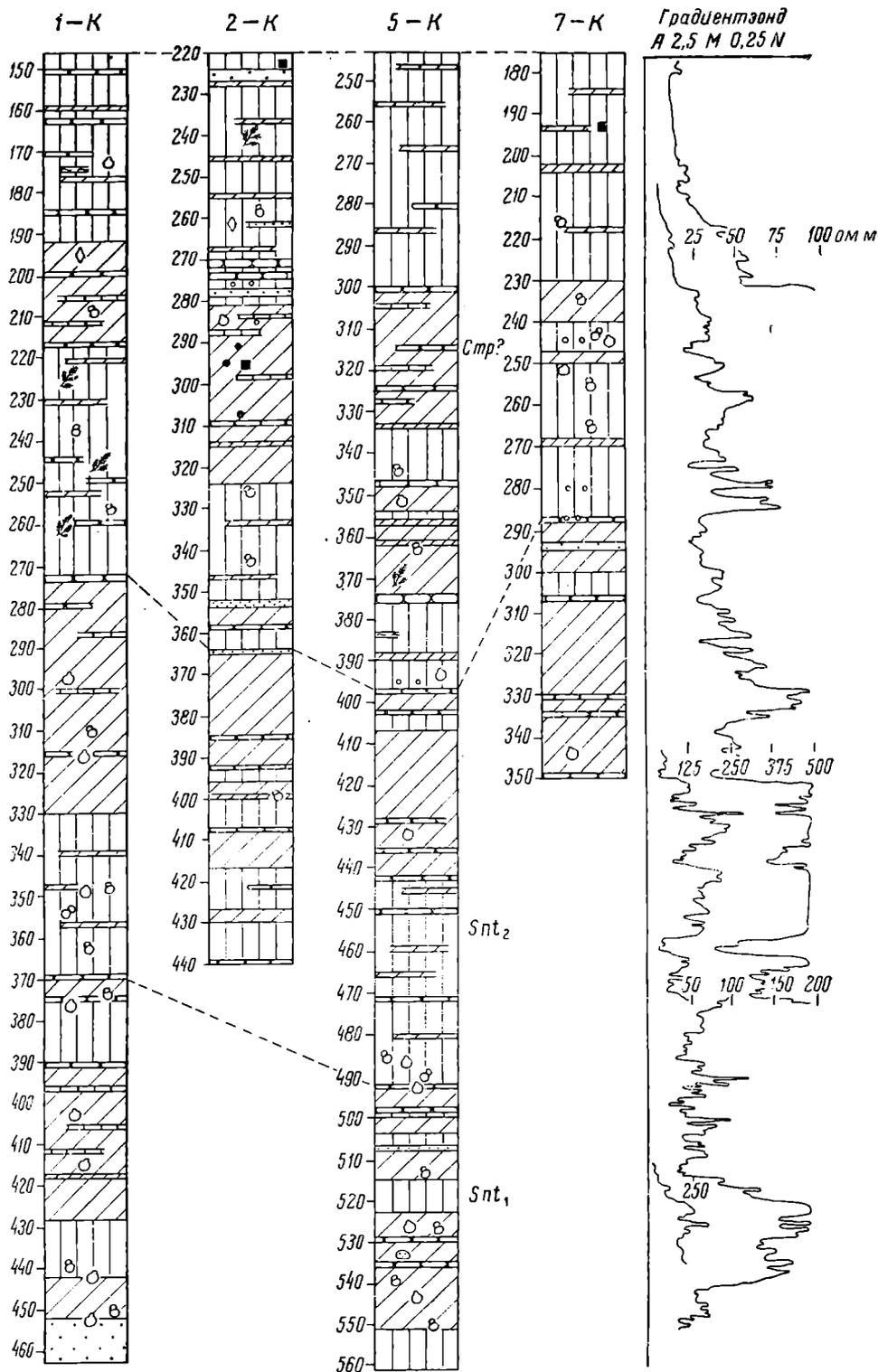


Рис. 27. Корреляция разрезов сантон—кампа между речья Большой и Малой Хеты

тов, а в алевроитах такие же включения глин. Алевроиты зеленовато-серого и серовато-зеленого цветов, с редкими включениями гальки глин. Глины серовато-зеленые или темно-серые с зеленоватым оттенком. Слоистость в глинах и алевроитах выражена слабо, иногда наблюдаются флюидальные текстуры.

Фауна в нижнем сантоне междуречья Большой и Малой Хеты встречается довольно редко. Отсюда определены *Inoceramus* ex gr. *cardisoides* Goldf. (16 м выше забоя скв. 5-К), *Nucula* cf. *bivirgata* Fitt., *Leda nitens* Schm., *L.* aff. *nitens* Schm. Микрофауна представлена *Dentalina* sp. sp., *Marginulina tignumoides* sp. nov., *Marginulina* sp. sp., *Cristellaria* sp. sp., *Gyroidina* sp., *Cythereis* sp. sp., *Aequacytheridea* sp., *Clithrocytheridea* sp. sp.

Состав спор и пыльцы, по заключению Н. М. Бондаренко, в нижнем и верхнем сантоне рассматриваемого участка остается неизменным. Наиболее характерны, как и на р. Яковлевой, для сантонского комплекса пиропфитовые водоросли, другие неизвестные образования, составляющие до 60%, пыльца *Cupressaceae*—*Taxodiaceae* (?). Присутствует также пыльца *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Cedrus*, *Larix* (?). Наблюдается заметная примесь пыльцы покрытосеменных — *Betulaceae* (*Betula*, *Carpinus*), *Salix*, *Acer*, *Ericaceae*, *Rhamnaceae* (cf. *Palturus rhamnoides* Bolsh.), *Leguminosae* (?), *Ranunculaceae* (?). Споры, занимающие явно подчиненное положение, представлены *Gleichenia*, *Dicksonia*, *Aneimia* и др. В нижнем сантоне споры составляют более высокий процент, чем в верхнем.

#### Верхний сантон — кампан — *Sni*<sup>2</sup> — *Стр* (?)

Отложения верхнего подъяруса сантона, охарактеризованные фаунистически, обнажены только в ур. Сигирте-Надо на р. Танаме и перекрываются лишенными характерной фауны предположительно кампанскими отложениями. В районах рр. Яковлевой, Большой и Малой Хеты верхний сантон—кампан в скважинах выделяется лишь по аналогии с разрезом Сигирте-Надо.

Отложения верхнего сантона выходят на поверхность на р. Танаме, слагая резко выдающуюся над окружающей равниной возвышенность Сигирте-Надо (или Оленьи Рога) на правом берегу р. Танамы приблизительно в 50 км на запад по прямой от устья реки. Выходы верхнего мела на р. Танаме были открыты И. Е. Ширяевым в 1938 г.

В основании разреза Сигирте-Надо обычно лежит горизонт глин, имеющий видимую мощность не более 2 м в обнажениях по р. Танаме и до 18 м (по данным В. Д. Дибнера) в оврагах, прорезающих центральную часть возвышенности. По описанию И. Е. Ширяева, горизонт глин достигает мощности даже 30 м и подстилается в обнажении на ручье Большом зеленовато-серыми алевроитами видимой мощностью до 15 м (Сакс, Ширяев, 1945).

Надо заметить, что последующие исследователи не видели алевроитов, лежащих под упомянутым горизонтом глин, возможно, вследствие развития у основания склонов осыпей. Глины имеют серую или темно-серую окраску, местами приобретают голубовато- или фиолетово-серый цвет, иногда переходят в алевроиты. В обнажениях глины обладают столбчатой отдельностью, ожелезнены по трещинам.

Над глинами располагается алевроитовый горизонт мощностью в обнажениях до 45 м. Этот горизонт представлен желто-бурыми, серовато-бурыми, желтовато- и зеленовато-серыми, охристо-желтыми, светло- и темно-серыми алевроитами, иногда переходящими в пески, иногда заключающими прослойки глин мощностью до 1—2 м. Глины обладают серой или темно-серой окраской. В алевроитах залегают включения, линзы и пропластки известковистых алевролитов и песчаников, обычно переполнен-

ные раковинами моллюсков. Включения алевролитов и песчаников имеют форму караваев мощностью до 0,6 м, прослойки же песчаников достигают мощности 0,7 м.

Верхним членом разреза Сигирте-Надо является верхний глинистый горизонт, представленный характерными оскольчатыми, очень плотными, почти не размокающими в воде серыми (в сухом состоянии) и черными (во влажном состоянии) опоковидными глинами. В основании горизонта лежит слой глины мощностью 4 м, над которым залегают алевриты, сходные с алевритами нижележащего алевритового горизонта, имеющие пеструю окраску и содержащие плитки и линзы известковистых алевролитов и песчаников с фауной. Мощность алевритов не менее 5—6 м. Далее следуют сплошные глины мощностью, по наблюдениям В. Д. Дибнера, до 18—20 м.

Отложения верхнего сантона на р. Танаме содержат богатую фауну, определяющуюся В. И. Бодылевским. В алевритах, подстилающих нижний глинистый горизонт, И. Е. Ширяев обнаружил только *Baculites* cf. *ovatus* S a y, *Inoceramus* sp. ind. Вполне возможно, что эти алевриты имеют уже не верхне-, а нижнесантонский возраст. Глины нижнего глинистого горизонта содержат *Inoceramus patootensis* L o r., *Inoceramus* sp. ind., *Natica* (?) aff. *ervina* O r b., *Ditrypa* sp. ind. Первая из этих форм определяет верхнесантонский возраст данного горизонта.

Наиболее обильные сборы фауны верхнего сантона приурочены к алевритовому горизонту. Здесь присутствуют: *Baculites ovatus* S a y, *Scaphites* sp. ind., *Inoceramus patootensis* L o r., *I.* ex gr. *patootensis* L o r., *I. patootensis* L o r. var. *jenisseensis* B o d y l., *I.* aff. *steenstrupi* L o r., *I.* ex gr. *cardissoides* G o l d f., *I.* aff. *interruptus* S c h m., *I.* sp. nov. (aff. *cancelatus* G o l d f.), *Oxytoma tenuicostata* R o e m., *Lopatinia jenisseae* S c h m., *L. jenisseae* S c h m. var. *minor* B o d y l., *Cucullaea* sp. ind., *Nucula* cf. *striatula* R o e m., *Goniomya* sp. ind., *Cyprina* cf. *eichwaldi* S c h m., *Anomia* sp. ind., *Protocardia* cf. *concinnum* K e y s. var., *Capulus* sp. nov. (aff. *annulatus* J o k.), *Alaria sotnikowi* S c h m., *Vanicoro* (?) cf. *jenisseensis* S c h m., *Natica* aff. *ervyna* O r b., Decapoda.

В глинах верхнего глинистого горизонта остатки моллюсков не обнаружены. И. Е. Ширяев нашел здесь рыбий позвонок, а В. П. Подгорнова указывает на присутствие в породах радиолярий, спикул губок и диатомовых водорослей. Плитки песчаников в алевритах, залегающих над нижним слоем глин рассматриваемого горизонта, содержат *Lopatinia* sp. ind. и *Inoceramus* sp. ind., что, вопреки мнению, которое создано после работ И. Е. Ширяева, подтверждает верхнемеловой, но, возможно, уже кампанский возраст глин. Микрофауна в верхнем глинистом горизонте представлена *Haplophragmoides* sp., *Flabellamina* (?) sp. и *Clavulina* (?) sp.

Споры и пыльца, изучавшиеся М. А. Седовой, С. А. Абрамовой, Э. Н. Кара-Мурза и Н. М. Бондаренко, достаточно надежно указывают на сантон-кампанский возраст обнажающихся на Сигирте-Надо пород. Здесь найдены: пиропитовые водоросли, пыльца Ginkgoaceae, Taxodiaceae—Cupressaceae (?) (много), *Podocarpus*, типа *Larix*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, *Cedrus*, *Carya*, *Betula*, *Alnus*, *Ilex*, *Nyssa*, *Castanea*, *Corylus*, Juglandaceae, Proteaceae, Myrtaceae?, Ericaceae, споры Polypodiaceae, *Equisetum*, *Cystopteris regia*, *Lygodium*, *Sphagnum*, Fungi, Filicales.

Диатомовые водоросли в нижнем глинистом горизонте, по данным В. Д. Дибнера, представлены *Pyxilla cretacea* J o u s e, *Triceratium* sp., обломками Centrales, Silicoflagellatae. В верхнем глинистом горизонте обнаружены *Stephanopyxis turris* R a l f s, *Pyxilla* sp., обломки Centrales и *Pyxidicula* (?) sp.

На левом притоке р. Танамы — р. Муссуй-Яха В. Н. Соколов и Ю. Н. Кулаков описали толщу 25 м перемежающихся пестроцветных

песков, алевроитов и глин. Породы окрашены в серые, желтые, оранжевые, красно-бурые и серые цвета. Присутствуют караван и линзы зеленовато-серых песчаников протяженностью до 30 м. Общий характер пород и их минералогический состав позволяют параллелизовать эти слои с алевроитовым горизонтом верхнего сантона Сигирте-Надо. Фауна не найдена, спорово-пыльцевой комплекс, изучавшийся Э. Н. Кара-Мурза, подтверждает сантонский возраст пород. Споры относятся главным образом к Cyathaceae, Polypodiaceae, Dipteridaceae, Gleicheniaceae, Osmundaceae. Среди пыльцы определены *Pinus Haploxyton*, *Pinus Diploxyton*, *Larix*, Taxodiaceae — Cupressaceae, *Cedrus*, *Alnus*, *Betula*, *Quercus*, *Carpinus* (?).

Севернее сел. Ладыгино на правом берегу р. Енисей В. Н. Саксом в 1946 г. были отмечены многочисленные крупные (до 1—1,5 м в поперечнике) глыбы серого известковистого песчаника с остатками древесины, кремнистой галькой и верхнесантонской фауной: *Inoceramus lobatus* Goldf., *Inoceramus pinniformis* Will. var. (крупные раковины длиной до 54 см), *Oxytoma* cf. *tenuicostata* Roem., *Gervillia rostrata* Sow. Отсюда же А. П. Пуминов доставил *Inoceramus patootensis* Lor., *In. aff. cardissoides* Goldf., *Lima* sp., *Pleuromya* sp., *Protocardia* (?) sp., *Hyporonyx* (?) sp., *Pleurotomaria* (?) sp. Глыбы песчаника встречаются в большом количестве на береговой отмели р. Енисей, а также на дне бухты к югу от сел. Ладыгино. Вероятно, здесь близко к поверхности находятся в коренном залегании верхнесантонские отложения, содержащие скорее всего караван известковистых песчаников.

В колонковых скважинах в районе р. Яковлевой над отложениями нижнего сантона с фауной лежат горизонт глин мощностью 45—50 м и выше чередующиеся между собой алевроиты, глины и пески мощностью до 120 м. Эти слои в свою очередь перекрываются уже четвертичными отложениями. Можно допустить, что горизонт глин соответствует горизонту в основании танамского разреза верхнего сантона, хотя подтверждающих это надежных палеонтологических данных в распоряжении авторов нет.

Преобладают среди отложений верхнего сантона—кампа глина и алевроиты с незначительным количеством прослоев песков. Встречен прослой ракушняка мощностью 5,8 м.

В отложениях найдены только неопределимые обломки раковин и ходы червей.

В глинистом горизонте, залегающем в основании предполагаемого верхнего сантона р. Яковлевой, встречена микрофауна, в общем очень сходная с лежащим на 100 м ниже горизонтом со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri*, но в отдельных разрезах обнаруживаются, по мнению Н. В. Шаровской, и некоторые различия. Здесь найдены: *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* Dain, *Dentalina* sp., *Cristellaria levis* sp. nov., *Darbyella* sp., *Cythereis* sp., *Clythrocytheridea* sp. Фораминиферы из сем. Lagenidae, преобладающие в комплексе со *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* в верхнем туроне—нижнем сантоне, здесь развиты слабо.

Спорово-пыльцевые комплексы верхнесантонских отложений на р. Яковлевой, к сожалению, не изучались.

На междуречье Большой и Малой Хеты отложения, которые можно предположительно отнести к верхнему сантону—кампану, обнаружены пятью колонковыми скважинами и имеют мощность 223—259 м (см. рис. 27). Здесь выделяются три глинистых горизонта, разделенные алевроитовыми пачками. В нижнем горизонте мощностью до 50 м глины зеленовато-серого и серовато-зеленого цветов, очень неоднородные по составу. В них встречаются тонкие прослойки и линзочки алевроита. Глины сменяются алевроитами серовато-зеленого или черпо-зеленого цвета. Алевроиты более однородны, хотя местами в них также имеются включения глин. В алевроитах наблюдаются прослойки и линзочки известковистых песчаников и иногда мергелей.

Мощность горизонта алевроитов достигает 57 м, но в направлении с запада на восток немного уменьшается. Алевроиты вновь сменяются глинами, похожими на глины нижнего горизонта. Выше по разрезу наблюдается чередование пачек глин и алевроитов различной мощности, иногда с тонкими прослойками и линзочками мелкозернистых песчаников и мергелей.

Среди песчаников преобладают разности с известковистым цементом. Количество песчаных прослоев в верхней части разреза несколько увеличивается. В глинах и алевроитах верхней части разреза появляются мелкие растительные остатки, конкреции пирита, глинистого сидерита и кремня. В последних иногда хорошо выражено концентрическое строение.

Среди описываемых отложений встречается окатанная галька размером до 1,5 см, представленная известковистыми песчаниками, известковистыми алевролитами и наиболее часто траппами. В скв. 2-К, примерно в 60 м от кровли верхнего сантона—кампана, встречена галька гранит-порфира.

Фаунистические остатки в отложениях предположительно верхнего сантона—кампана встречаются редко. В нижней части разреза (нижние глинистый и алевроитовый горизонты) найдены, по определению В. И. Бодылевского и Н. И. Шульгиной, *Inoceramus* sp. ind., *Leda* sp. ind., *Nucula* (?), *Lopatinia* (?), *Protocardia concinna* Sch m., *Astarte schmidti* sp. nov., *Modiola* (?), *Scurria* (?), *Natica ervina* Or b., *Cinulia humboldti* Mü ll., *Pleurotomaria* (?). Вышележащие слои охарактеризованы *Pecten* (?), *Arca* sp. ind., *Thracia* (?), *Pleuromya* (?), *Astarte* (?), *Alaria sotnikowi* Sch m., *Dentalium* sp. nov. (aff. *rhodani* P ict.), *Cinulia* (?).

Микрофауна в нижнем глинистом горизонте предполагаемого верхнего сантона в скв. 1-К, по заключению Н. В. Шаровской, состоит из *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* D a i n., *Dentalina tineiformis* sp. nov., *Marginulina galinae* sp. nov., *Cythereis* sp. sp. В скв. 5-К в том же горизонте встречен иной комплекс микрофауны, представленный *Miliolina* sp., *Anomalina* sp. sp., *Planulina* sp., *Cibicides* sp. и обнаруживающий сходство с сантонской микрофауной горизонта с мелкими дискорбисами и аномалинами в Барабинске.

Вышележащий алевроитовый горизонт охарактеризован *Marginulina* sp. и *Cristellaria divinus* sp. nov. Средний глинистый горизонт содержит своеобразную фауну песчаных фораминифер: *Ammodiscus* sp., *Haplophragmoides* cf. *pictus* sp. nov., *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* Or b., *Clavulina prodigiosa* В ul. Эта микрофауна обнаруживает сходство с микрофауной верхнего глинистого горизонта р. Танама, что и дает основание для сопоставления разрезов Танама и междуречья Большой и Малой Хеты. В том же среднем глинистом горизонте найдены *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* D a i n., *Ammodiscus* sp., *Dentalina* ex gr. *saksi* sp. nov., *Cristellaria* sp., *Cibicides* sp. Наконец, глинисто-алевроитовые слои, в 40—70 м от кровли сантон-кампана, заключают *Spiroplectamina* ex gr. *kelleri* D a i n., *Haplophragmoides* sp. sp., *Cristellaria ingens* sp. nov., *Clithrocytheridea* sp., *Cibicides* (?) sp. Следует отметить, что самые верхние (мощностью 35—40 м) слои сантон—кампана (верхний глинистый горизонт) лишены микрофауны. Спорово-пыльцевой комплекс в верхнем сантоне—кампане междуречья Большой и Малой Хеты не отличается от нижнесантонского.

Не исключено, что средний и верхний глинистые и верхний алевроитовый горизонты на междуречье Большой и Малой Хеты окажутся более молодыми, чем верхний сантон, т. е. кампанскими. В пользу этого говорит большая суммарная мощность описываемых слоев, а также исчезновение в их верхней части иноцерамов, столь обильных в сантоне Усть-Енисейской впадины.

К верхнему сантону—кампану относятся и нижние горизонты разреза верхнего мела на р. Большой Лайде, впервые исследованные В. Н. Соколовым. Это серо-зеленые мелкозернистые песчаники видимой мощностью в обнажениях до 15—17 м, общей мощностью, по мнению В. Н. Соколова, около 40 м. Песчаники трещиноваты и в верхних частях обнажений сильно разрушены. В песчаниках встречаются ожелезненные стволы растений. Фауна и микрофауна не найдены. Споры и пыльца, по определению Н. М. Бондаренко, имеют типичный для сантон—кампана облик. Среди преобладающей в комплексе пыльцы голосеменных много пыльцы *Taxodiaceae*—*Cupressaceae* (?) и *Pinus*. Отмечено большое содержание (38%) пыльцы покрытосеменных (*Salix*, *Betula*, *Carpinus*, *Saxifragaceae* (?), *Myrtales*, *Ericaceae*, *Leguminosae* (?)). Спор папоротников мало, среди них имеются *Polypodiaceae*, *Gleichenia* aff. *glauca* Ноок. Много пиропитовых водорослей.

Верхнесантонский возраст имеют породы, обнажающиеся на протяжении около 30 км на рр. Авам и Чопко в бассейне р. Дудыпты. Здесь, по описанию Н. Н. Цесарцевой и П. Н. Плотниковой, выходят пески косослоистые, мелкозернистые, зеленовато-серые и желтые, с прослоями крупнозернистых песков, конкрециями сидерита, линзами и прослоями железистых песчаников.

Видимая мощность песков в обнажениях до 20 м. Подстилаются пески серовато-бурыми глинами видимой мощностью до 3 м. В песчаниках встречаются обугленные растительные остатки и обломки, реже целые раковины иноцерамов, в том числе верхнесантонские *Inoceramus* cf. *patotensis* Лог. Изучение микрофауны, спор и пыльцы в породах не проводилось.

На западном берегу п-ова Оленьего Н. Н. Куликов обнаружил в 2—3,5 км южнее о-ва Ровного три выхода серых алевритовых глин (видимой мощностью до 5 м), перекрывающихся зелеными алевролитами и мелкозернистыми шамозит-кварцевыми песчаниками. В породах найдены лишь единичные споры и пыльца верхнемелового или нижнетретичного облика (*Pinus Diploxylon*, *Carya*, *Leiotriletes*). В глинах присутствуют морские диатомеи, характерные для сантон—кампана восточного склона Урала и Западной Сибири (*Stephanopyxis schulzii* Stein, *S. schulzii* var. *cretaceae* Jouse, *S. turris* Ralfs, *Melosira sulcata* Ktz., *Hemiaulus polycystinorum* Gr., *Hyalodiscus* sp., *Trinacria excavata* Heib., *Tr. pileolus* Ehr., *Pyxilla gracilis* Temp et Forti, *P. cretacea* Jouse, обломки *Centrales* и *Pinnales*, *Distephanus speculum* Haesk. В 4 км к юго-востоку от указанных выходов, в центральной части п-ова Оленьего, Н. Н. Куликов наблюдал на водоразделе высыпки плиток серых плотных глин с раковистым изломом (опоковидных) и щебенки зеленых алевролитов и песчаников.

В Хатангской впадине на р. Хете обнажаются глины верхнего сантона с *Inoceramus patotensis* Лог. и предположительно кампана общей мощностью до 60 м.

В Западной Сибири к сантон—кампану относится славгородская свита, сложенная глинистыми отложениями и, в частности, опоками и опоковидными глинами мощностью до 130 м. На восточном склоне Северного Урала, по данным Н. П. Михайлова, присутствуют опоки и опоковидные песчаники сантона с *Oxytoma* cf. *tenuicostata* Роем. и кампана с *Baculites obtusus* Меек. На Пай-Хое к сантону принадлежат алевролиты и кремнистые породы на р. Саа-Яге, содержащие *Inoceramus cardissoides* Goldf. и *In.* cf. *patotensis* Лог. Обширным распространением пользуются сантонские мергели с *Oxytoma tenuicostata* Роем. и грубозернистые песчаники на западном склоне Полярного Урала в бассейне р. Усы.

Отложения маастрихта появляются только на левобережье р. Енисей, примерно на 69-й параллели, в бассейне р. Малой Хеты и на между-речье Большой и Малой Хеты.

На р. Большой Лайде породы маастрихта вскрываются между устьями рр. Балаганной и Харелянг. В основании разреза, впервые исследованного В. Н. Соколовым, лежат серые, желтые и бурые алевроиты с конкрециями и включениями песчаника и алевролита мощностью до 20 м. После перерыва в обнажениях алевроиты сменяются мелкозернистыми серовато-желтыми песками, с караваями и линзами железистых песчаников, с конкрециями, переполненными фауной. Мощность этих песков около 20 м, вверх по разрезу они переходят в серые мелкозернистые пески мощностью около 15 м, с прослойками и неправильными включениями алевроита, с караваями железистых песчаников, но уже без фауны. Еще выше, после перерыва в обнажениях, залегают светло-серые, преимущественно мелкозернистые пески, косослоистые, видимой мощностью 15 м, с неправильными прослоями, обогащенными обугленным растительным веществом, линзами крупнозернистого песка и гравия и с караваями железистых песчаников.

В алевроитах и в нижней части песков, особенно часто в конкрециях и в караваях песчаников, присутствуют, по определению В. И. Бодылевского, *Baculites anceps* Lam. var. *leopoliensis* Nowak, *Tancredia americana* Meek, *Inoceramus* (?) sp. ind., *Tellina* (?) cf. *equilateralis* Meek, которые позволяют с уверенностью отнести вмещающие породы к маастрихту. Найдены также чешуя крупной рыбы, остатки жука.

Микрофауна в рассматриваемых отложениях не обнаружена. Остатки флоры, встречающиеся совместно с бакулитами, отнесены Н. Д. Василевской к *Trochodendroides* (отпечаток листа, отличающегося от всех известных видов *Trochodendroides*, и отпечаток плода, напоминающего плод этого же рода).

Споры и пыльца, по заключению Н. М. Бондаренко, в алевроитах, залегающих в основании рассматриваемой свиты, отличаются от сантон-кампанского комплекса почти полным исчезновением пиропитовых водорослей. Пыльца покрытосеменных составляет около 40%, представлена *Salix*, *Betula*, *Carpinus*, *Saxifragaceae* (?), *Myrtaceae*, *Ericaceae*, *Leguminosae* (?). Особенно много (23,5%) пыльцы *Proteaceae* (?). Среди пыльцы хвойных (35—58%) присутствуют *Pinus*, *Podocarpus*, *Abies*, *Picea*, *Larix*. Есть пыльца *Cupressaceae* (?), *Taxodium*.

На междуручье Большой и Малой Хеты во всех скважинах зеленоцветные глинисто-алевроитовые породы сантон—кампа сменяются светло-серыми, почти белыми мелкозернистыми песками, содержащими иногда гальку траппов и мелкие растительные остатки. В скв. 7-Р разрез начинается пачкой глин мощностью 14 м (рис. 28). Среди песков встречаются небольшой мощности (до 5 м) прослой глины и более редкие и маломощные прослой алевроитов. Глины буровато-серые, гланцеватые, содержат конкреции пирита. Алевроиты буровато-серые. В глинах, и чаще в алевроитах, наблюдались мелкие растительные остатки.

Макро- и микрофауна не обнаружены. Спорово-пыльцевой комплекс, по определению Н. М. Бондаренко, оказался весьма близким к спорово-пыльцевому комплексу слоев с маастрихтской фауной на р. Большой Лайде. Руководящей для данного комплекса является пыльца *Proteaceae* (?) (31—33%), разнообразна также пыльца других представителей покрытосеменных (*Betula*, *Salix*, *Quercus* (?), *Ranunculaceae* (?), *Labiata* (?) и др.). Много и пыльцы хвойных (*Pinus*, *Larix-Pseudotsuga* (?), *Taxodium*, *Cupressaceae-Taxodiaceae* (?)). Среди спор преобладают *Polypodiaceae*, типа *Cheilanthes*.

Маастрихт пользуется широким распространением в Западно-Сибирской низменности и на восточном склоне Урала, тогда как к востоку от

р. Енисея отложения маастрихта совершенно неизвестны. В Западной Сибири к маастрихту относится ганькинская свита, представленная глинами и мергелями, реже известняками с *Baculites anceps* L a m. var.

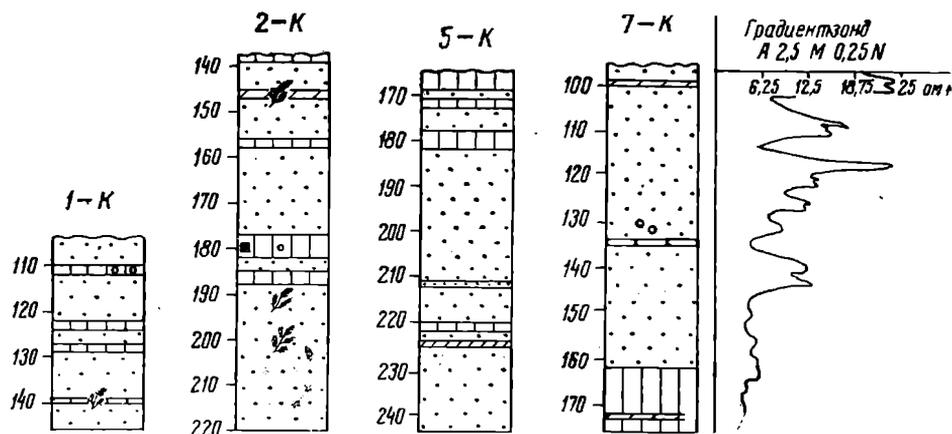


Рис. 28. Корреляция разрезов маастрихта междуречья Большой и Малой Хеты

*leopoliensis* Now. мощностью до 130 м. На востоке низменности маастрихт быстро выклинивается и уже на р. Вах в селении Корлики выпадает из разреза.

#### Датский ярус—палеоцен—Dn—Pg<sub>1</sub> (?)

К датскому ярусу или предположительно палеоцену могут быть отнесены континентальные отложения, известные в южной части Усть-Енисейской впадины.

На р. Соленой — правом притоке р. Большой Хеты — на протяжении около 15 км в ряде обнажений, по данным В. Н. Соколова, видны пески, окрашенные в различные цвета: светло-серый, почти белый, желтый, зеленовато-серый, коричневый, охристый, кирпично-красный. Пески преимущественно мелкозернистые, иногда переходят даже в гравий с галькой, содержат линзы мощностью до 2,2 м обугленных или ожелезненных древесных остатков, прослойки коричневых, темно-серых или почти черных алевролитов и глин. В нижних горизонтах песков присутствуют не выдерживающиеся по простиранию пропластки мощностью до 10 см серовато-бурого разнозернистого песчаника и алевролита с сидеритовым цементом, а также желваки серого мелкозернистого пиритизированного песчаника. Видимая мощность песков в обнажениях доходит до 21 м.

Возраст пород по спорам и пыльце определяется М. А. Садовой как палеоценовый или, возможно, датский. В больших (до 68%) количествах встречается пыльца покрытосеменных (*Alnus*, *Proteaceae* (?), *Nymphaeaceae*, *Menispermaceae*, *Rosaceae*, *Oleaceae*, *Leguminosae*, *Sapindaceae*, *Myrtaceae*, *Trapa*, *Umbelliferae*, *Ericaceae*). Много пыльцы и спор теплолюбивых и влаголюбивых растений (*Taxodiaceae*, *Taxodium*, *Trapa*, папоротники *Cyathea*, *Hemitelia*).

На восточном побережье Тазовской губы, на р. Восточной, В. С. Ломаченков обнаружил изолированный выход предположительно третичных серовато-серых, в основании разреза зеленовато-бурых алевролитов видимой мощностью 13 м и протяженностью около 20 м. В кровле алевролитов залегает пласт лигнита мощностью 1 м.

Среди спор и пыльцы, по определению В. В. Павлова, преобладает пыльца голосеменных (*Ginkgoaceae*, *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae*, *Cupressaceae*, *Picea*, *Larix*, *Cedrus*, *Pinus* aff. *silvestris*, *Pinus Diploxylon*,

*Pinus Haploxyton*). Из покрытосеменных (составляющих 19—27%), особенно много «Myrtaceae», *Betula*, тип *Caltha*, *Myrica*. Споры (10—33%) представлены главным образом Polypodiaceae, есть Lycopodiaceae, Osmundaceae. Обилие «Myrtaceae» (?) делает более вероятным нижнетретичный, нежели верхнемеловой возраст пород и вместе с тем не исключает возможности сопоставления алевритов на р. Восточной с песками на р. Соленой.

Отложения датского яруса — палеоцена — распространены внутри Западно-Сибирской низменности, будучи представлены преимущественно глинистыми породами мощностью до 100 м с микрофауной, которую можно частично относить к датскому ярусу, но в большей части надо считать палеоценовой. К датскому ярусу принадлежит, судя по растительным остаткам, сымская свита каолинизированных песков и глин, развитая по левым притокам р. Енисея и вдоль южного края Усть-Енисейской впадины в бассейнах рр. Турухана, Таза и Пура.

#### Отложения неопределенного возраста

На Гыданском полуострове в нескольких пунктах встречены выходы пород, возраст которых надежно не устанавливается. Породы эти могут оказаться верхнемеловыми, третичными, но многие из них могут быть и четвертичными, включая лишь переотложенные меловые или третичные споры и пыльцу. Поэтому авторы считают необходимым привести имеющиеся о данных выходах сведения, не предпринимая вопроса об окончательном определении их возраста. Вместе с тем надо подчеркнуть, что если даже во многих из этих выходов мы имеем четвертичные породы, а верхнемеловые и третичные споры и пыльца находятся во вторичном залегании, то, очевидно, коренные источники располагаются где-то поблизости, будучи лишь перекрыты четвертичными отложениями.

В северной части Гыданского полуострова, на п-ове Мамонта Н. Н. Куликовым исследованы выходы серовато-белых мелкозернистых песков, содержащих прослойки мелко раскрошенной лигнитизированной древесины и серых алевритов. В песках встречены единичные верхнемеловые или нижнетретичные пыльца и споры (*Pinus*, *Diploxyton*, *Carya*, *Leiotriletes*), в алевритах морские диатомовые водоросли *Melosira sulcata* K t z., *M. sulcata* var. *biseriata* G r и п., которые не дают определенных указаний на возраст. В тяжелой фракции песков пироксенов меньше, чем в четвертичных породах.

С р. Юрибей (в 80—90 км от устья) В. Г. Постников доставил образцы грубозернистых плохо отсортированных бурых и серых песков с обломками обуглившейся древесины, со спорами и пыльцой верхнего мела (по определению А. И. Животовской): *Picea*, *Cedrus*, Podocarpaceae (?), *Pinus Diploxyton*, Taxodiaceae, *Taxodium*, *Betula*, *Alnus*, *Sequoia* (?), споры Cyatheaceae, *Selaginella*, Osmundaceae. Посетившие в 1952 г. р. Юрибей В. С. Ломаченков и В. Н. Соколов выходов дочетвертичных пород здесь не обнаружили.

На южном берегу Гыданской губы к востоку от устья р. Юрибей И. Я. Ермилов (1928, 1935) описал выходы видимой мощностью до 20 м диагонально-слоистых, зеленовато-серых и серых глауконитовых песков с окатанной галькой обугленной древесины. В. С. Ломаченков, посетив обнажения к востоку от устья р. Юрибея у мысов Отвесного и Черного, обнаружил здесь, под морскими четвертичными суглинками, четвертичные мелко- и среднезернистые пески серого и желтого цветов, с косой и горизонтальной слоистостью. Местами пески ожелезнены и содержат кусочки лигнита. Видимая мощность песков 16 м. На р. Юрибес подобные пески с кусочками лигнита, лежащие под четвертичными морскими суглинками, содержат четвертичную морскую фауну. Спорово-пыльцевые анализы песков, проведенные Э. Н. Кара-Мурза, показали

присутствие здесь в незначительных количествах ряда верхнемеловых и раннетретичных форм. Вместе с тем обнаружены единичные зерна пыльцы *Pinus* и *Salix* четвертичного облика. Таким образом, вопрос о возрасте песков у мысов Отвесного и Черного остается открытым.

В Западной части Гыданского полуострова Н. Н. Куликовым и Г. А. Значко-Яворским найдены выходы пород, предположительно верхнего мела — палеогена. На р. Яра-Лерке-Яха и в верховьях р. Сабу-То к юго-востоку от мыса Таран в Обской губе и на р. Яунадея-Яха к северу от мыса Трехбугорного выходят желтовато-серые, серые и светло-серые мелко- и среднезернистые косослоистые пески с прослоями известковистого песчаника, с косой слоистостью, видимой мощностью в обнажениях до 20—30 м. Породы отличаются очень высоким, свойственным только четвертичным отложениям содержанием пироксена в тяжелой фракции (31—60%). Из органических остатков найдены единичные диатомовые *Coscinodiscus payeri* G u n., также *Melosira*, радиолярии, спикулы губок. Споры и пыльца (единичные зерна) принадлежат преимущественно к верхнемеловым или третичным формам, наряду с которыми есть и юрские или нижнемеловые, а также четвертичные (возможно, привнесенные извне) формы. Среди пыльцы определены *Betula*, покрытосеменные верхнего мела или палеогена, беннеттитовые, гинкговые, *Pinus Diploxylon*, *Pinus Haploxylon*, *Picea*, *Abies*, Taxodiaceae-Cupressaceae, Podocarpaceae нижнемелового типа. Споры представлены *Selaginella* (нижнемелового-юрского облика), Osmundaceae, Polypodiaceae, *Lycopodium*.

В целом создается впечатление, что описываемые отложения составляют покров западной части Гыданского полуострова, протягиваясь в виде полосы меридионального направления параллельно восточному берегу Обской губы. Возраст отложений может быть верхнемеловым, третичным и даже четвертичным (споры, пыльца, диатомовые водоросли и другие органические остатки вполне могут быть переотложены). Однако присутствие пыльцы и спор верхнемелового, а отчасти даже нижнемелового или юрского типа указывает на то, что где-то поблизости эти отложения размывались, а следовательно, и сейчас должны лежать близко к поверхности, будучи значительно приподняты по сравнению с центральными частями Усть-Енисейской впадины<sup>1</sup>.

На р. Надучи, левом притоке впадающей в р. Енисей р. Соленой, С. А. Стрелков и С. Л. Троицкий описали светло-зеленовато-бурые алевроиты и глины видимой мощностью 7 м, предположительно третичного возраста. Споры и пыльца состоят частью из форм, типичных для верхнего мела, частью из форм, которые могут быть как третичными, так и четвертичными. Среди спор Т. С. Цырина определила: *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Lycopodium*, *Cyathea*, *Hausmannia*, *Gleichenia*. Из хвойных имеются *Podocarpus*, *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*. Покрытосеменные представлены *Betula*, *Salix*, *Alnus*, двудольными травянистыми. По составу тяжелой фракции породы существенно отличаются от четвертичных (нет авгита) и меловых и стоят ближе всего к отложениям датского яруса — палеоцена.

---

<sup>1</sup> В. Н. Соколов в 1957 г. нашел в рассматриваемых породах четвертичную древесину и морскую фауну.

## Глава II. ЛИТОЛОГИЯ

### ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Глинистые, алевроитовые и песчаные породы, встречающиеся в разрезе юрских и меловых отложений, характеризуются разнообразными текстурами. Можно выделить слоистые и флюидалные текстуры, следы размывов, знаки ряби и различные конкреции. По классификации Л. Н. Ботвинкиной (1950, 1952) выделяются три формы слоистости: горизонтальная, волнистая и косая, каждая из которых характеризует различные условия среды осадкообразования.

Флюидалные текстуры, имеющие широкое развитие, возникают, по-видимому, вследствие того, что полужидкий осадок испытывает некоторое перемещение в пространстве в период седиментации. В породах с флюидалными текстурами наблюдается неправильное чередование песчаного, алевроитового и глинистого материалов. В разрезе такие включения имеют вид песчаных или алевроитовых линзочек, которые обтекаются глинистой или алевроитовой массой (рис. 29). Возможно, флюидалные текстуры связаны с явлениями подводного оползания. О наличии оползания свидетельствуют наблюдаемые в керне следы истечения. Не исключена возможность, что во многих случаях флюидалные текстуры обязаны своим происхождением взмучиванию осадка волнениями, достигавшими дна бассейна.

Наиболее часто встречающимися следами размывов являются плоские дискоидальные гальки глинистых пород, погруженные в песчано-алевритовый цемент. Большинство галек ориентировано плоской стороной параллельно поверхности напластования. Размер гальки колеблется от нескольких миллиметров до 2—3, редко 5—6 см. Галька представлена либо сравнительно слабо уплотненной глиной (в меловых отложениях); либо плотной, иногда аргиллитоподобной или сидеритизированной глиной (в отложениях юры и угленосной толщи (рис. 30).

В некоторых случаях в гальке глины наблюдается слоистость. Образование такой гальки Р. Шрок (1950) объясняет следующим образом. На поверхности высыхающих от разливов пойм, временно обнаженных морских равнин и пляжей, покрытых тонким слоем ила, разви-

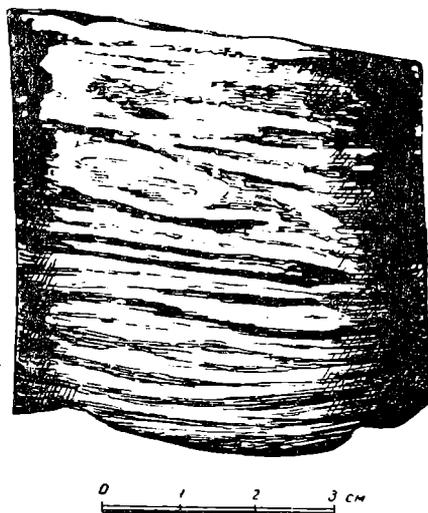


Рис. 29. Флюидалная текстура в породах байоса

ваются трещины усыхания полигональной формы. В результате разрушения и размывов последние превращаются в тонкие угловатые пластинки, которые при переотложении в различной степени окатываются. Вполне вероятно, что такая галька может возникать за счет разрушения ранее образовавшихся прослоев глин в береговых обрывах дельт, лагун и моря. При разрушении глины также раскалывались на тонкие плитки по слоистости и в различной степени окатывались.

Очень часто встречаются различные конкреции. Размер конкреций колеблется от нескольких миллиметров до 2—3, реже 5—7 см. Форма конкреций сплюснутая, эллипсоидальная, имеются и шаровые конкреции. Слоистость иногда обтекает конкреции. В большинстве случаев ника-

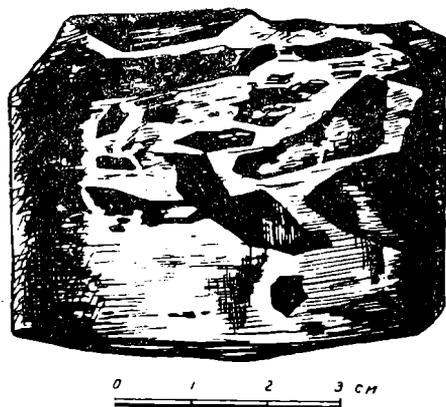


Рис. 30. Угловатая галька глины в песчаниках верхней свиты верхнего лейаса

каких изменений в текстуре пород вокруг конкреций не наблюдалось. Наибольшим распространением пользуются конкреции пирита, встречающиеся преимущественно в глинистых породах, где они иногда образуют прослой мощностью до 2 см. Эти прослои нередко имеют постоянную мощность. В песчаных породах конкреции пирита приурочены главным образом к участкам скопления обугленных растительных остатков. При этом обычно вокруг растительных остатков наблюдаются выделения серы. Все эти типы конкреций возникли, по-видимому, в период диагенеза, вследствие перераспределения вещества в осадке.

Описанные выше текстурные признаки имеют следующее распространение по разрезу.

В среднем лейасе наиболее типичны слоистые текстуры: горизонтальная и волнистая. Горизонтальная слоистость в аргиллитах иногда приобретает ленточный характер. Косая слоистость с углами падения 5—10° и флюидальные текстуры наблюдаются реже. Широким развитием, особенно в породах нижней свиты, пользуются конкреции пирита и глинистого сидерита. В верхней свите встречается галька глин. В верхнем лейасе наибольшим распространением из слоистых текстур пользуются косая и горизонтальная. Углы падения косых слойков достигают 10—18°. В песчаниках много гальки глин.

Глинистые породы аалена во многих случаях не обнаруживают заметной слоистости, что обусловлено макроскопически очень однообразным составом этих пород. Встречаются породы и со слоистыми текстурами (волнистой, горизонтальной и косой), а также с флюидальными. Очень широко распространены конкреции пирита, образующие иногда прослой. Байос очень резко выделяется в разрезе по преобладанию флюидальных текстур. Значительно меньше развита горизонтальная слоистость. Косая слоистость и включения гальки глин редки. Много конкреций пирита. В бате развиты неслоистые и слоистые породы. Для слоистых пород наиболее характерна горизонтальная слоистость, реже волнистая. Встречаются флюидальные текстуры и гальки глин. Много конкреций, главным образом пирита и реже глинистого сидерита.

Келловей характеризуется наличием пород неслоистых, а также значительным количеством пород с горизонтальной слоистостью. Наблюдаются флюидальные текстуры, изредка включения гальки глин в алевритях, редкие конкреции глинистого сидерита и пирита. В глинистых и алевритовых породах оксфорда встречаются горизонтальная и косая слоистость, в песчаниках — галька глин и конкреции глинистого сидерита.

В песчаниках кимериджа наблюдаются флюидальные текстуры и конкреции глинистого сидерита. Глины и алевроиты главным образом неслоистые, редко в них обнаруживается горизонтальная или косая слоистость. Изредка присутствуют конкреции пирита. В нижнем и верхнем волжских ярусах слоистость выражена слабо. Отмечается горизонтальная слоистость ленточного типа. Мощность глинистых прослоев больше, чем алевроитовых. У первых она достигает 10—15 мм, а у вторых не превышает 2—3 мм. Встречаются конкреции преимущественно пирита, реже глинистого сидерита.

Для пород нижнего и среднего валанжина наиболее типичны слоистые текстуры: горизонтальная, волнистая и косая с углами падения 2—12°. Наблюдаются флюидальные текстуры. Довольно обычны конкреции пирита и реже глинистого сидерита. Обнаруживаются также глинисто-алевритовые породы с очень своеобразной текстурой, представляющей тонкое и неправильное чередование глинистых и алевроитовых участков, имеющих в разрезе линзовидную форму. Длина линзочек алевроита равна 2—5 мм, толщина около 1—1,5 мм. Примерно такие же размеры в длину имеют и глинистые участки, но толщина их несколько меньше. В верхнем валанжине наиболее часто встречаются округлые включения песка и горизонтальная слоистость, в некоторых случаях типа ленточной. Нередко наблюдались косая слоистость, флюидальные текстуры и конкреции пирита. В готериве имеются косослоистые и горизонтальнослоистые породы, иногда ленточного типа, а также флюидальные текстуры. Очень редко отмечаются другие текстурные особенности.

Баррем характеризуется широким развитием пород с горизонтальной слоистостью, часто ленточной, и текстурами, связанными с размывами, включениями гальки глин. Очень часты конкреции глинистого сидерита и иногда пирита. Косая слоистость наблюдается реже. В отложениях этого яруса отмечены хорошо выраженные знаки ряби. Отложения апт—альба отличаются наибольшим разнообразием текстурных особенностей, среди которых резко преобладают горизонтальная слоистость, нередко ленточная. Горизонтальнослоистые породы в отложениях этой свиты имеют максимальное развитие. Примерно одинаково часто наблюдаются включения песка, гальки глин, флюидальные текстуры, породы с косой слоистостью и немного реже с волнистой. В незначительном количестве имеются конкреции и прослой глинистого сидерита.

В отложениях альб—сеномана из слоистых текстур преобладают косая (с углами падения слоев до 27°) и горизонтальная. Очень часто встречаются гальки глин и конкреции глинистого сидерита. В турон—коньяке наиболее распространены породы с горизонтальной слоистостью и иногда с флюидальными текстурами. Эти отложения очень богаты конкрециями пирита и глинистого сидерита. В сантон—кампане развиты горизонтальная слоистость, флюидальные текстуры и включения гальки глин. Большое значение приобретают конкреции пирита, глинистого сидерита и кремня.

Маастрихт характеризуется широким развитием различных конкреций округлой или вытянутой формы, достигающих длины 30 см. Наиболее распространены конкреции, сложенные алевролитами и песчаниками с сидеритовым цементом. В ядрах таких конкреций находится фауна.

#### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изучение гранулометрии и петрографии юрских и меловых пород показало, что все отложения характеризуются мелкозернистым составом, плохой сортировкой и низкой степенью окатанности зерен. Судя по результатам гранулометрических анализов, в разрезе почти нет среднезернистых песчаных пород. Пески и песчаники, отнесенные к среднезернистым, правильнее было бы называть разнозернистыми, так как фракция 0,25—0,5 мм не превышает в них 47%. Такое высокое содержание фрак-

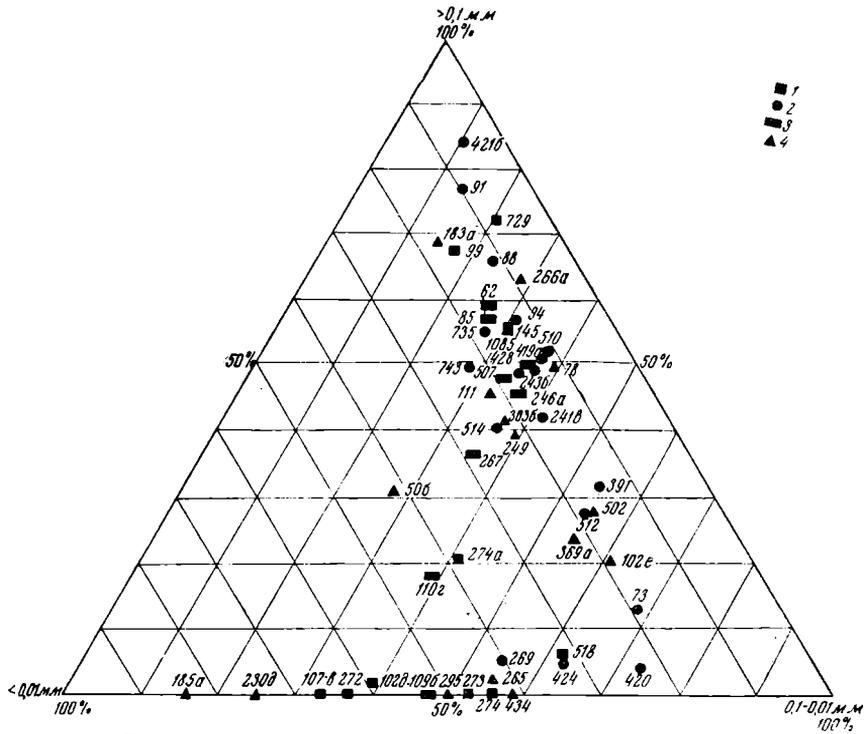


Рис. 31. Гранулометрический состав пород нижней юры  
 1—средний лейас (нижняя свита); 2—средний лейас (верхняя свита); 3—верхний лейас (нижняя свита); 4—верхний лейас (верхняя свита)

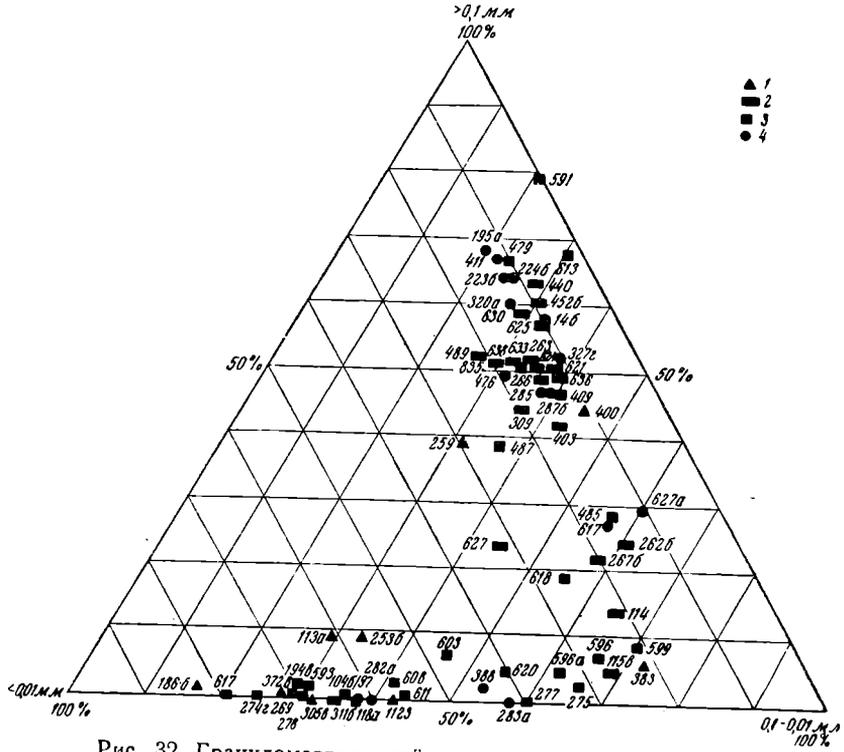


Рис. 32. Гранулометрический состав пород средней юры  
 1—аален (нижняя свита); 2—аален (верхняя свита); 3—байаос; 4—бат

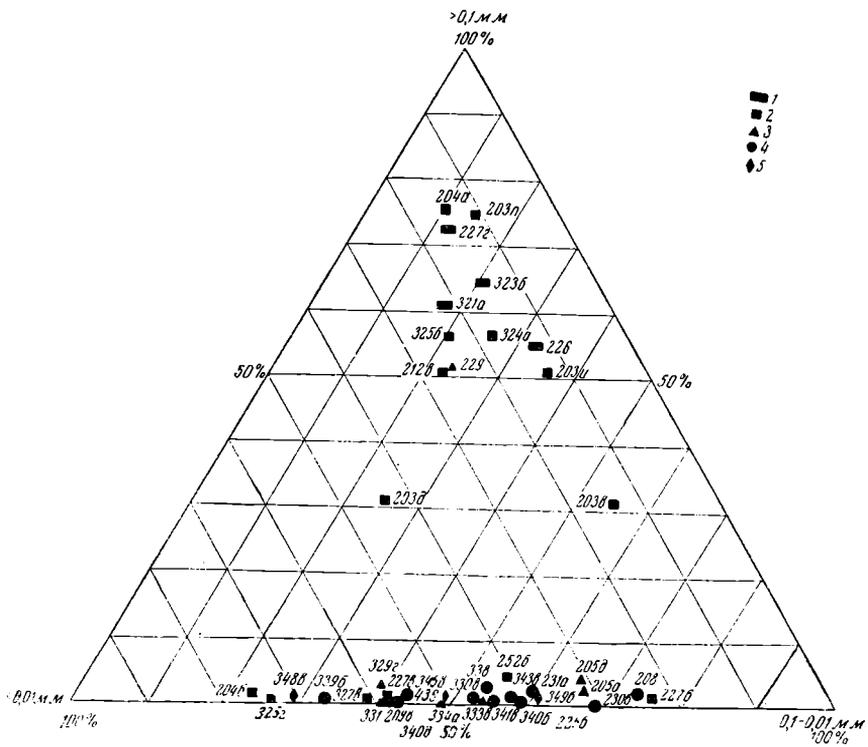


Рис. 33. Гранулометрический состав пород верхней юры  
 1 – келловей; 2 – оксфорд; 3 – кимеридж; 4 – нижний волжский ярус; 5 – верхний волжский ярус

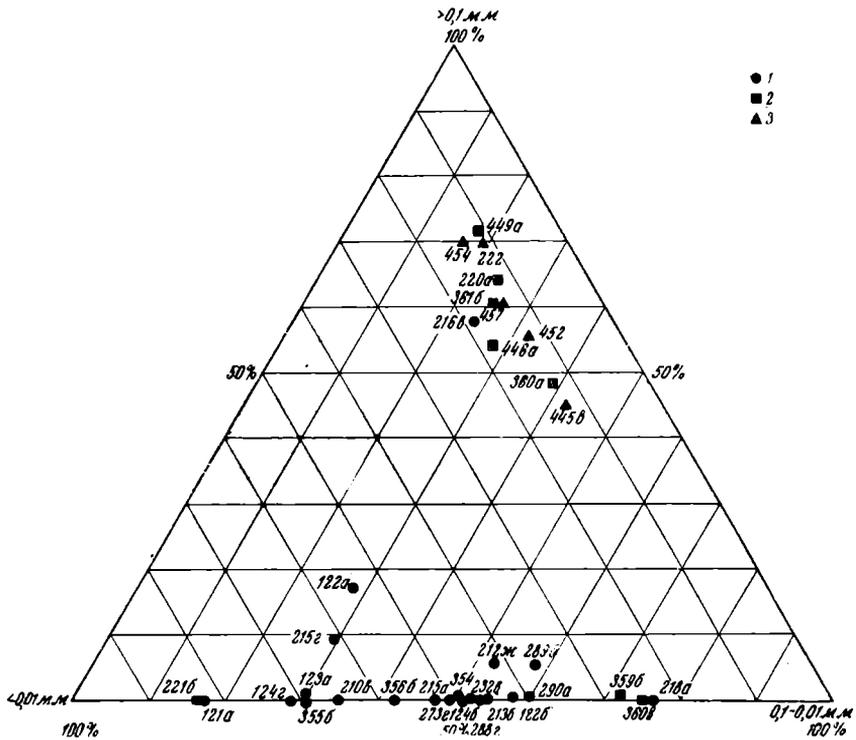


Рис. 34. Гранулометрический состав пород нижнего (морского) мела  
 1 – нижний и средний валанжин; 2 – верхний валанжин; 3 – готерив (?)



ции среднезернистого песка имеется в одном образце песчаника из верхней свиты среднего лейаса.

Как видно на треугольниках, графически изображающих гранулометрический состав пород (рис. 31 — 36), хуже всего отсортированы породы нижней и средней юры. Среди них наибольшее количество анализов попадает в поле смешанных пород, в которых ни одна из фракций не превышает 50% (или превышает очень не намного). Породы верхней юры отсортированы лучше. В глинистых и алевритовых породах юры примесь песчаных зерен весьма незначительна. Наиболее существенна она в породах средней юры.

Среди меловых пород наилучшей сортировкой обладают породы нижнего мела и угленосной толщи. В алевритовых и глинистых породах мела примесь песчаных зерен более значительна, чем в юре. Содержание фракции  $< 0,001$  мм в глинистых породах обычно низкое (10—30%) и только в некоторых горизонтах повышается, достигая в отдельных образцах 37—48%. Наиболее высокое содержание фракции  $< 0,001$  мм отмечается для нижней юры, низов средней юры, валанжина и сантона.

Сравнивая отложения мела районов Малохетской антиклинали и р. Яковлевой, следует отметить, что в районе р. Яковлевой больше глинистых и алевритовых и меньше песчаных пород, чем в районе Малохетской антиклинали. Степень отсортированности пород несколько лучшая в районе Малохетской антиклинали. Породы Яковлевского района характеризуются большим уплотнением по сравнению с породами Малохетского района. Отложения из районов Лузина, Дудинки, Коммунарки, Сопочной Карги, Чайки и Воронцова, насколько можно судить по имеющимся немногочисленным анализам, отсортированы хуже, чем одновозрастные отложения района Малохетской антиклинали.

Петрографический состав отложений юры и мела довольно постоянный. Песчаные и алевритовые породы характеризуются полевошпатово-кварцевым составом. Содержание кварца в песчаниках колеблется от 20 до 60%, а полевых шпатов — от 6 до 40%. Как правило, среди полевых шпатов преобладают плагиоклазы, но в таких горизонтах, как кимеридж, нижний и средний валанжин, готерив и баррем, имеются прослои песчаников, в которых калиевые полевые шпаты преобладают над плагиоклазами. В апт—альбе и альб—сеномане калиевых полевых шпатов почти всегда больше, чем плагиоклазов. Обломки кремнисто-глинистых пород встречаются по всему разрезу, но количество их несколько уменьшается в мелу по сравнению с юрой.

Во всех горизонтах в составе песчаных и алевритовых пород обнаружены обломки эффузивов, пегматитов, микрогранитов, микрогранит-порфиров. Часто встречаются глауконит и шамозит; в кимеридже, нижнем волжском ярусе, готериве, альб—сеномане, туроне и сантон—кампане эти минералы достигают значительной концентрации (от 3 до 25%).

Цементы песчаных и алевритовых пород очень постоянны по всему разрезу. Они обычно имеют глинистый, кремнисто-глинистый, глинисто-кремнистый состав, с той или иной примесью серицита, или карбонатный, нередко с примесью лигнитного вещества. Карбонатный цемент представлен кальцитом, часто с участками мелкоагрегатного сидерита, сидеритом и реже минералами анкерито-мезетитового ряда. Карбонатный цемент, как правило, бывает базального типа; цемент поровый и соприкосновения наиболее характерен для глинистого, глинисто-кремнистого и кремнисто-глинистого типов цементов. В породах альб—сеномана наблюдался сидеритовый цемент кристификационного типа.

#### **МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ФРАКЦИЙ**

Минералогическому исследованию подвергались образцы песчаных, алевритовых и глинистых пород в иммерсионных жидкостях и под бинокулярной лупой. Под бинокулярной лупой просматривались фракции

крупнее 0,25 мм. Фракции 0,25—0,1 и 0,1—0,05 мм, разделенные бромформом с удельным весом 2,87, изучались иммерсионным методом, при этом подсчет зерен проводился лишь для фракции 0,1—0,05 мм, а в более крупной фракции количество зерен оценивалось приблизительно. В последней главным образом обращалось внимание на форму зерен, качественную характеристику фракции и отличие ее состава от фракции 0,1—0,05 мм. Фракция 0,5—0,01 мм просматривалась в иммерсионных препаратах без предварительного разделения бромформом. Выбор для анализа фракций 0,05—0,1 мм был основан на том, что в разрезе Усть-Енисейского района существенно преобладают мелкозернистые породы и естественно ожидать, что алевритовая фракция окажется наиболее богатой терригенными минералами. Диагностика зерен мельче 0,05 мм во многих случаях вызывает большие затруднения, влияющие на качество и темпы исследования, а поэтому фракция 0,05—0,01 мм выделялась отдельно и просматривалась лишь для наблюдения за поведением слюды, которыми так богаты глинистые и алевритовые породы района. Количество моноклинных пироксенов в этой фракции также возрастает.

Даже при высоком выходе тяжелой фракции размером 0,1—0,25 мм терригенная часть в этой фракции очень незначительна. Поэтому подсчет минералов в крупной фракции не представляет интереса. Однако качественная характеристика фракции 0,1—0,25 мм безусловно важна, особенно в отношении наблюдения за формой зерен, так как зерна крупнее 0,1 мм в большей степени окатываются в водной среде (Батурин, 1932).

В легкой фракции подсчитывалось 350—300 зерен в жидкости с показателем преломления 1,541, в тяжелой фракции — 600 зерен в жидкости с показателем преломления 1,636. Пирит, железисто-карбонатные агрегаты, сидерит и другие карбонаты в сумму 100% не включались. Попытка растворения аутигенных минералов в соляной и азотной кислотах не увенчалась успехом, так как при растворении железисто-карбонатных, слюдисто-железисто-карбонатных, слюдисто-пиритовых агрегатов и карбонатов слюды разрушались и превращались в мелкие обрывки и «волоконца», мешающие дальнейшим определениям. Кроме того, происходила потеря апатита, имеющегося в юрских и меловых отложениях. При растворении главным образом пирита, а отчасти и железисто-карбонатных агрегатов, тяжелая фракция оказывалась «загрязненной» большим количеством мелких (размером 0,01—0,02, реже 0,05 мм) аллотригенных зерен, которые находились внутри зерен пирита и железисто-карбонатных агрегатов. Растворение аутигенных минералов приводило к необходимости повторного рассеивания образца и нового разделения его бромформом, что усложняло работу.

Поэтому в образцах, содержащих большое количество аутигенных минералов, число подсчитываемых зерен увеличивалось с тем, чтобы набрать как можно больше терригенных компонентов. Однако во многих случаях небольшой выход тяжелой фракции и высокое содержание в ней аутигенных минералов не позволили полностью решить эту задачу. Процентное содержание терригенных минералов, входящих в состав как тяжелой, так и легкой фракций, высчитывалось от суммы терригенных компонентов, а количество пирита и карбонатов — от всей тяжелой фракции.

Слюдисто-железисто-карбонатные, слюдисто-железистые и слюдисто-пиритовые агрегаты отнесены к слюдам, т. е. включены в терригенную часть на том основании, что инкрустация пиритом, железисто-карбонатными агрегатами и окисление их происходили уже в стадию диагенеза.

Глауконит и шамозит, образовавшиеся в осадке за счет разрушения различных минералов, так же как и титанистые неопределимые минералы, включены в терригенную часть тяжелой и легкой фракций.

Минералы, образование которых связано только со средой осадкообразования (пирит и карбонаты), выделены в аутигенную часть тяжелой

и легкой фракций. Кальцит в иммерсионных препаратах встречался редко, так как образцы перед гранулометрическим анализом подвергались обработке 5% соляной кислотой.

### Характеристика минералов

Кварц очень разнообразен. Он присутствует в виде угловатых и угловато-окатанных зерен, часто с включениями рутила, апатита, циркона, пузырьков жидкости и газа. Пузырьки жидкости и газа располагаются как беспорядочно, так и ориентированно. Нередко зерна кварца имеют волнистое и мозаичное погасание, многие зерна трещиноваты.

Полевые шпаты представлены главным образом калиевыми разновидностями — ортоклазом и микроклином. Зерна их, угловатые по спайности, несколько уплощенные. Иногда бывают зерна со слабо сглаженными углами. Встречаются как свежие, так и в различной степени измененные зерна. Процессы изменения выражаются в пелитизации и серицитизации. Имеются зерна решетчатого и пертитового строения.

Плагиоклазы большей частью кислые с показателем преломления  $<1,537-1,540$ , реже средние, у которых  $N \approx 1,540$ , и совсем редко основные с  $N > 1,540$ . Обычным типом являются угловатые обломки по спайности неправильной формы с полисинтетическими двойниками и без них. Среди кислых плагиоклазов довольно распространены свежие зерна, среди средних и основных они встречаются реже. Изменения плагиоклазов выражаются в серицитизации.

В содержании кварца и полевых шпатов в зависимости от крупности зерен никакой закономерности установить не удалось.

Разрушенные минералы и обломки пород представляют собой в различной степени разрушенные полевые шпаты и обломки кремнисто-слюдистых, слудисто-глинистых, эффузивных и других пород в виде угловатых, угловато-окатанных зерен светло-бурого, желтовато-бурого, зеленовато-бурого цветов, полупрозрачные и непрозрачные. Кремнистые агрегаты состоят из обломков кремней и кремнистых пород с  $N=1,537-1,539$  с агрегационной поляризацией. Обломки угловатые и угловато-окатанные.

Гранат присутствует в виде угловатых, угловато-окатанных, реже окатанных зерен бесцветных, бледно-розовых и розовых. Розовые гранаты обычно лучше окатаны. В крупной фракции розовые гранаты наблюдаются чаще. В очень редких случаях встречались зерна гранатов бурого и голубовато-зеленоватого цветов. Не исключена возможность, что последние следовало отнести к шпинели. Во многих зернах обычны включения. Чаще всего встречаются включения пузырьков жидкости, газа, кристаллики апатита, циркона, рутила и рудных минералов. В отложениях нижней и средней юры имеются бесцветные зерна граната черепитчатой структуры. Такую черепитчатость некоторые авторы связывают с нарастанием вторичных кристаллов (Преображенский, 1941), другие — с растением поверхности зерен, а В. С. Соболев (1951) считает, что гранат такой формы свойственен метаморфическим породам.

Циркон чаще всего встречается в виде кристаллов с пирамидально или бипирамидально ограниченными концами. Наблюдаются длинно-призматические, но чаще короткопризматические формы. Последние нередко в различной степени окатаны. В большом количестве имеются обломки кристаллов различной формы, чаще всего угловатые. Зерна циркона обычно бесцветные, редко розовые. Наблюдались красно-бурые цирконы зонального строения. В цирконах нередко включения (пузырьки жидкости, апатит, отрицательные кристаллы, рутил), которые располагаются, как правило, по длине кристалла. В нескольких случаях отмечалась регенерация циркона. Наибольших концентраций циркон достигает в мелкой фракции и особенно во фракции «тазик».

Апатит наблюдается в виде округлых, продолговатых и реже призматических бесцветных зерен. У большинства зерен апатита обнаруживаются включения черного вещества, ориентированные параллельно главной оси. В отложениях юры встречаются единичные зерна апатита бурого и желто-бурого цвета, возможно даллита, с показателем преломления около 1,632. Изредка наблюдались кристаллы апатита. В мелкой фракции апатит дает большие скопления, чем в крупной.

Турмалин разнообразен: призматический (угловатые зерна) с различно ограниченными концами, базальный (обычно хорошо окатанный) и в виде обломков различной формы. Изредка встречаются псевдогексагональные пластинки со срезанными гранями. В призматических зернах иногда обнаруживается штриховатость, параллельная главной оси кристалла. Довольно обычны включения черного (углистого) вещества, пузырьков газа, которые чаще всего располагаются по удлинению кристаллов. Наблюдались зерна зонального строения. Призматические и угловатые зерна интенсивно плеохроируют: по *Ne* бесцветный, бледно-розовый, желтовато-розовый, светло-бурый и светло-зеленый, по *Mo* — розовый, светло-зеленый, темно-бурый, темно-зеленый, почти черный. Чаще всего встречаются турмалины, плеохроирующие в бурых и зеленых тонах. Изредка обнаруживаются синие турмалины почти без плеохроизма. Содержание турмалина в мелкой фракции выше, чем в крупной.

Сфен имеет корреляционное значение в разрезе и характер его меняется снизу вверх по разрезу. В нижней и средней юре сфен встречается в виде мелких угловато-окатанных и окатанных бесцветных зерен. Начиная с бата, и особенно с верхней юры, появляются крупные слегка окатанные, иногда угловатые зерна бурого или желтовато-бурого цвета с сильным плеохроизмом по *Ng* от желтовато-бурого до бурого, по *Np* почти бесцветного. Концентрация сфена в мелкой фракции немного выше, чем в крупной.

Рутил находится в виде призматических зерен, очень редко с пирамидальным окончанием, или в виде неправильных обломков, угловатых и угловато-окатанных. Цвет темно-коричневый, красно-бурый, реже золотисто-желтый (янтарный). На некоторых зернах видна штриховка.

Анализ чаще всего встречается в виде таблитчатых зерен желто-бурого или индигово-синего цветов. Реже наблюдаются пирамидальные формы. В большом количестве обнаружен в мелкой фракции, особенно во фракции «тазик».

Брукит присутствует редко в виде темно-бурых зерен со штриховкой, параллельной главной оси.

Титанистые неопределимые минералы представляют собой угловатые зерна бурого цвета, просвечивающие по краям. В участках, где минерал достаточно прозрачен, наблюдается агрегационная поляризация. В отраженном свете цвет желтовато-бурый или бурый. Отмечаются развивающиеся по этим минералам кристаллы анатаза. Форма зерен титанистых неопределимых минералов и часто наблюдаемое нарастание этих зерен на другие минералы (кварц, апатит, гранат) указывает на возможное образование титанистых минералов на месте.

Богатство этими минералами мелких фракций, особенно фракции 0,05—0,01 мм, также, по-видимому, свидетельствует в пользу последней точки зрения.

Лейкоксен встречается обычно в виде округлых зерен, непрозрачных в проходящем свете, белых и желтовато-белых в отраженном свете. Часто внутри зерен лейкоксена наблюдается ильменит. По-видимому, в мелких фракциях лейкоксен дает более высокие концентрации.

Группа эпидота-цоизита включает угловатые, угловато-окатанные и окатанные зерна, бесцветные и фишашковые. Последние обладают ярким плеохроизмом от фишашкового по *Nm* до бесцветного по *Np* и *Ng*. Встречаются зерна, переполненные мелкими темными включениями.

Большинство зерен прозрачные. Группа эпидота-цоизита преобладает во фракции 0,1—0,05 мм.

Ортит наблюдается в незначительном количестве в отложениях, тяжелая фракция которых обогащена эпидотом. Зерна его угловатые с сильным плеохроизмом от темно-коричневого, почти черного по *Nm* до желтовато-коричневого или светло-оливкового по *Np*. Иногда зерна ортита бывают окружены эпидотом. По-видимому, концентрируется аналогично эпидоту в мелкой фракции.

Амфиболы представлены преимущественно обыкновенной роговой обманкой. В юрских и нижнемеловых отложениях роговая обманка большей частью встречается в виде округлых или немного вытянутых угловато-окатанных зерен зеленого или желто-зеленого цвета со слабо различимым плеохроизмом.

Для верхнего мела более типичны угловатые вытянутые зерна с зазубренными концами. Цвет темно-зеленый, оливковый, желтовато-зеленый с плеохроизмом различной интенсивности. Реже наблюдаются угловатые зерна с зазубренными краями, окрашенные в бледный голубовато-зеленый цвет или бесцветные, относимые к группе актинолита-тремолита. Показатель преломления зерен меньше или равен 1,637. Наибольшим распространением эта группа пользуется в верхнемеловых отложениях.

Совсем редко, в единичных зернах небольшого количества образцов, был обнаружен глаукофан в виде угловато-окатанных зерен с характерным сильным плеохроизмом от зеленовато-желтого или синевато-зеленого по *Np* до ультрамариново-синего и буровато-синего по *Ng*. *Ng* для глаукофана равен 1,639. Амфиболы в мелкой фракции содержатся в большем количестве, чем в крупной. Обнаружены в очень мелких (0,01—0,02 мм) зернышках при растворении пирита, для которого являлись центрами кристаллизации.

Пироксены представлены главным образом авгитом в виде окатанных и угловато-окатанных зерен розовато-бурого, дымчато-розового и бледно-зеленого цвета с  $Ng' = 1,710—1,712$ . Редко встречаются единичные зерна акмита, имеющего  $1,767 < Np < 1,780$ , а  $Ng > 1,780$ .

Зерна акмита угловато-окатанные, плеохроизирующие от красновато-бурого по *Ng* до темно-коричневого, почти черного по *Np*. В нескольких случаях были обнаружены угловато-окатанные зерна гиперстена со слабым плеохроизмом от бледно-розового по *Np* до серовато-зеленого или голубовато-зеленого по *Ng*. Концентрация моноклинных пироксенов повышается в мелких фракциях. Еще чаще, чем амфиболы, пироксены наблюдались в мелких зернышках после растворения аутигенного пирита. Во фракции меньше 0,05 мм обнаружены в образцах, в тяжелой фракции (0,05—0,1 мм) которых нет моноклинных пироксенов.

Шпинель присутствует в юрских отложениях в виде угловатых изотропных зерен вишнево-красного цвета.

Ставролит в небольшом количестве встречается по всему разрезу. В меловых и особенно верхнемеловых отложениях ставролит обнаруживается чаще. Зерна его угловатые с острорезистым изломом и реже угловато-окатанные с плеохроизмом различной интенсивности. Обычно ставролит плеохроизирует от темно-желтого или золотисто-желтого по *Ng* до бледно-желтого или бесцветного по *Np*. Некоторые ставролиты очень густо окрашены. В ставролите часто различимы включения углистого вещества, кварца, пузырьков газа или жидкости. Концентрируется ставролит примерно в одинаковых количествах как в мелкой, так и в крупной фракциях.

Кианит присутствует в небольшом количестве. Содержание его увеличивается в меловых отложениях. Более характерен для крупной фракции. Встречается в виде призматических зерен, угловатых или со слабо сглаженными углами, удлинённых по направлению главной оси кристалла, со спайностью под прямым углом. Имеются неправильные по фор-

ме угловатые обломки кианита, обусловленные дроблением кристаллов по спайности.

Силлиманит обнаружен лишь в верхнемеловых отложениях, где отмечается либо в виде длинных тонких призм, либо в виде спутанно-волоконистых агрегатов (фибролита).

Андалузит встречен в единичных зернах в верхнемеловых отложениях в виде неправильной формы угловато-окатанных зерен со слабым плеохроизмом от бледно-розового по *Np* до бесцветного по *Ng*. Иногда в андалузите обнаруживаются включения углистого вещества.

Хлоритоид присутствует в породах всего разреза, но больше в меловых отложениях. Чаще встречается в мелкой фракции в виде базальных пластинок серовато-зеленого или синевато-зеленого цвета, нередко с черными непрозрачными включениями. Во многих случаях наблюдается отчетливый плеохроизм от серо-зеленого или оливкового по *Np* до синего и индигово-синего по *Ng*. Хлоритоиды характеризуются аномальной интерференционной окраской.

Биотит и хлорит во многих случаях с трудом отличаются друг от друга. Биотит присутствует обычно в виде бурых, желтых, оранжевых или светло-зеленых пластинок по спайности или с зазубренными краями. Часто биотит выветрелый, что выражается в обесцвечивании и расщеплении пластинок по краям. В биотите наблюдались включения сагенита, кристалликов циркона, апатита.

Наиболее характерное явление—

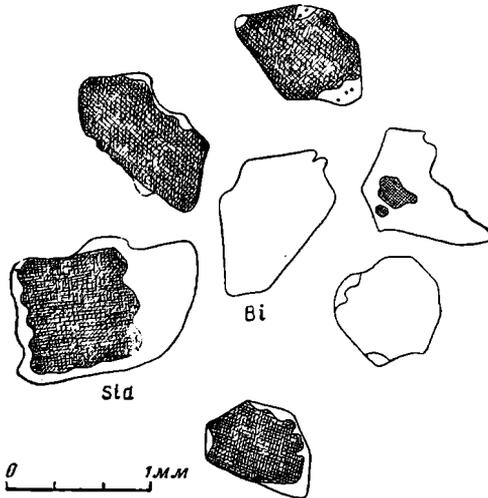


Рис. 37. Инкрустация биотита (Bi), сидеритом (Sid) (байос). Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм). В иммерсионной жидкости с  $N=1,638$

инкрустация биотита сидеритом в виде мелких кристалликов агрегатного строения. Часто эти кристаллики сильно окислены и превращены в железисто-карбонатные агрегаты, а иногда — в гидроокислы железа. При такой инкрустации биотит обесцвечивается. Интенсивность инкрустации различна: от единичных зернышек до такого состояния, когда от биотита остается лишь тоненькая полосочка (рис. 37). Более редко (в отложениях верхов верхней юры и низов нижнего мела) отмечается инкрустация пиритом.

К хлориту относились темно-зеленые и зеленые пластинки с аномальной интерференционной окраской. Некоторые темно-зеленые разности не давали аномальной окраски, но не обнаруживали и интерференционной фигуры биотита. Биотит и хлорит в большем количестве встречаются в крупной фракции. Во фракции мельче 0,05 мм слюд много и их размеры обычно больше, чем размеры всех других минералов.

Черные рудные минералы включают в себя группу минералов. Для выяснения состава этой группы были сделаны четыре спектральных анализа из образцов среднего лейаса, аалена, валанжина и баррема. В трех анализах обнаружены титан и железо, причем в двух из них титан значительно преобладает над железом, а в одном — железа немного больше, чем титана. В четвертом образце (из аалена) анализ показал высокое содержание хрома и небольшое количество титана. Большинство зерен черных рудных минералов обнаруживает очень слабую магнитность или совсем немагнитны, но имеются и магнитные зерна.

Учитывая все эти данные, можно сделать вывод, что в составе группы черных рудных минералов главным образом присутствуют ильменит и титано-магнетит. В значительно меньшем количестве имеются магнетит и хромит. Зерна их угловатые и угловато-окатанные. Часто наблюдаются изменения зерен в лейкоксен и реже в лимонит. Наибольшая концентрация черных рудных минералов отмечается для фракции 0,1—0,05 мм.

Мусковит обнаруживается редко в виде крупных бесцветных пластинок, иногда с включениями сагениита и циркона.

Глаукоцит и шамозит попадают как в легкую, так и в тяжелую фракции. Они встречаются почти по всему разрезу, но наибольших концентраций достигают в отложениях верхней юры, валанжина, готерива, альб—сеномана, турон—коньяка, сантон—кампана и маастрихта. В этих горизонтах глаукоцит и шамозит имеют явно аутигенное происхождение. Генезис глаукоцита и шамозита из отложений нижней и средней юры остается неясным. Лучшее изучение глаукоцита и шамозита из отложений кимериджа, турон—коньяка и сантон—кампана.

Глаукоцит встречается в виде крупных (до 0,7—10,9 мм) округлых или удлиненных зерен синевато-зеленого, зеленого, травяно-зеленого и желтовато-зеленого цветов. Синевато-зеленые глаукоциты, отмечаемые в виде единичных зерен в отложениях нижней и средней юры, имеют показатель преломления  $N_m = N_g = 1,602—1,610$ . Зеленый глаукоцит кимериджа имеет  $N_m = N_g = 1,580—1,590$ . В шлифах можно было наблюдать схему плеохроизма: зеленый по  $N_g$ , бледный желтовато-зеленый по  $N_r$ . В иммерсионных препаратах глаукоцит обладает агрегационной поляризацией. Глаукоцит из турон—коньякских и сантон—кампанских отложений имеет желтовато-зеленую, иногда почти оливковую окраску и  $N_m = N_g = 1,615$ . Часто вокруг зерен глаукоцита наблюдаются каемочки шамозита в виде изотропного или слабо двупреломляющего вещества.

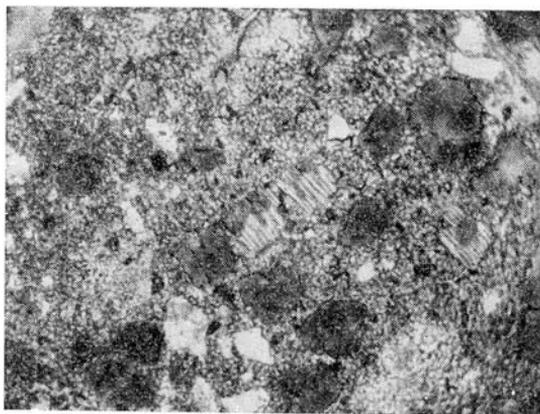


Рис. 38. Переход биотита в глаукоцит (сантон).  
×150\*

Шамозит характеризуется темно-бурой, буровато-коричневой или зеленовато-бурой окраской. Одни зерна обладают агрегационной поляризацией, другие — почти изотропны. Пластинки шамозита, как правило, имеют неоднородное строение: на одной и той же пластинке можно видеть участки изотропные, с агрегационной поляризацией и с низким двупреломлением. Показатели преломления шамозитов различны: для изотропного  $N_m = 1,615—1,617$ , для оолитового  $N_m = 1,630—1,637$ , а в сантон—кампане и турон—коньяке обнаружены шамозиты с  $N_m = N_g = 1,640—1,642$ .

В песчаниках кимериджа, а особенно часто в алевритовых породах турон—коньяка и сантон—кампана, наблюдались все стадии перехода биотита в глаукоцит и шамозит. При этом переходе цвет изменялся от светло-бурого у биотита через различные оттенки зеленого и зеленовато-бурого у глаукоцита к темно-бурому у шамозита. В шлифах (рис. 38) наблюдался переход крупных пластинок биотита в вермикулитоподобные разности с расщепленными краями и пониженным двупреломлением.

По этим вермикулитовидным пластинкам развивается глауконит (рис.39). Во многих случаях по периферии зерен наблюдается оторочка шамозита. При этом зерна приобретают оолитовое строение. Встречаются оолиты, в которых биотит полностью замещен глауконитом. Оторочка таких оолитов тоже сложена шамозитом. В отдельных случаях наблюдались переходы биотита непосредственно в бурый, почти изотропный шамозит. Некоторые оолиты сложены целиком непрозрачным шамозитом.

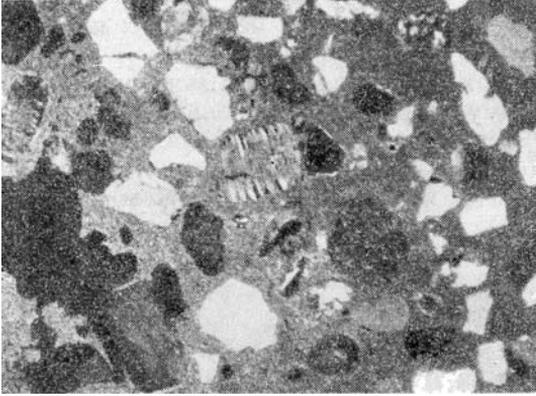


Рис. 39. Переход вермикулитоподобного биотита в глауконит (сантон).  $\times 150^*$

Таким образом, глауконит и шамозит, появляющиеся, как показала А. С. Запорожцева (1954), в различные стадии диагенеза, образуются за счет разрушения биотита. Пирит имеется во всех отложениях (составляя в некоторых образцах всю тяжелую фракцию) в виде округлых, неправильной формы гроздевидных зерен и реже хорошо образованных кристаллов (додекаэдров и пиритоздройдов). Наиболее часто и в большом количестве кристаллы встречаются в глауконитовых песчаниках киммериджа. В остальных отложениях они редки. Пирит часто наблюдается в сростках с терригенными минералами, нередко инкрустирует пластинки биотита (рис. 40). Во фракции 0,1—0,25 мм концентрация пирита обычно выше, чем во фракции 0,1—0,05 мм. Во фракции  $< 0,05$  мм опять происходит увеличение содержания пирита, имеющего вид мелких шариков. Как уже отмечалось выше, внутри зерен пирита после растворения его в азотной кислоте обнаружены мелкие зернышки различных аллотипических минералов.

Карбонаты представлены преимущественно сидеритом и анкеритом. Кальцит вследствие того, что образцы обрабатывались 5% HCl, редок, но иногда встречаются зернышки по спайности со слабо сглаженными углами с  $No=1,658$ . Изредка видна двойниковая штриховка.

Доломит обнаружен несколько чаще в виде угловатых или слабо окатанных зерен. Имеются как чистый доломит с  $No=1,681$ , так и железистые разновидности из анкеритового ряда. Судя по показателям преломления, состав минералов анкеритового ряда очень сильно варьирует.  $No$  меняется от 1,681 до 1,689 (у чистого анкерита) и до 1,722—1,726. В. Б. Татарский (1952) указывает, что карбонаты, у которых  $No < 1,700$ , могут быть как из анкеритового, так и мезититового рядов.

Сидерит присутствует главным образом в виде агрегатов мелких зерен красно-бурого цвета, в различной степени окисленных. Реже наблю-

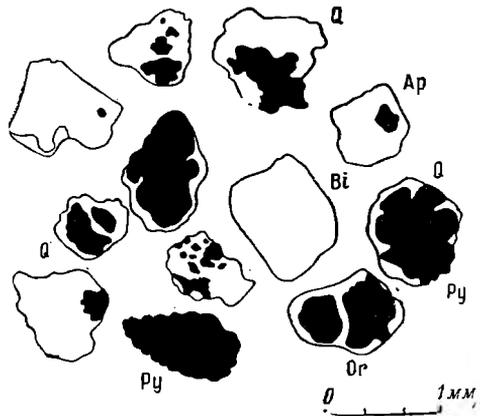
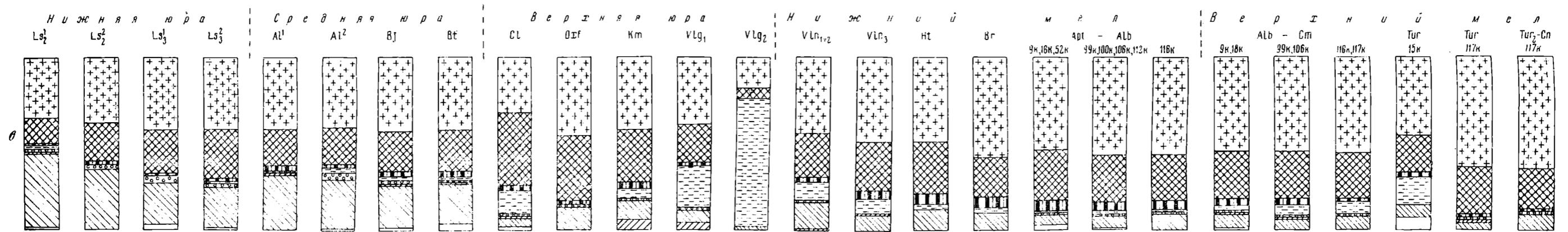
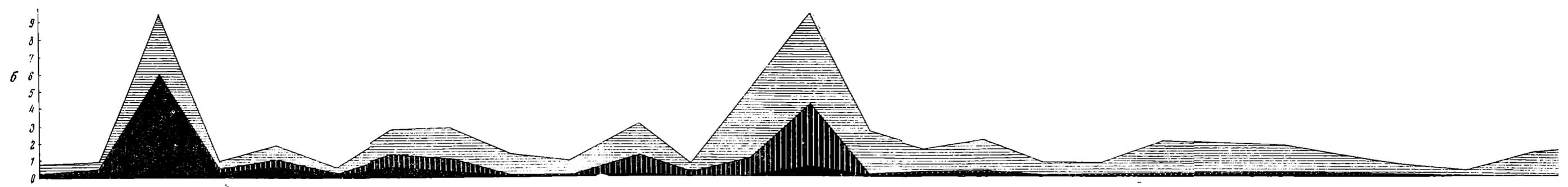
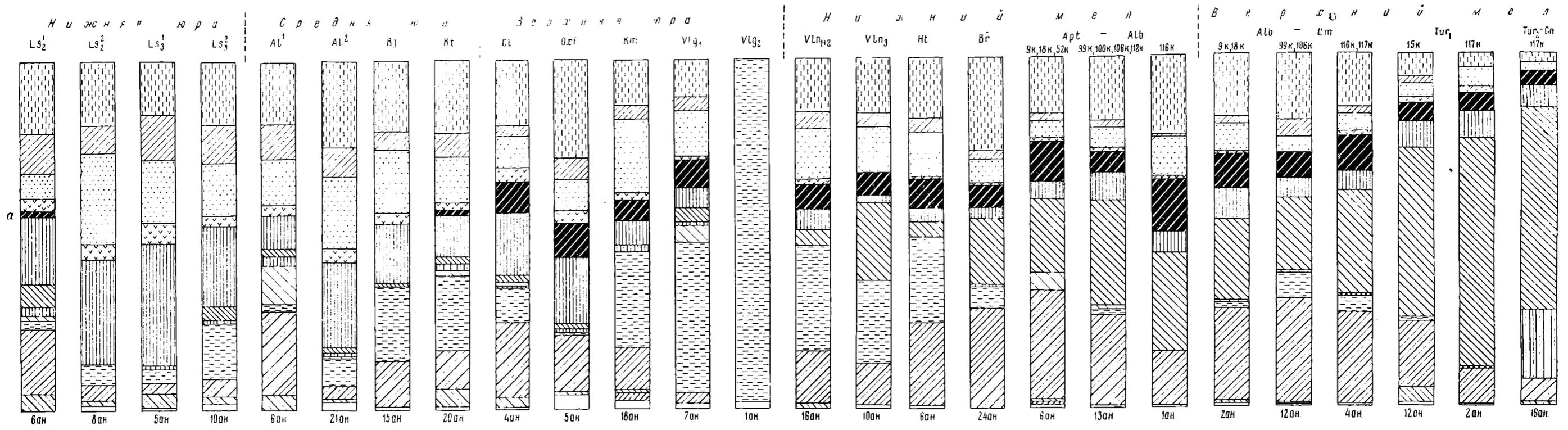


Рис. 40. Инкрустация пиритом (Py) терригенных зерен: биотита (Bi) кварца (Q), ортоклаза (Or) и апатита (Ap). Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) в иммерсионной жидкости с  $N=1,638$



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28

Рис. 41. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1–0,05 мм) юрских и меловых пород Малохетской антиклинали (А—тяжелая фракция; Б—выход тяжелой фракции в %; В—легкая фракция).  
 А: 1—гранат; 2—циркон; 3—апатит; 4—турмалин; 5—сфен; 6—титанистые неопределимые, лейкоксен, анатаз, брукит, рутил; 7—эпидот-цоизит; 8—амфиболы; 9—пироксены; 10—шпинель; 11—хлоритоид; 12—кианит, ставролит, силлиманит, андалузит; 13—биотит, хлорит; 14—рудные черные; 15—гидроокислы железа; 16—глаукоцит, шамозит; 17—прочие минералы;  
 Б: 18—содержание терригенных минералов в тяжелой фракции; 19—содержание пирита в тяжелой фракции; 20—содержание различных карбонатов в тяжелой фракции; В: 21—кварц; 22—кальцевые полевые шпаты; 23—плаггиоклазы; 24—мусковит, биотит, хлорит; 25—агрегаты кварца; 26—глаукоцит, шамозит; 27—разрушенные минералы и обломки пород; 28—прочие минералы.  
 Данные условные обозначения относятся также к рис. 43, 45, 46 и 48

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях юрских пород (размером 0,1—0,05 мм)

Возраст	Район	Количество анализов	Процент выхода тяжелой фракции (0,1—0,05 мм)	Пирит	Карбонаты	Гранат	Циркон	Апатит	Турмалин	Сфен	Лейкоксен, титанистые неопределенные, рутил, анатаз	Эпидот-цоизит	Амфиболы	Пироксены	Шпинель	Хлорит	Кианит, ставролит, силлиманит, андалузит	Биотит, хлорит	Рудные черные	Глауко-нит, шамозит	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагио-клазы	Биотит, мусковит, хлорит	Глауко-нит, шамозит	Разрушен-ные мине-ралы и обломки пород
Средний лейас																										
нижняя свита	Малохетская антиклиналь	6	0,22—1,3	До 60,0	20—90,0	7,9—31,0	3,0—23,5	0,2—9,5	0,8—9,2	0,4—4,9	2,9—18,4	До 25,2	До 12,2	До 4,7	До 3,0	До 0,8	До 2,3	До 7,9	3,5—33,5	—	21,4—41,5	6,0—30,0	0,6—2,0	До 8,7	До 4,0	30,4—68,2
верхняя свита	"	8	0,11—0,51	0,3—15,7	1,1—90,0	8,9—27,2	2,4—14,8	1,5—51,3	1,9—7,1	0,2—0,4	13,3—32,6	" 1,6	" 1,2	" 1,3	" 0,7	" 1,7	—	1,0—3,8	0,7—12,5	—	21,5—50,1	17,2—27,4	0,5—3,0	" 1,0	—	16,4—55,6
Верхний лейас																										
нижняя свита	"	5	0,2—44,0	0,5—3,7	До 100,0	9,3—19,2	8,2—21,0	15,3—12,5	4,8—6,3	До 0,7	30,5—40,6	—	" 0,6	—	" 0,7	" 0,4	—	0,3—5,0	1,1—5,0	—	40,4—50,3	20,2—31,4	1,5—2,6	0,8—0,9	—	16,5—39,7
верхняя свита	"	10	0,05—3,75	До 100,0	" 88,0	11,0—45,0	4,9—19,3	1,4—36,4	1,0—7,5	" 0,5	11,3—37,3	До 30,7	" 4,3	До 1,6	" 1,1	" 0,3	До 0,4	0,8—13,1	0,9—17,2	До 0,5	30,2—46,1	21,4—31,4	0,6—3,6	До 3,7	До 1,6	12,6—34,1
Аален																										
нижняя свита	"	6	0,47—3,08	2,2—80,0	5,0—97,0	9,5—40,0	2,8—20,4	0,7—19,5	0,7—6,3	" 0,6	1,1—24,0	" 11,1	" 7,0	" 60,8	" 0,6	—	" 0,3	0,4—5,0	2,5—50,0	—	30,0—55,0	10,0—26,8	До 4,1	0,3—0,6	" 6,1	13,5—59,7
верхняя свита	"	21	0,1—0,95	До 75,0	До 63,1	5,1—44,6	3,2—16,6	0,2—37,4	1,5—8,0	" 0,8	6,4—54,7	" 6,2	" 6,2	" 3,5	" 0,6	До 0,2	" 0,4	0,5—30,4	0,4—12,0	До 0,2	30,1—53,0	2,7—29,1	0,7—5,8	До 70,2	" 0,3	12,7—44,3
Байос	"	15	До 18,22	" 100,0	" 50,0	0,6—39,4	1,6—9,8	5,0—31,6	0,7—7,1	" 0,5	5,7—37,4	" 0,2	" 1,1	" 3,1	" 0,5	" 0,3	" 0,3	1,6—65,4	0,5—69,4	—	27,9—58,2	11,1—39,5	До 6,6	" 11,5	1,0—1,5	9,9—59,5
Бат	"	20	0,08—18,22	" 99,0	" 25,6	1,2—39,7	До 12,4	3,0—22,9	До 4,0	" 9,8	До 26,1	" 20,3	" 17,3	" 4,4	" 0,3	" 2,2	" 0,9	0,4—53,0	До 34,5	До 0,4	17,2—54,7	4,7—47,4	" 6,0	" 15,6	До 0,3	2,4—54,1
Келловей	"	3	0,13—2,11	" 26,4	—	10,0—29,8	1,6—4,7	4,0—14,6	2,6—10	1,0—21,0	12,0—29,3	" 8,0	—	" 4,0	—	—	" 2,2	5,3—26,0	2,0—42,3	—	33,3—47,8	22,9—38,8	1,3—5,4	3,0—8,9	" 2,3	До 20,3
Оксфорд	"	8	0,3—3,09	" 70,0	До 0,6	12,0—58,0	0,9—19,4	0,9—25,0	0,3—7,6	0,3—29,0	5,9—32,7	0,5—15,6	До 2,4	0,2—3,0	—	—	" 1,0	0,5—1,3	0,4—36,4	—	25,9—55,4	24,0—47,8	2,4—3,7	До 1,0	" 0,6	2,7—26,2
Кимеридж	"	18	0,15—18,83	" 100,0	" 5,0	4,1—20,9	0,8—14,0	6,3—67,4	До 6,9	0,2—28,1	0,2—20,0	До 8,9	" 1,8	До 2,6	—	—	" 0,3	До 89,5	До 57,7	До 25,2	34,1—61,2	17,7—33,7	1,1—7,5	" 6,3	0,3—32,2	3,4—25,4
Нижний волжский ярус	"	7	0,12—2,95	1,9—95,0	" 1,4	0,2—41,5	0,3—10,3	3,7—41,8	0,2—5,2	0,3—20,0	0,4—12,1	" 11,8	" 5,1	" 7,8	—	До 0,4	—	7,7—85,4	" 11,5	" 0,8	До 54,2	До 32,2	До 3,3	" 95,0	0,8—19,2	До 17,8
Верхний волжский ярус	"	1	5,15	19,5	—	—	—	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	100,0	—	—	17,7	5,6	0,3	75,8	—	2,3

дались угловато-окатанные зерна, ограниченные плоскостями спайности, и сферолиты. У сидерита и железисто-карбонатных агрегатов  $No > 1,780$ . Железисто-карбонатные агрегаты обволакивают кластические зерна и в большом количестве инкрустируют пластинки биотита. В последнем случае не исключена возможность образования сидерита за счет разрушения биотита. Такое предположение подтверждается тем, что биотит при этом обесцвечивается, а при растворении железисто-карбонатных агрегатов превращается в мелкие обесцвеченные волоконца неправильной формы или тонкие пластиночки.

### Характеристика разреза

Отложения нижней и средней юры по минералогическому составу имеют много общего, поэтому их можно рассматривать вместе (рис. 41). Выход тяжелой фракции для этих отложений довольно высок — в среднем до 9,4% в верхней свите среднего лейаса, но терригенная часть в них незначительна. Аутигенный комплекс характеризуется существенным преобладанием карбонатов над пиритом (табл. 1). В бате происходит изменение в соотношении аутигенных минералов; начинает преобладать пирит.

В терригенной части тяжелой фракции ведущее место занимают устойчивые минералы: гранат, циркон, апатит, турмалин и группа титанистых минералов (рис. 42). В этой группе наибольшим распространением пользуются неопределимые титанистые минералы. Лейкоксен имеет резко подчиненное значение; анатаз, рутил и брукит встречаются в виде отдельных зерен. Следует отметить, что в отложениях до байоса включительно почти отсутствует сфен. Иногда лишь наблюдаются единичные мелкие бесцветные окатанные зерна сфена. Почти всегда присутствуют зерна шпинели. Амфиболы, пироксены, эпидот-цоизит есть во всех отложениях, но количество их возрастает в прослоях, содержащих гальку изверженных пород, и в глинистых прослоях. В виде единичных зерен встречаются ставролит, кианит, хлоритоид. Черные рудные минералы и слюды ведут себя крайне непостоянно. Часто обнаруживаются гранаты черепитчатой структуры.

В легкой фракции вверх по разрезу наблюдается медленное и постепенное обогащение кварцем и уменьшение количества разрушенных минералов и обломков пород. Понемногу возрастает содержание плагиоклазов. Слюд в нижне- и среднеюрских отложениях очень мало. Обычно из слюд преобладает биотит. В виде отдельных зерен как в тяжелой, так и в легкой фракциях попадают глауконит и шамозит. Зерна глауконита чаще всего синевато-зеленые, иногда буровато-зеленые. Зерна шамозита темно-бурые, бурые и зеленовато-бурые.

Коррелятивное значение для отложений нижней и средней юры имеют неопределимые титанистые минералы, шпинель и высокое содержание циркона, апатита, граната и турмалина.

Верхнеюрские отложения по минералогическому составу довольно хорошо отличаются от нижне- и среднеюрских. Эти отличия наблюдаются в составе как аутигенных, так и терригенных компонентов. В отложениях верхней юры выход тяжелой фракции и содержание аутигенных минералов (пирита и карбонатов) меньше, чем в отложениях нижней и средней юры (см. рис. 41). Среди аутигенных минералов преобладает пирит, занимавший в отложениях нижней и средней юры второстепенное место. В верхней юре карбонатов почти нет.

Глауконит и шамозит, наблюдавшиеся в нижележащих отложениях, имеются и в верхней юре, но меняются цвет и показатель преломления глауконита. В кимеридже отмечается наиболее высокая концентрация минералов группы глауконита-шамозита.

В терригенном комплексе наблюдается постепенное уменьшение снизу ввѣрх по разрезу в тяжелой фракции устойчивых минералов и увеличение количества биотита, особенно в нижнем и верхнемволжском ярусах. Заметно падает содержание циркона. Сфен, появившийся в разрезе в небольших количествах в бате, становится характерным минералом верхней юры. Начиная с бата, в некоторых образцах лейкоксен начинает преобладать над неопределимыми титанистыми минералами. В келловее и оксфорде преобладание лейкоксена становится более постоянным.

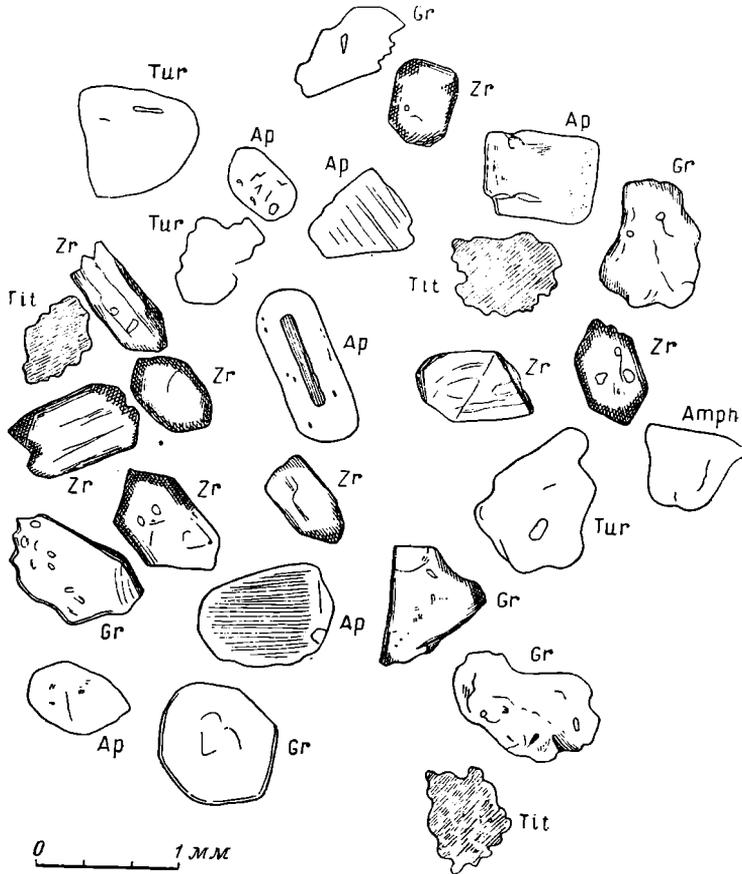


Рис. 42. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) песчаника (аален, верхняя свита) в иммерсионной жидкости с  $N=1,638$

Gr—гранат, Ap—апатит, Tur—турмалин, Zr—циркон, Sph—сфен, Amph—амфиболы, Tit—титанистые неопределимые минералы, Ep—эпидот-цоизит, R—рудные черные

Данные условные обозначения относятся также к рис. 44, 47

В оксфорде в среднем по горизонту лейкоксен уже преобладает, а начиная с кимериджа, лейкоксен во всех образцах превалирует в группе титанистых минералов. Общее содержание минералов этой группы также уменьшается в верхней юре по сравнению с отложениями нижней и средней юры. Почти отсутствует шпинель. Амфиболы, пироксены, эпидот-цоизит, черные рудные минералы и группа метаморфических минералов ведут себя крайне непостоянно. Для легкой фракции характерны высокое содержание слюды, повышенное содержание минералов группы глаукопита-шамозита. Соотношение кварца и полевых шпатов непостоянно. Количество разрушенных минералов и обломков пород значительно ниже, чем в нижне- и среднеюрских отложениях.

Коррелятивное значение для отложений верхней юры приобретает сфен.

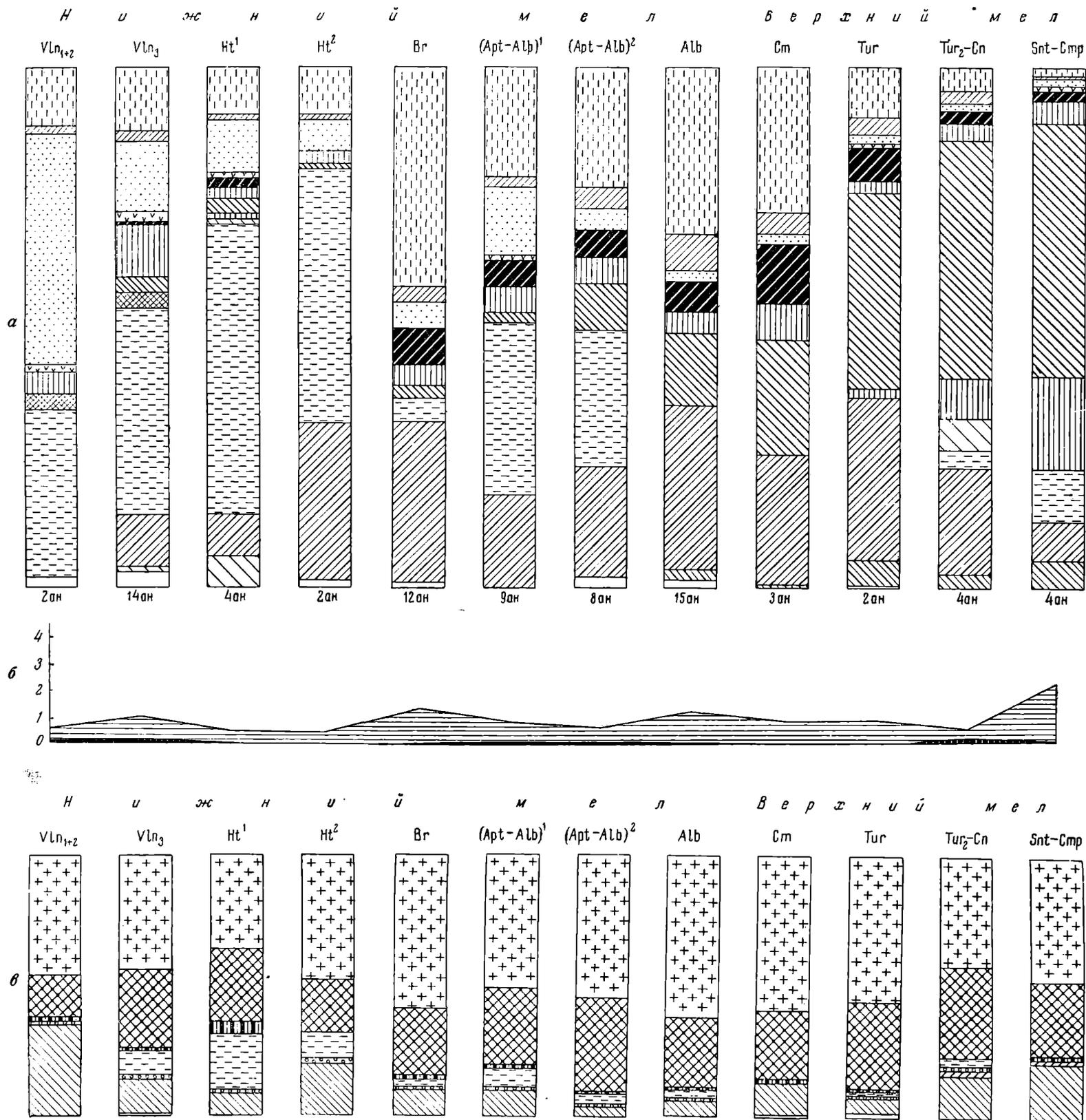


Рис. 13. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) меловых пород района р. Яковлевой  
 А—тяжелая фракция; Б—выход тяжелой фракции в %; В—легкая фракция

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях (размером 0,1—0,05 мм) нижнемеловых пород

Возраст	Район	Количество анализов	Процент выхода тяжелой фракции (0,1—0,05 мм)	Пирит	Карбонаты	Гранат	Циркон	Апатит	Турмалин	Сфен	Лейкоксен, титанистые, неопределенные, рутил, апатаз	Эпидот-попозит	Амфиболы	Пироксены	Шпидель	Хлоритонд	Кианит, ставролит, силлиманит, андалузит	Бiotит, хлорит	Рудные черные	Глаукоцит, шамотит	Кварц	Калиевые полевые шпаты	Плагиоклазы	Биотит, мусковит, хлорит	Глаукоцит, шамотит	Разрушенные минералы и обломки пород
Нижний и средний валанжип	Малохетская антиклиналь	16	0,05—79,71	До 92,5	До 100,0	3,2—41,5	0,5—18,0	0,3—49,4	0,2—6,0	0,2—33,5	0,1—15,5	До 28,5	До 2,0	До 14,0	До 0,9	До 0,5	До 1,0	До 90,7	До 44,4	—	12,2—59,6	5,8—44,3	0,3—9,2	0,3—60,7	До 2,2	1,4—65,6
	р. Яковлева	2	0,56—0,72	5,4—28,7	—	7,0—14,4	0,4—2,6	31,2—58,3	0,6—2,4	До 0,3	0,6—7,2	—	—	—	—	3,0—3,4	—	10,6—57,3	0,2—0,5	—	41,7—49,7	12,0—20,0	0,3—1,8	До 1,6	—	34,2—36,6
Верхний валанжип	Малохетская антиклиналь	10	0,14—9,32	0,2—4,1	До 14,2	1,9—46,7	0,5—10,4	2,0—35,2	0,2—1,4	„ 13,7	0,1—6,1	До 61,1	До 0,7	До 0,9	До 0,2	До 0,3	До 0,2	0,7—83,2	0,3—48,9	—	18,7—58,6	16,4—46,8	До 8,3	0,8—39,7	—	До 31,2
	р. Яковлева	14	0,05—6,2	0,2—23,8	„ 0,2	0,2—39,7	0,2—6,6	0,3—47,0	0,2—5,1	„ 4,4	0,2—61,9	0,3—6,2	„ 0,2	„ 1,8	„ 0,4	0,3—14,3	„ 0,6	1,7—94,8	0,2—34,8	До 2,1	18,6—61,1	3,2—47,7	„ 3,7	0,3—73,0	До 0,3	„ 70,0
Готерив (?)	Малохетская антиклиналь	6	0,31—2,65	До 6,7	„ 82,1	8,6—35,9	0,9—10,9	1,2—31,3	0,1—0,6	„ 21,8	До 8,9	До 20,2	„ 1,6	„ 0,9	—	До 0,9	„ 0,8	0,9—68,0	До 59,7	—	38,2—57,9	26,0—36,9	3,0—9,2	0,6—6,4	—	6,6—18,6
Нижняя свита	р. Яковлева	4	0,12—1,44	„ 7,2	—	0,9—20,7	0,6—2,1	0,8—18,0	0,2—1,4	0,3—3,6	0,2—6,4	0,2—5,7	„ 1,7	„ 4,5	До 0,3	„ 0,5	—	8,4—94,1	0,9—21,2	—	11,5—49,3	4,0—40,0	До 15,6	2,2—66,2	До 0,5	До 15,0
Верхняя	„	2	0,13—0,75	„ 0,2	—	0,6—17,6	0,2—2,5	0,3—12,0	До 1,0	До 0,3	До 1,5	До 2,5	„ 0,3	—	„ 0,7	—	—	1,5—96,3	До 0,5	—	44,1—51,0	9,5—31,0	„ 0,3	1,0—6,0	—	„ 39,5
Баррем (?)	Малохетская антиклиналь	24	До 5,21	0,3—45,0	0,2—15,7	7,5—64,5	1,1—4,6	0,2—14,1	„ 2,1	0,2—11,1	0,5—8,8	0,1—45,3	До 2,4	„ 0,6	—	„ 0,9	До 2,5	До 64,5	0,4—58,3	—	41,1—68,5	16,2—30,3	2,7—9,8	0,6—14,6	—	5,8—22,7
	р. Яковлева	12	0,66—4,37	До 0,3	До 4,2	24,2—57,7	0,7—1,5	1,0—8,8	„ 0,2	0,7—12,0	0,9—7,7	0,2—9,1	„ 0,6	„ 1,1	—	„ 0,2	„ 0,8	„ 47,8	18,0—45,5	—	50,0—66,4	8,7—36,6	0,9—11,9	До 3,6	—	До 25,1
Апт-альб (?)	Малохетское поднятие	6	До 1,37	0,3—2,1	0,2—1,6	4,6—27,1	0,7—4,1	0,2—10,5	0,3—1,3	7,1—14,4	3,4—8,4	14,3—29,0	0,3—1,3	0,1—27,6	—	„ 0,6	0,3—1,1	„ 0,6	15,9—58,3	—	42,8—70,6	1,1—42,8	1,7—12,9	„ 4,4	—	5,3—11,3
	Точинское поднятие	13	„ 3,3	0,2—46,7	0,1—3,8	4,5—49,6	0,6—3,5	0,3—17,3	0,2—5,0	1,5—11,2	0,6—15,8	5,8—48,3	0,2—0,9	0,2—3,2	—	—	0,2—1,2	0,2—9,5	5,6—74,1	—	42,5—64,8	18,7—35,2	1,2—7,6	0,3—10,0	—	3,3—21,9
	Долганское поднятие	1	1,96	—	—	21,6	0,9	10,7	0,9	15,3	6,1	27,6	0,5	—	—	0,2	0,2	0,2	15,4	—	56,7	26,8	5,1	1,2	—	9,3
Нижняя подсвита	р. Яковлева	9	0,05—2,87	—	До 0,2	0,8—41,1	0,3—4,0	0,7—41,1	До 2,7	0,2—12,0	2,1—19,0	0,1—3,7	До 0,3	До 0,5	—	—	До 0,4	0,9—75,8	0,3—19,7	—	36,6—61,0	11,9—35,6	До 8,9	До 16,2	—	До 36,0
	Сопочная Карга	3	1,55—3,88	До 0,8	„ 3,7	16,3—15,8	0,9—1,5	8,3—10,8	0,5—0,8	6,1—9,0	5,3—7,0	28,1—46,0	„ 0,3	„ 0,2	—	0,1—0,3	0,1—0,4	До 2,1	9,0—17,2	—	—	—	—	—	—	—
Верхняя подсвита	р. Яковлева	8	0,44—2,12	„ 0,5	„ 62,4	1,7—40,4	0,5—10,0	1,1—87,0	0,1—1,5	0,2—10,0	1,2—10,0	0,8—16,3	„ 0,4	„ 0,6	—	До 0,5	До 0,2	„ 90,0	1,1—37,0	—	47,5—60,9	19,8—34,0	До 3,0	„ 6,2	—	„ 14,8
	Сопочная Карга	5	0,07—4,07	„ 6,8	„ 3,3	11,8—14,1	0,8—5,8	0,3—8,3	0,2—2,5	4,6—8,4	1,7—25,6	22,9—49,2	0,3—12,0	„ 1,0	—	0,2—0,5	0,2—0,9	„ 0,8	3,5—25,2	До 0,2	43,8—71,3	14,7—43,2	5,5—11,5	0,3—1,1	0,3—0,6	3,1—7,2

Другими важными признаками верхнеюрских отложений являются уменьшение содержания циркона, шпинели, преобладание лейкоксена в группе титанистых минералов и высокое содержание слюд.

Отложения нижнего мела по минералогическому составу резко отличаются от юрских отложений (табл. 2). Они характеризуются в общем более низким (чем для юры) выходом тяжелой фракции (кроме нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали). Однако содержание аллотигенных минералов в тяжелой фракции возрастает. Особенно низкий выход тяжелой фракции отмечается для р. Яковлевой (рис. 43). Роль аутигенных минералов резко сокращается и только в отложениях нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали они имеют существенное значение. Из аутигенных минералов пирит преобладает только в нижнем и среднем валанжине как на Малохетской антиклинали, так и в районе р. Яковлевой. Во всех остальных горизонтах большим распространением пользуются железисто-карбонатные агрегаты. Глауконит и шамозит в небольшом количестве имеются почти во всех горизонтах нижнего мела. Высокое (до 12—20%) содержание глауконита отмечается в шлифах из песчаников готерива в районе Малохетской антиклинали и р. Яковлевой. При минералогических анализах чаще обнаруживаются зерна шамозита, но встречаются они обычно в виде единичных зерен.

Вообще состав аутигенного комплекса районов р. Яковлевой, Малохетской антиклинали и Сопочной Карги для отдельных горизонтов сравнительно постоянный. В отличие от юры для терригенного комплекса тяжелой фракции отложений нижнего мела характерны главным образом следующие минералы: эпидот-цоизит, черные рудные, гранат, сфен, лейкоксен и слюды. Следует отметить, что в отложениях нижнего мела в тяжелой фракции не встречается шпинель, которая в единичных зернах имеется в тяжелой фракции юрских отложений.

В легкой фракции увеличивается содержание кварца и плагиоклазов и уменьшается содержание разрушенных минералов. Среди плагиоклазов появляется много средних плагиоклазов.

По составу терригенного комплекса отложения нижнего мела делятся на две части — нижнюю и верхнюю. Кроме различий по разрезу, наблюдаются изменения минералогического состава и по отдельным площадям. Для нижней части, включающей отложения валанжина и готерива, характерно высокое содержание слюд и апатита. На Малохетской антиклинали по сравнению с верхней юрой количество слюды убывает. В районе р. Яковлевой содержание слюд значительно выше, чем на Малохетской антиклинали. В валанжине и готериве минералы из группы эпидота-цоизита еще не являются устойчивыми. Содержание их в отдельных образцах варьирует от следов до 61,1% (рис. 44). В районе р. Яковлевой эпидот-цоизит в этой части разреза почти отсутствует или имеется в очень небольшом количестве. Третьим отличием Яковлевского разреза от разреза Малохетской антиклинали является очень низкое содержание сфена в отложениях валанжина и готерива р. Яковлевой.

Верхняя часть, включающая отложения баррема и апт—альба, характеризуется высоким содержанием эпидота-цоизита и черных рудных минералов. Начинают убывать слюды, апатит, продолжается уменьшение содержания циркона и турмалина. В небольшом количестве, но почти во всех образцах, появляются ставролит, кианит и фибролит. Более часто встречается хлоритоид. Важно отметить, что минералогический состав тяжелой фракции отложений апт — альба из района Сопочной Карги имеет много общего с одновозрастными отложениями Малохетской антиклинали и отличается от отложений района р. Яковлевой.

Отличие минералогического состава отложений нижнего мела Малохетской антиклинали и Сопочной Карги от р. Яковлевой имеется и в легкой фракции. Оно заключается в низком содержании плагиоклазов

в Яковлевском разрезе по сравнению с Малохетским и особенно разрезом Сопочной Карги (рис. 45).

Можно считать, что состав терригенного комплекса нижней части нижнего мела (валанжин, готерив) является переходным. В нем, наряду с минералами, связанными со старыми питающими провинциями, появляются минералы новой питающей провинции. Наиболее резко изменения в направлении сноса наблюдаются в районе Малохетской антикли-



Рис. 44. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) песка (верхний валанжин) в иммерсионной жидкости с  $N=1,638$

нали на границе готерива и баррема. В районе р. Яковлевой изменения сказываются позднее (в верхней подсвите апт — альба). В барреме же они лишь очень слабо намечаются. В районе Сопочной Карги, расположенном на северной окраине Усть-Енисейской впадины, уже в верхней подсвите апт — альба появляются новые минералы — амфиболы.

Отложения верхнего мела по минералогическому составу разделяются на две части (табл. 3). К нижней относятся отложения альб — сеномана (?), к верхней — отложения морского верхнего мела, характеризующиеся появлением новых минералов в составе тяжелой фракции.

Сравнивая результаты минералогических анализов альб-сеноманских отложений по отдельным участкам Усть-Енисейской впадины (рис. 41, 43, 45, 46), можно сделать следующие выводы.

Выход тяжелой фракции в отложениях альб — сеномана остается низким, чуть-чуть повышаясь в районе Сопочной Карги. При невысоком выходе тяжелой фракции общее количество аутигенных минералов невелико, хотя и повышается по сравнению с верхней частью нижнего мела.

Содержание основных минералов в тяжелой и легкой фракциях (размером 0,1—0,05 мм) верхнемеловых пород

Возраст	Район	Количество анализов	Процент выхода тяжелой фракции (0,1—0,05 мм)	Пирит	Циркон	Апагит	Турмалин	Сфен	Лейкоксен, титанистые неопределенные, рутил, апатит	Эпидот цоизит	Амфиболы	Пироксены	Шпидель	Хлоритонд	Клинит, ставролит, силлиманит, андалузит	Биогит, хлорит	Рудные черные
Альб — сеноман (?)	Малохетское поднятие	2	0,06—3,15	1,0—3,0	1,1—3,1	4,2—11,3	До 0,6	7,5—12,1	63,8—6,8	21,0—25,2	До 0,5	До 0,9	До 0,6	До 0,3	До 0,5	До 9,7	19,7—33,1
	Точинское поднятие	12	До 3,99	До 37	2,0—7,0	0,8—6,9	0,2—0,9	5,4—14,1	2,8—7,5	6,7—36,4	„ 0,8	„ 2,7	—	„ 0,4	„ 1,3	„ 72,1	7,8—41,6
	Долганское поднятие	4	0,08—0,53	0,2—27,7	0,8—3,4	1,9—8,3	0,2—1,9	8,2—12,6	3,5—7,5	19,3—38,3	„ 0,5	„ 0,2	—	„ 0,2	„ 1,0	„ 16,1	13,2—33,2
	Сел. Лузино	1	1,51	3,0	1,9	1,3	1,6	7,9	8,5	32,7	1,6	0,6	—	—	0,3	—	33,9
	Сопочная Карга	8	0,59—5,78	0,1—1,6	0,3—7,5	2,0—4,5	0,2—1,4	3,7—12,2	1,7—8,4	31,3—53,0	0,2—2,8	0,2—0,5	—	0,2—0,4	0,2—1,7	До 0,8	9,2—30,4
Альб (?)	р. Яковлева	15	0,34—3,45	До 14,9	Д7—9,8	0,3—4,9	До 0,7	1,0—11,3	1,1—8,2	3,6—21,2	До 0,8	До 1,1	—	—	До 0,5	„ 2,8	8,9—54,2
Сеноман (?)	„ „	3	0,25—1,6	„ 0,7	„ —4,3	1,3—3,0	0,1—0,6	8,0—13,0	4,0—12,1	16,8—31,0	„ 0,5	„ 0,2	—	0,2	„ 1,1	„ 0,5	21,0—27,2
Турон	Малохетское поднятие	2	0,16—1,08	0,7—25,6	„ 2,7	3,6—4,9	0,7—2,5	4,4—6,5	3,7—11,7	37,2—59,3	0,2	—	—	До 0,2	0,2	0,2—1,6	15,4—22,1
	Долганское поднятие	2	0,31—0,34	2,4—12,6	„ 12	5,2—5,5	1,4—2,3	4,6—6,4	6,9—8,7	60,2—68,5	0,3—0,7	До 0,3	—	0,3—0,5	0,5—0,7	До 0,7	8,8—9,6
	р. Яковлева	2	0,56—1,0	До 0,1	„ 1,2	До 3,0	0,5—1,3	6,5—6,6	0,8—3,6	27,3—47,6	1,8—1,9	„ 0,1	—	До 0,2	До 0,7	—	14,9—16,2
Турон — коньяк	сел. Лузино	2	0,56—1,68	„ 2,9	„ 0,2	3,3—3,9	0,7—1,0	4,9—10,3	3,0—4,3	38,7—61,4	8,4—11,7	—	—	0,3—0,5	0,5—0,7	До 0,7	8,0—22,5
Верхний турон — коньяк	Долганское поднятие	1	1,31	0,5	—	1,7	0,5	4,4	0,2	57,7	19,7	—	—	До 0,3	—	—	6,4
	р. Яковлева	4	0,28—1,16	До 83,5	До 2,0	До 3,0	До 0,6	1,9—5,2	До 8,6	33,2—52,1	5,5—8,5	0,2—15,8	—	„ 2,6	До 0,4	0,5—8,9	15,8—30,8
	сел. Воронцово	3	0,22—3,78	—	—	0,6—2,3	0,9—1,7	0,5—3,1	3,8—6,8	36,0—52,6	21,7—28,4	До 0,1	—	—	—	0,6—1,7	3,9—23,3
Коньяк	сел. Воронцово	2	0,96—3,03	—	—	0,1	0,1	2,5—2,8	1,2—3,5	17,5—45,0	9,7—32,2	—	—	—	0,1	0,1	8,9—18,1
Сантон — кампан	Междуречье Большой и Малой Хеты	13	0,17—4,39	До 24,8	До 6,7	1,1—6,1	0,2—2,4	0,5—6,1	2,4—7,5	3,3—72,9	1,0—21,0	До 1,4	—	До 0,2	До 0,6	До 4,3	1,6—31,0
	р. Танама	4	1,51—4,23	„ 1,5	—	0,1—2,9	До 1,5	0,9—3,0	1,4—9,7	21,8—65,2	10,0—28,5	„ 0,4	—	—	—	„ 1,9	3,1—11,8
Маастрихт	Междуречье Большой и Малой Хеты	5	До 5,2	2,2—78,4	До 0,9	1,8—5,7	„ 6,4	До 1,1	До 3,2	8,6—22,2	До 8,7	„ 46,7	—	До 1,1	—	„ 1,6	3,2—31,2
	„ „	6	0,26—2,74	0,4—53,0	0,6—98,0	До 2,9	0,9—2,9	0,9—5,8	2,4—16,0	31,6—61,0	1,1—39,7	„ 0,9	—	„ 1,6	0,6—1,1	„ 1,8	0,2—43,6

Повышенное содержание аутигенных минералов отмечается для районов селений Лузина и Сопочной Карги. Аутигенные минералы представлены главным образом сидеритом в форме железисто-карбонатных агрегатов. Везде в небольшом количестве присутствует шамозит.

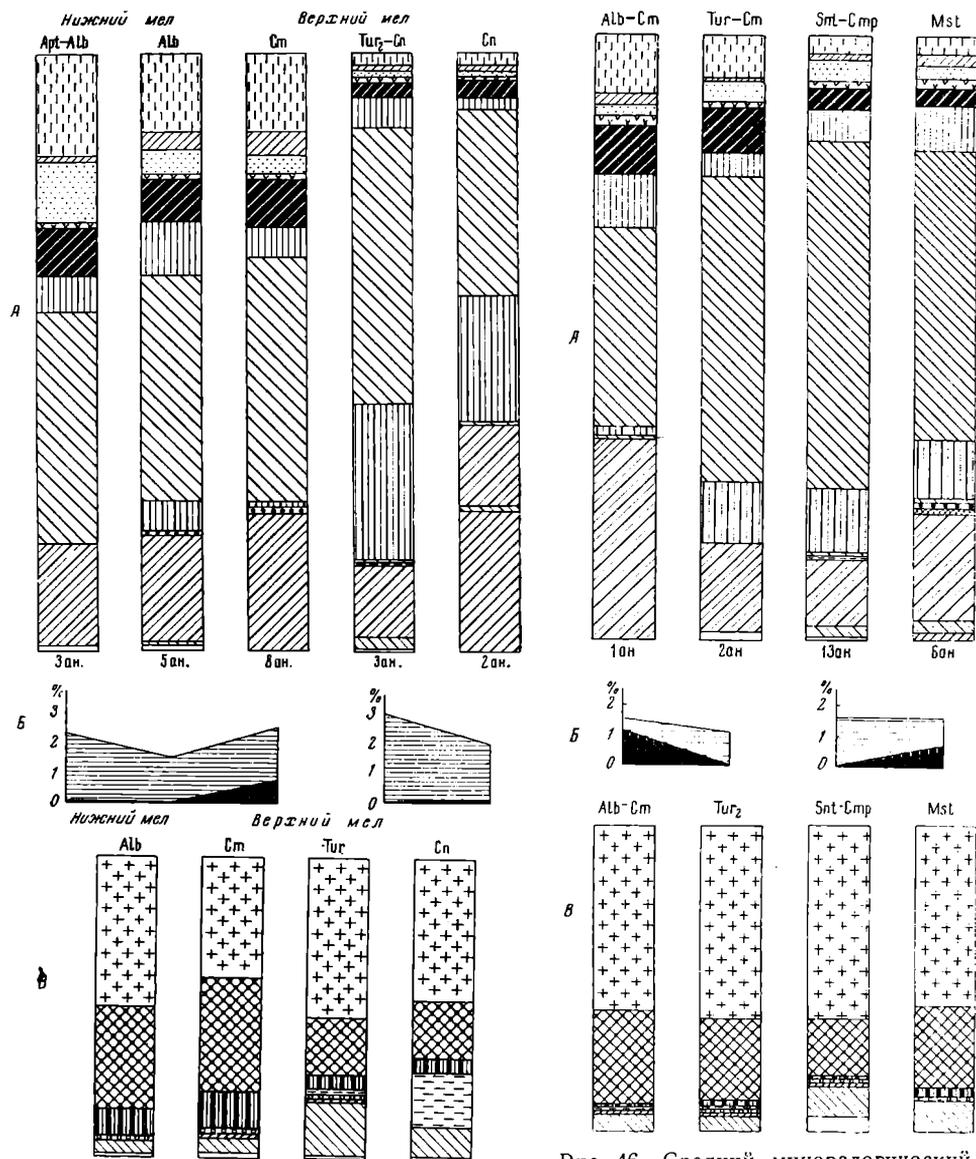


Рис. 45. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) меловых пород районов Сопочной Карги и Воронцова

А—тяжелая фракция; Б—выход тяжелой фракции в %; В—легкая фракция

Рис. 46. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) верхнемеловых пород районов селения Лузина и между-речья Большой и Малой Хеты

А—тяжелая фракция; Б—выход тяжелой фракции в %; В—легкая фракция

Для состава терригенной части тяжелой фракции характерны определенные закономерности:

- 1) на всех участках происходит увеличение содержания минералов группы эпидота-цоизита и черных рудных минералов (рис. 47);
- 2) везде велико и довольно постоянно содержание сфена;
- 3) продолжает падать количество апатита и турмалина;

4) циркона в целом мало;

5) повсеместно присутствуют ортит, ставролит, кианит и хлоритоид.

Наряду с этими общими чертами имеются различия в составе терригенного комплекса тяжелой фракции. Прежде всего следует отметить, что минералогический состав тяжелой фракции района Сопочной Карги имеет больше общего с районом р. Малой Хеты, чем с районом р. Яковлевой.

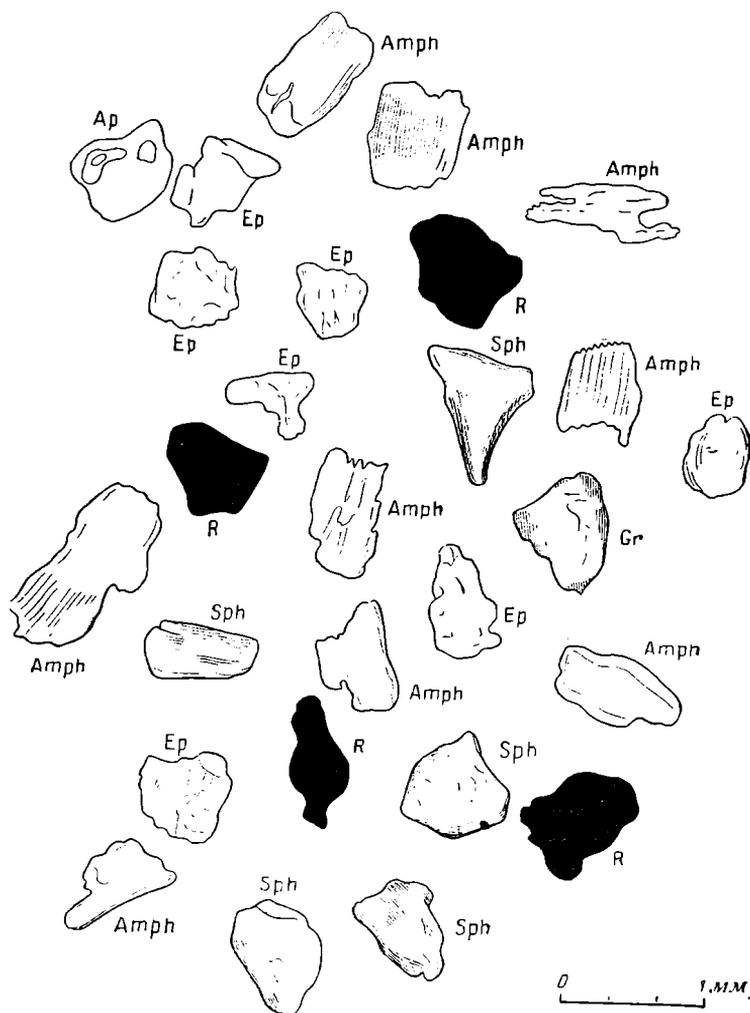


Рис. 47. Тяжелая фракция (0,1—0,05 мм) алеврита (верхний турон — коньяк) в иммерсионной жидкости с  $N=1,638$

В описываемых отложениях р. Яковлевой выше содержание граната и циркона и ниже содержание эпидота—цоизита, чем в отложениях р. Малой Хеты и Сопочной Карги. Но, с другой стороны, в минералогическом составе тяжелой фракции отложений района Сопочной Карги, расположенного значительно севернее, раньше начинает сказываться влияние новой питающей провинции. Это влияние выражается в появлении значительных количеств амфиболов в виде угловатых зерен с зазубренными краями. Среди амфиболов много минералов группы актинолита-тремолита. Кроме амфиболов, появляются силлиманит и андалузит. Силлиманит присутствует не только в виде волокнистых разновидей (фибролита), но и в виде длиннопризматических угловатых зерен. Такие зерна силлиманита, амфиболов и андалузита в более древних отложениях, а также

в разновозрастных отложениях рр. Малой Хеты и Яковлевой не встречались.

По составу легкой фракции отложения района Сопочной Карги отличаются от отложений Малохетской антиклинали и Яковлевского купола. Отличие заключается в более низком содержании кварца и очень высоком содержании плагиоклазов, особенно средних.

Сравнивая результаты минералогических анализов верхнемеловых морских отложений для отдельных участков Усть-Енисейской впадины, можно сделать следующие выводы.

1. Выход тяжелой фракции в этих отложениях низкий, но все-таки несколько выше, чем в отложениях угленосной толщи. В направлении с юга на север происходит незначительное увеличение выхода тяжелой фракции.

2. Аутигенных минералов в общем мало, но больше, чем в угленосной толще. Аутигенные минералы представлены преимущественно пиритом. Карбонаты (сидерит в виде железисто-карбонатных агрегатов) в значительном количестве обнаружены лишь в отложениях маастрихта из района между речья Большой и Малой Хеты.

3. По всему разрезу верхнемеловых отложений встречаются глауконит и шамозит. Последний нередко имеет оолитовое строение. Наибольшее количество шамозита обнаружено в алевритах коньяка из района селения Воронцова.

4. В составе терригенного комплекса происходит дальнейшее уменьшение содержания устойчивых минералов и увеличение содержания эпидота и цоизита.

5. Появляются амфиболы, среди которых очень много актинолита и тремолита. Появление амфиболов раньше отмечается на севере. В районе р. Яковлевой уже в туроне имеется заметное количество амфиболов. Но особенно много их становится, начиная с верхнего турона — коньяка, на всех участках Усть-Енисейской впадины.

6. Уменьшается содержание черных рудных минералов.

7. Возрастает роль метаморфических минералов: кианита, ставролита и особенно sillimanита и андалузита. Последние два минерала появляются лишь в самых верхних горизонтах мела. Так же как и для амфиболов, наблюдается более раннее их появление на севере, чем на юге.

8. В верхнем морском мелу, как правило, пироксены встречаются в виде единичных зерен или совсем отсутствуют. Но, по-видимому, имеются отдельные горизонты, в которых количество пироксенов возрастает до 10%. На северо-западе Усть-Енисейской впадины (р. Танама) содержание пироксенов в отдельных образцах достигает 47% (рис. 48).

9. В составе легкой фракции по сравнению с угленосной толщей происходит увеличение содержания разрушенных минералов, обломков пород и полевых шпатов. Кроме того, в направлении с севера на юг ра-

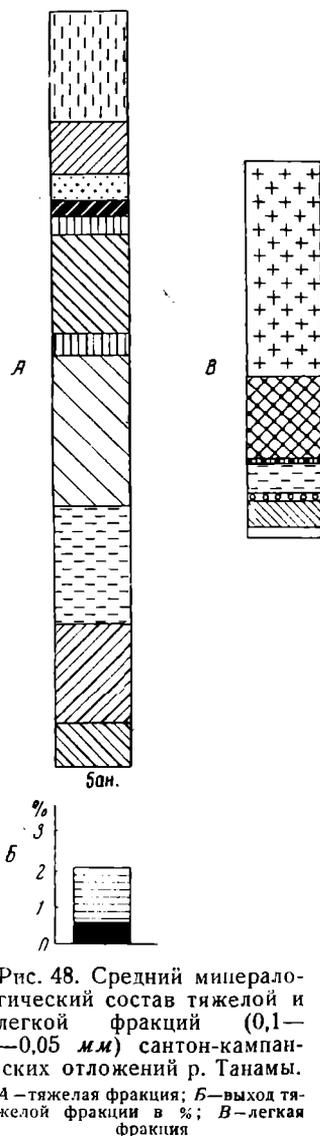


Рис. 48. Средний минералогический состав тяжелой и легкой фракций (0,1—0,05 мм) сантон-кампанских отложений р. Танама. А — тяжелая фракция; Б — выход тяжелой фракции в %; В — легкая фракция

стет количество кварца и убывает число полевых шпатов (в том числе и плагиоклазов, особенно среднего состава), разрушенных минералов и обломков пород.

В результате проведенных исследований выявлены некоторые общие закономерности изменения минералогического состава пород Усть-Енисейской впадины.

Выход тяжелой фракции подвержен значительным колебаниям. Наибольший выход тяжелой фракции наблюдался в породах юры и нижнего и среднего валанжина, что связано с более высоким содержанием аутигенных минералов в этих породах. Пониженное количество аутигенных минералов в меловых отложениях увязывается с большим количеством рыхлых пород в мелу по сравнению с юрой. Количество обломочного материала в составе тяжелой фракции увеличивается в мелу. Аутигенные минералы представлены пиритом, сидеритом (главным образом в виде железисто-карбонатных агрегатов), минералами группы анкерита-мезитита, доломитом, кальцитом, глауконитом и шамозитом.

Вследствие того, что образцы обрабатывались соляной кислотой, трудно судить о содержании кальцита. Доломит, по-видимому, редок. Наибольшим распространением пользуются пирит и сидерит, часто встречаются, особенно в юрских отложениях, минералы из группы анкерита-мезитита. Пирит и сидерит очень часто инкрустируют пластинки биотита. Наиболее распространена инкрустация сидеритом; инкрустация пиритом в значительных количествах наблюдалась в отложениях верхней юры и валанжина.

В составе терригенного комплекса тяжелой фракции принимают участие гранат, циркон, апатит, турмалин, сфен, группа титанистых минералов (рутил, брукит, анатаз, лейкоксен, неопределимые титанистые), пироксены, амфиболы, биотит, хлорит, хлоритоид, ставролит, кианит, силлиманит, андалузит, ортит и черные рудные.

Образование титанистых неопределимых минералов следует связывать с разрушением титансодержащих минералов и в первую очередь, по-видимому, рудных (ильменит, титано-магнетит). Такое предположение явствует из того, что в горизонтах, в которых повышается содержание черных рудных минералов (нижняя свита среднего лейаса, нижняя свита аалена) падает содержание титанистых неопределимых минералов.

По составу терригенной части тяжелой фракции можно наметить несколько минералов, появление которых в тяжелой фракции свидетельствует об изменении источников сноса. Такими минералами являются титанистые неопределимые минералы, сфен, эпидот-цоизит и амфиболы. Важное значение для установления источников сноса имеют циркон, апатит, турмалин, слюды, метаморфические минералы (кианит, ставролит, силлиманит и андалузит), шпинель и черные рудные. Основываясь на ассоциациях минералов тяжелой фракции, можно предположить, что в образовании ниже- и среднеюрских пород принимали участие магматические кислые и основные породы (траппы). Кислые породы могли поставлять в состав тяжелой фракции такие минералы, как гранат, циркон, апатит и турмалин. Среди турмалинов преобладают зерна зеленого цвета нередко встречаются синие зерна. Как указывает Р. Д. Крынин (1946), такие турмалины свойственны гранитам и пегматитам.

Из основных пород в тяжелую фракцию поступали, по-видимому, ильменит, титано-магнетит, хромит, шпинель, в небольшом количестве пироксены, амфиболы и эпидот-цоизит. Высокое содержание разрушенных минералов, среди которых основная роль принадлежит плагиоклазам, и низкое содержание кварца также указывают на разрушение траппов.

Начиная с бата, а особенно с келловея, в тяжелой фракции появляется сфен в виде угловатых и угловато-окатанных довольно крупных

зерен бурого, желтовато-бурого цвета, с ясным плеохроизмом. Одновременно с появлением сфена в верхней юре происходит изменение в соотношении минералов в группе титанистых минералов, постепенно количество титанистых неопределимых минералов уменьшается, а количество лейкоксена возрастает. Начиная с кимериджа, лейкоксен преобладает над титанистыми неопределимыми. Общее содержание группы титанистых минералов, начиная с верхней юры, резко сокращается. Важно отметить, что в районе р. Яковлевой сфен в устойчивых количествах появляется значительно позже — только в барреме.

Появление сфена в составе тяжелой фракции указывает на образование нового источника сноса (по-видимому, щелочные интрузии). В. П. Батулин (1947) считает что сфену из щелочных интрузий свойственны бурый и оранжевый цвета.

В средней юре, а особенно в середине верхней юры, в тяжелой и легкой фракциях в большом количестве появляются слюды. Высокое содержание слюд отмечается вплоть до конца готерива на Малохетской антиклинали и до конца отложения апт — альба в районе р. Яковлевой. Источник слюд, среди которых основным минералом является биотит, по всей вероятности находился не очень далеко, так как слюды сравнительно быстро истираются. Присутствие хлоритов также указывает на сравнительно небольшой перенос этой группы минералов. Слюды могли поступать из разрушающихся метаморфических пород (слюдистые гнейсы, филлиты), более тяжелые минералы которых оседали где-то вблизи берега, а слюды, обладая высокой плавучестью, выносились дальше. В районе р. Яковлевой устанавливается более высокое содержание слюд, а также хлоритоида, по сравнению с районом Малохетской антиклинали.

Уже в верхнем валанжине в районе Малохетской антиклинали появляются в значительном количестве минералы группы эпидота-цоизита. Но их содержание еще неустойчиво. Начиная с баррема на Малохетской антиклинали и с верхней свиты апт—альба на Яковлевском куполе, эпидот-цоизит становится главным минералом в тяжелой фракции и заменяет собой начало разрушения мощных метаморфических толщ (зеленокаменных пород).

К этому времени значение кислых пород для формирования Усть-Енисейской впадины ослабевает. Уже с келловея начинается падение содержания циркона, которое еще больше усиливается в мелу. С середины верхней юры начинает уменьшаться количество турмалина, с баррема падает апатит. Падение содержания циркона, турмалина и апатита продолжается до конца мезозоя.

С верхнего турона—коньяка в районе Малохетской антиклинали, с турона в районе р. Яковлевой и апт—альба в районе Сопочной Карги в тяжелой фракции появляется группа новых минералов — амфиболов. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой и группой актинолита-тремолита. Они имеют вид удлинённых зерен с зазубренными краями. Почти одновременно с амфиболами или немного позже в тяжелой фракции повышается содержание таких минералов, как ставролит и кианит и появляется силлиманит в виде тонкопризматических зерен. В альб — сеномане района Сопочной Карги появляется андалузит. Количество этих минералов в более высоких горизонтах разреза увеличивается, достигая в сумме 6,2% в обнажениях на р. Соленой, возраст пород в которых по спорам и пылице определяется как датский ярус — палеоцен (?).

Появление амфиболов и типичных метаморфических минералов связано с началом размытия новой группы метаморфических пород, содержащих эти минералы.

В верхнем морском мелу спорадически в отдельных горизонтах появляются пироксены (в районе р. Малой Хеты меньше 0,5%, в районе

р. Яковлевой — до 6%). Только на северо-западе Усть-Енисейской впадины в отдельных горизонтах пироксенов становится много. Но и здесь содержание их очень сильно варьирует. По-видимому, пироксены обогащают отдельные прослои.

В составе легкой фракции в пределах Малохетской антиклинали снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение кварца и уменьшение содержания разрушенных минералов и обломков пород. В районе р. Яковлевой кварца несколько меньше, но для морского нижнего мела сохраняется та же закономерность (обогащение кварцем вверх по разрезу). Начиная с турона, на севере Усть-Енисейской впадины убывает кварц, растет содержание полевых шпатов (калиевых и плагиоклазов, в том числе средних), разрушенных минералов и обломков пород. Такое распределение минералов легкой фракции по отдельным участкам Усть-Енисейской впадины указывает на то, что в мелу Малохетская антиклиналь была наиболее удалена от основного источника сноса, который находился на севере. Полевые шпаты в процессе переноса разрушались нацело и осадки обогащались кварцем. Источниками сноса могли быть метаморфические породы, на отдельных этапах происходило разрушение траппов, о чем свидетельствует присутствие иногда довольно значительного количества пироксенов.

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для выяснения особенностей геохимического состава пород проводился целый комплекс различных исследований, среди которых основная роль принадлежит химическим анализам, выполненным для алевритовых и глинистых пород. Особенно детально изучались глинистые породы, являющиеся индикаторами среды осадкообразования и наиболее чутко реагирующие на изменения, происходящие в осадке. Были сделаны следующие химические анализы: определения состава солянокислых вытяжек, водных вытяжек и поглощенного комплекса, определение величины рН и органического углерода. Из глинистых пород выделялась фракция меньше 0,001 мм, для которой производился силикатный анализ. Химические анализы были обработаны по методике, разработанной в Институте геологии Арктики Н. С. Спири, И. С. Грамбергом, Ц. Л. Вовк (1953, 1955). Состав глинистых минералов изучался при помощи метода окрашивания органическими красителями (Веденева, Викулова, 1952) и путем определения показателей преломления агрегатов одинаково ориентированных глинистых частиц по методу М. Ф. Викуловой. Кроме того, для тонкой фракции глин сделаны электронномикроскопические, рентгенографические и спектрографические исследования.

Так как окрашивание является наиболее простым способом, позволяющим определить приблизительный состав глинистых минералов, этот метод использовался для большинства образцов. Было окрашено 200 образцов. По результатам окрашивания для каждого стратиграфического подразделения образцы были разбиты на группы, характеризующиеся примерно одинаковым составом. Для отдельных представителей каждой группы проводились более детальные исследования (определение показателей преломления, изучение под электронным микроскопом, химические, рентгеноструктурные и спектрографические анализы). Эти исследования смогли дать более точные представления о составе глинистых минералов, а главное уловить в составе коллоидной фракции минералы, находящиеся в виде примеси.

Состав аутигенных минералов определялся только при минералогическом анализе.

При изучении особенностей химического состава пород отчетливо намечилось, что выделяются отдельные части разреза, характеризующиеся более или менее сходными чертами: нижняя юра, средняя юра, верхняя

юра, валанжин и готерив, баррем, апт — альб и альб—сеноман, турон—коньяк, сантон — кампан и маастрихт. Для этих частей разреза и будут приведены геохимические особенности пород.

### Нижний отдел юрской системы

Фракция меньше 0,001 мм глинистых пород нижней юры довольно постоянна и мало изменяется. Эти глины окрашиваются раствором метиленового голубого в фиолетово-синий и иногда темно-синий цвета, которые при добавке раствора хлористого калия сменяются темно-синим и сине-голубым. Темно-синий цвет, меняющийся от добавки KCl на сине-голубой, наблюдался в образцах, в которых при электронномикроскопических исследованиях обнаружена примесь нонtronита. Часто суспензия приобретает сероватые оттенки, связанные либо с тем, что имеется смесь глинистых минералов (что подтверждается электронномикроскопическими исследованиями), либо примесь органических веществ. Второе предположение также находит себе подтверждение, так как отложения нижней юры очень богаты органикой. Все исследовавшиеся образцы с KCl дают плотный осадок. По результатам окрашивания глины относятся к группе гидрослюдов с примесью органического вещества.

Под поляризационным микроскопом в тонких срезах наблюдаются удлинённо-пластинчатые агрегаты, у которых  $Np' = 1,571$ ,  $Ng' = 1,590$ . Величина двупреломления варьирует от 0,011 до 0,020. Такие константы характерны для гидрослюдов. Примесь каолинита, слюд и пирита незначительна и фиксируется только на снимках электронной микроскопии (рис. 49).

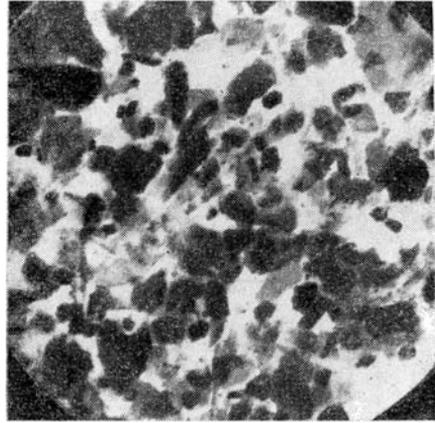


Рис. 49. Гидрослюда с примесью каолинита (верхний лейас—верхняя свита).  $\times 11\ 000^*$

Рентгенограмма обр. № 418 из среднего лейаса скв. 3-Р (Яворский, 1953) показала, что фракция менее 0,001 мм состоит в основном из гидрослюды типа гидромусковита. Такой же состав дает инфракрасная спектроскопия (Яворский, 1953).

Химический состав тонких фракций глин обрабатывался графическим путем. Принцип этого метода заключается в том, что вещественный состав глин может быть выражен суммой окислов  $R_2O$ ,  $RO$ ,  $R_2O_3$  и  $RO_2$ , которые составляют 99%. Эти окислы условно разделяются на две группы: «кислые» окислы  $RO_2$ ,  $R_2O_3$  и  $H_2O$  и «щелочные» окислы— $R_2O$ ,  $RO$  и  $H_2O$ . Для каждой группы окислов строится треугольник, в котором глинистые минералы располагаются в пределах определенных полей, в зависимости от их химического, а следовательно, и минералогического состава. На соответствующих проекциях откладываются оптические константы. На диаграмме фигуративные точки химических анализов глин нижней юры попадают в поле гидрослюдов и гидрослюдов с примесью каолинита (рис. 50). Таким образом, комплекс всех проведенных исследований приводит к выводу, что основным глинистым минералом, слагающим фракцию меньше 0,001 мм, является гидрослюда. Примесь каолинита встречается наиболее часто. Остальные минералы присутствуют в очень небольшом количестве и редко.

Аутигенные минералы нижней юры представлены главным образом железисто-карбонатными агрегатами, анкеритом, минералами группы

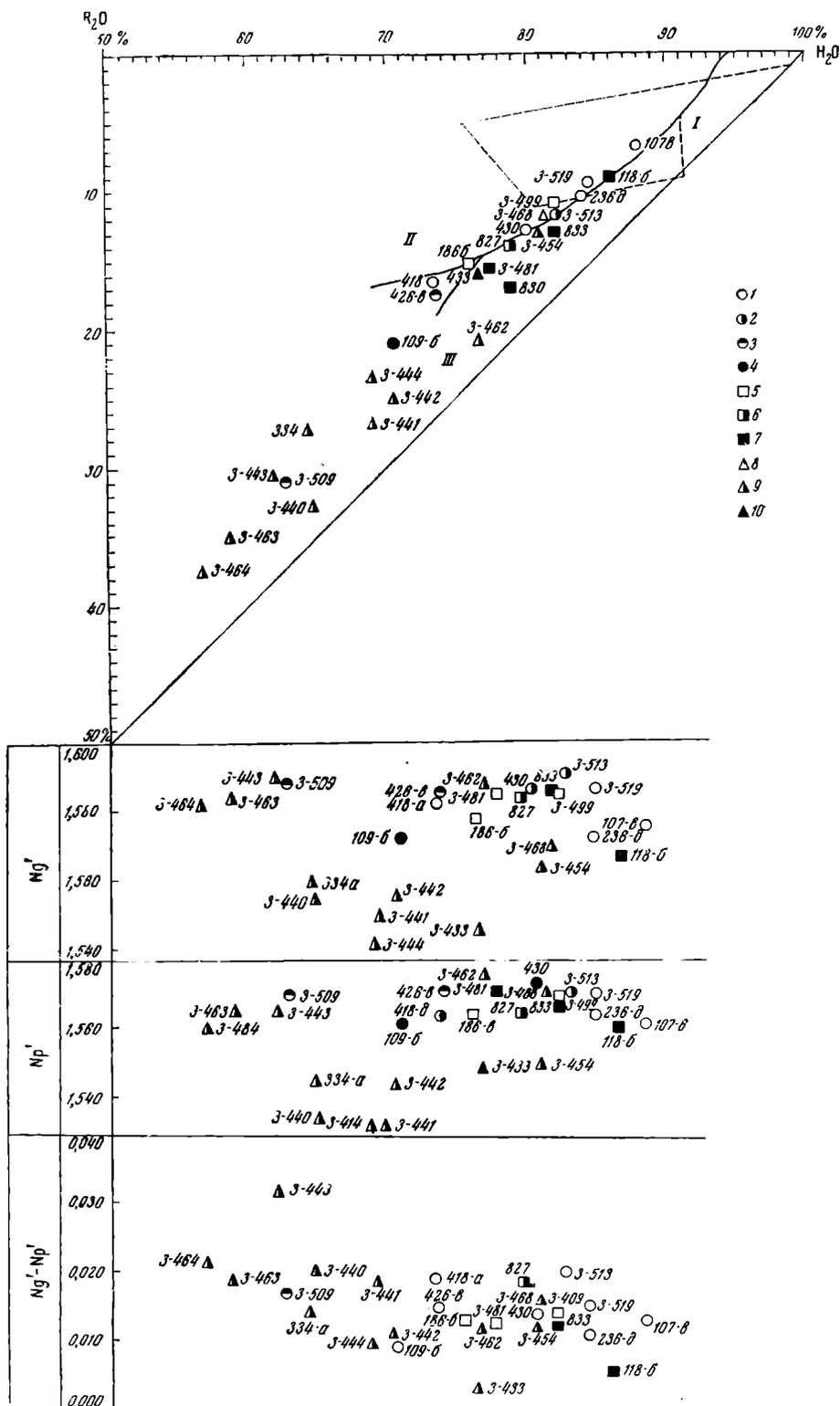


Рис. 50. Диаграмма химического состава и оптических свойств фракции  $< 0,001 \text{ мм}$  юрских отложений Усть-Енисейской впадины  
 I—поле каолинита; II—поле гидрослюда; III—поле бейделлита и монтмориллонита

Нижняя юра: 1—средний лейас (нижняя свита); 2—средний лейас (верхняя свита); 3—верхний лейас (нижняя свита); 4—верхний лейас (верхняя свита); средняя юра: 5—аален (нижняя свита); 6—аален (верхняя свита); 7—байос; верхняя юра: 8—оксфорд; 9—кимеридж; 10—верхний волжский ярус  
 Образцы на этой диаграмме и на рис. 52, 57 и 58, взятые из коллекции А. С. Запорожцевой, имеют перед номером образца букву „з“.

анкерита-мезитита, кальцитом, доломитом (редко) и пиритом. Преимущественно карбонатный состав аутигенных минералов связан с высоким содержанием органического углерода (до 1,87%). Состав легкорастворимых солей также показывает высокое содержание в нижнеюрских глинах карбонатного и гидрокарбонатного ионов (рис. 51). Вследствие этого

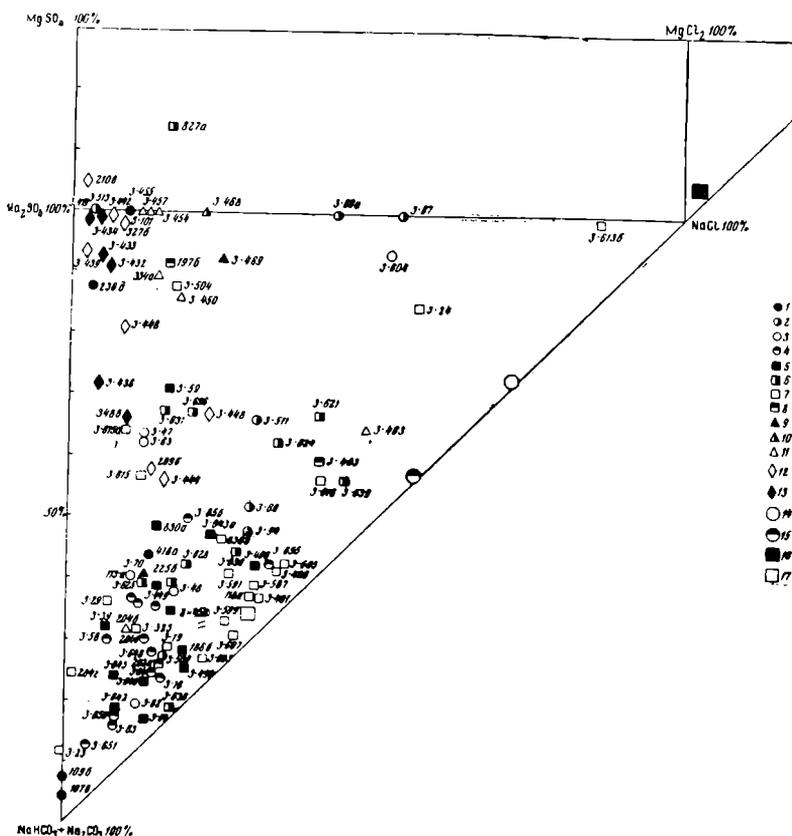


Рис. 51. Диаграмма химического состава легкорастворимых солей юрских пород и пластовых вод Малохетской антиклинали

Возраст водных вытяжек из пород: 1—средний лейас (нижняя свита); 2—средний лейас (верхняя свита); 3—верхний лейас (нижняя свита); 4—верхний лейас (верхняя свита); 5—аален (нижняя свита); 6—аален (верхняя свита); 7—байос; 8—бат; 9—келловей; 10—оксфорд; 11—кимеридж; 12—нижний волжский ярус; 13—верхний волжский ярус. Возраст пластовых вод: 14—верхний лейас (нижняя свита); 15—верхний лейас (верхняя свита); 16—аален (нижняя свита); 17—байос

анализы водных вытяжек на диаграмме сдвигаются к вершине треугольника  $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ . Только небольшое количество образцов располагается вблизи стороны треугольника  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4$ . Такое смещение объясняется повышенным содержанием сульфатного иона, которое, по-видимому, следует связывать с окислением пирита, содержащегося в этих образцах в большом количестве.

В нижней юре снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение содержания иона хлора. В нижней свите среднего лейаса хлор в среднем составляет 0,389 мг-экв, в верхней свите — 0,480 мг-экв, в нижней свите верхнего лейаса — 0,644 мг-экв, в верхней свите — 0,392 мг-экв. Величина pH изменяется от 7,91 до 8,4. Состав обменного комплекса (имеется только один анализ из нижней свиты среднего лейаса — рис. 52, 53) характеризуется сравнительно высоким содержанием калия. В отложениях нижней юры среднее содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  6,58%,  $\text{MnO}$  0,08%,  $\text{TiO}_2$  1,3%.

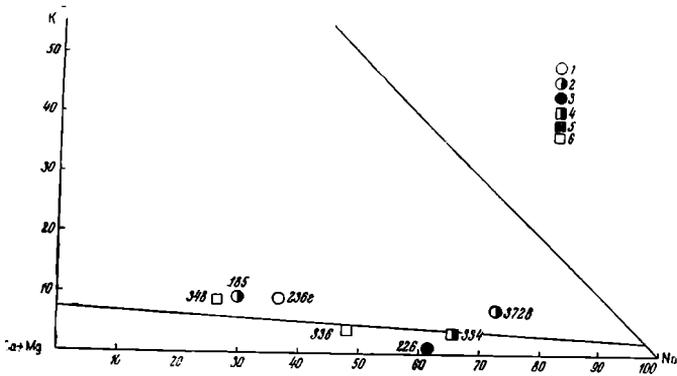


Рис. 52. Диаграмма соотношений поглощенных катионов в юрских глинах Малохетской антиклинали  
 1—средний лейас (нижняя свита); 2—аален (нижняя свита); 3—бат; 4—кимеридж; 5—нижний волжский ярус; 6—верхний волжский ярус

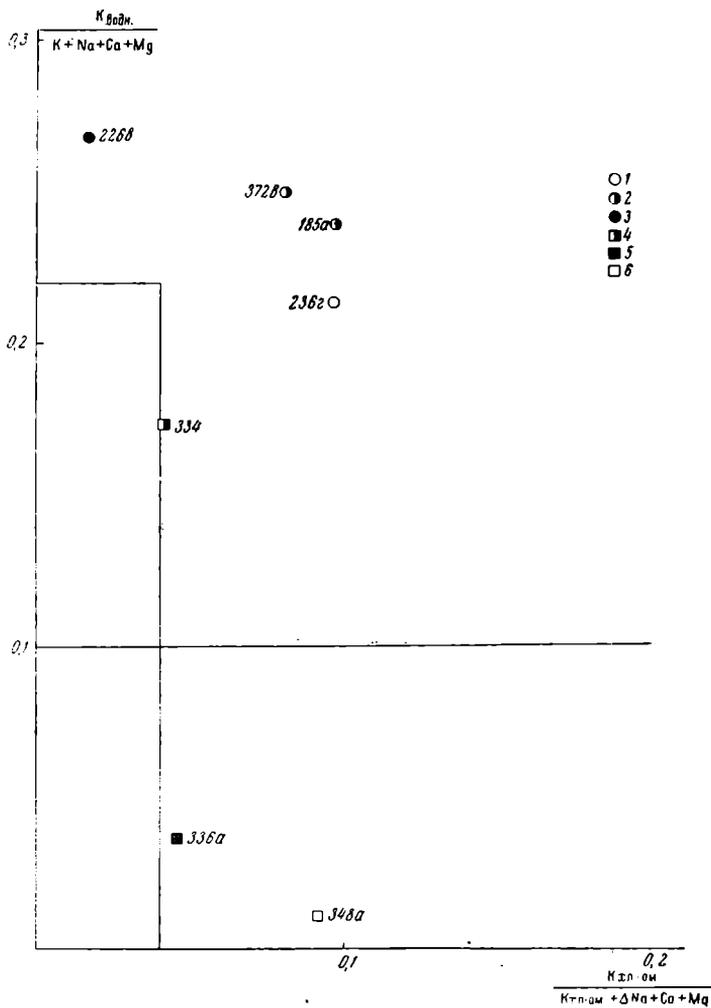


Рис. 53. Изменение относительного содержания калия в легкорастворимых солях и поглощенном комплексе юрских глин Малохетской антиклинали  
 1—средний лейас (нижняя свита); 2—аален (нижняя свита); 3—бат; 4—кимеридж; 5—нижний волжский ярус; 6—верхний волжский ярус

Состав глинистых минералов средней юры более разнообразен и изменчив, чем нижней юры.

Как правило, среднеюрские глины окрашиваются раствором метиленового голубого в фиолетовые, сине-фиолетовые цвета, которые при добавке KCl становятся темно-синими, фиолетово-синими и сине-голубыми. Очень редкие глины от метиленового голубого окрашиваются в сине-голубой цвет, изменяющийся от KCl на голубой. Несколько образцов глин из байосских отложений метиленовым голубым окрашиваются в фиолетовый цвет, который почти не меняется от раствора хлористого калия. Эти образцы глин не окрашиваются солянокислым бензидином. Все окрашивавшиеся образцы дают плотный осадок. Судя по результатам окрашивания, фракция  $< 0,001$  мм среднеюрских глин сложена главным образом гидрослюдой. В двух случаях (глины байоса) констатируется каолинит. Для средней юры, как и для нижней, характерны сероватые оттенки суспензии, обусловленные как примесью органического вещества, так и наличием смеси нескольких глинистых минералов. И то и другое подтверждается более точными методами исследования тонкой фракции.

Под поляризационным микроскопом в тонких срезах выделяются два типа агрегатов:

1. Удлиненно-пластинчатые агрегаты, у которых  $Ng' = 1,576—1,586$ ,  $Np' = 1,560—1,572$ ,  $Ng - Np = 0,013—0,019$  (константы гидрослюды).

2. Мелкие или менее изометричной формы агрегаты, иногда слабо удлиненные, для которых  $Ng' = 1,576$ ,  $Np' = 1,561$ , а двупреломление составляет всего 0,006 (константы, свойственные каолиниту).

Электронномикроскопические исследования показывают, что тонкая фракция большинства образцов глин сложена гидрослюдой с примесью каолинита, нонтронита, органического вещества и карбонатов. Примесь эта в общем незначительна, только в одном образце (рис. 54) устанавливается, что основным минералом является каолинит.

На диаграмме фигуративные точки химических анализов среднеюрских глин попадают главным образом в поле гидрослюды и гидрослюды с примесью каолинита. Только один образец попадает в поле каолинита (см. рис. 50).

Рентгеноструктурный и спектрографический анализы образцов № 827а (аален) и № 833 (байос) из скв. 9-Р (Яворский, 1953) показали, что в составе этих глин присутствуют магнезиальные минералы типа гидрослюды и карбонаты.

Весь комплекс проведенных исследований дает возможность утверждать, что фракция  $< 0,001$  мм глин средней юры сложена главным образом гидрослюдой с незначительной примесью каолинита, нонтронита, карбонатов и органического вещества. Примесь каолинита наиболее существенна и встречается чаще. Но, однако, все минералы, встречающиеся в виде примеси, обнаруживаются только точными методами исследования.

Среди глин средней юры в байосе наблюдаются прослои каолинитовых или преимущественно каолинитовых глин, присутствие которых также

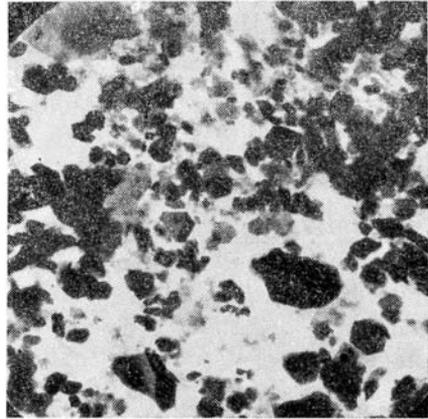


Рис. 54. Каолинит с примесью гидрослюды (байос).  $\times 11000^*$

подтверждается определениями глинистых минералов, проведенными всеми методами.

Преобладание карбонатов (сидерит, анкерит, минералы группы анкерита-мезитита, доломит и кальцит) среди группы аутигенных минералов наблюдается в аалене. В байосе содержание карбонатов лишь не намного выше, чем пирита. А в бате пирит несколько превалирует над карбонатами. Однако содержание карбонатов еще продолжает оставаться высоким. Отложения средней юры наиболее богаты органическим веществом. Содержание органического углерода достигает 2,66% (в среднем). При анализе легкорастворимых солей устанавливается высокое содержание карбонатного и гидрокарбонатного ионов. Как видно на диаграмме, почти все фигуративные точки анализов водных вытяжек из среднеюрских пород сдвигаются к вершине треугольника  $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ . Только для единичных образцов фигуративные точки приближаются к вершине треугольника  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , показывая повышенное содержание сульфатного иона (см. рис. 51). В содержании иона хлора наблюдается следующая закономерность: в нижней свите аалена среднее содержание хлора составляет 0,538 мг-экв, в верхней свите падает до 0,325 мг-экв. Затем в байосе оно вновь возрастает до 0,718 мг-экв и в бате падает до 0,478 мг-экв. Величина pH постепенно увеличивается снизу вверх по разрезу от 7,53 до 8,61. Состав обменного комплекса отложений нижней свиты аалена и бата характеризуется высоким содержанием натрия (см. рис. 52, 53). В осадках средней юры среднее содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  составляет 6,81%;  $\text{MnO}$  — 0,1%;  $\text{TiO}_2$  — 1,2%.

### Верхний отдел юрской системы

Для всей верхней юры состав глинистых минералов непостоянен. Глины келловей и оксфорда окрашиваются раствором метиленового голубого в фиолетовые цвета, которые изменяются от раствора хлористого калия на голубые. В пробирках, в которые добавлялся  $\text{KCl}$ , выпадает плотный осадок.

Под поляризационным микроскопом наблюдаются удлиненно-пластинчатые агрегаты, у которых  $N_{g'} = 1,581—1,587$ ;  $N_{p'} = 1,571—1,574$ ;  $N_{g'} - N_{p'} = 0,016—0,017$ . Результаты окрашивания и определения оптических констант свидетельствует о преимущественно гидрослюдистом составе фракции менее 0,001 мм. При электронномикроскопических исследованиях устанавливается, что в составе глин присутствует гидрослюда, иногда с примесью измененного каолинита. На диаграмме химического состава (см. рис. 50) видно, что образец глины оксфорда располагается в поле гидрослюдистых глин.

Начиная с кимериджа, происходят изменения в составе глинистых минералов. Раствором метиленового голубого эти глины тоже окрашиваются в фиолетовые, сине-фиолетовые и редко темно-синие цвета, которые от добавки  $\text{KCl}$  изменяются на темно-синий, синий, фиолетово-синий и голубой. Но в отличие от глин нижележащих горизонтов, эти глины дают слабо гелевидный осадок.

Под поляризационным микроскопом, наряду с удлиненно-пластинчатыми агрегатами, характерными для гидрослюдов, встречаются расщепленные и слабо веерообразные. Оптические константы варьируют в значительных пределах:  $N_{g'}$  от 1,541 до 1,588;  $N_{p'}$  от 1,532 до 1,576;  $N_{g'} - N_{p'}$  от 0,004 до 0,032. Как видно из приведенных цифр оптических свойств, состав фракции менее 0,001 мм, начиная с кимериджа, очень изменчив. Это же подтверждается и другими исследованиями. При электронной микроскопии в составе тонких фракций обнаружены бейделлит и гидрослюда, из которых то один, то другой минерал является преобладающим. Даже в случае преобладания бейделлита при окрашивании цвет суспензии и осадка не имеет зеленого оттенка. Образцы глин,

у которых  $Ng'$  опускается ниже 1,588, сложены преимущественно бейделлитом, а образцы, у которых  $Ng'$  колеблется в пределах от 1,560 до 1,588, состоят главным образом из гидрослюды. Преобладание того или иного минерала по-разному сказывается на величине двупреломления. В первом случае примесь гидрослюды нередко понижает двупреломление агрегатов до 0,009—0,004. Бейделлит же, присутствующий в виде примеси в гидрослюде, повышает двупреломление агрегатов. В составе глины кимериджа при электронномикроскопических исследованиях обнаружен глауконит. Глауконит обычно присутствует в смеси с гидрослюдой, в отдельных случаях являясь преобладающим минералом. Примесь глауконита увеличивает двупреломление агрегатов: в образцах, сложенных преимущественно гидрослюдой, двупреломление равно 0,018—0,022, в случае преобладания глауконита двупреломление повышается до 0,032.

Образцы глин, фракция менее 0,001 мм которых сложена смесью гидрослюды и глауконита, имеют  $Ng'=1,582—1,590$ ;  $Np'=1,560—1,565$ .

Кроме описанных выше основных минералов, в составе фракции менее 0,001 мм, по данным электронномикроскопических исследований иногда присутствуют нонтронит, каолинит (?) и пирит (рис. 55).

На диаграмме химического состава (см. рис. 50) глины кимериджа, нижнего волжского и верхнего волжского ярусов располагаются в поле бейделлитовых глин с той или иной примесью гидрослюд. Образцы глин, содержащие глауконит, смещаются к вершине треугольника.

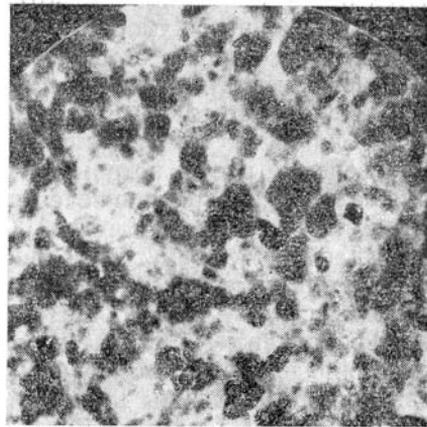


Рис. 55. Бейделлит с примесью слюды, гидрослюды, нонтронита и пирита (кимеридж).  $\times 11\,000^*$

В результате всех проведенных исследований устанавливается, что тонкая фракция глин келловея и оксфорда сложена гидрослюдой с незначительной примесью измененного каолинита. Последний, по данным А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелиной, фиксируется только при электронной микроскопии. Начиная с кимериджа и до конца юры, существенное значение среди глинистых минералов приобретает бейделлит, который иногда становится основным минералом. Глауконит присутствует в некоторых образцах кимериджа.

Аутигенные минералы верхней юры представлены главным образом пиритом. Карбонаты (железисто-карбонатные агрегаты, анкерит и кальцит) встречаются в небольшом количестве. Кроме того, присутствуют глауконит и шамозит. Наибольшая концентрация этих минералов обнаружена в кимеридже и нижнем волжском ярусе. Единичные зерна отмечаются по всей верхней юре. Содержание органического углерода в верхней юре самое низкое из всех отложений юры (1,29—1,43). Понижение содержания органического углерода происходит еще в бате. В бате же происходит изменение в соотношении аутигенных минералов.

Состав легкорастворимых солей верхнеюрских отложений характеризуется высоким содержанием сульфатного иона. Фигуративные точки анализов верхнеюрских пород обособляются у вершины треугольника  $Na_2SO_4$  (см. рис. 51).

Количество иона хлора в верхнеюрских отложениях довольно изменчиво. В келловее среднее содержание хлора 0,635 мг-экв, в оксфорде — 1,073 мг-экв (один анализ), в кимеридже 0,778 мг-экв, в нижнем волжском ярусе 0,659 мг-экв и в верхнем волжском ярусе — 0,402 мг-экв.

Величина рН для отложений верхней юры сравнительно постоянна и колеблется в пределах 7,32—7,42.

В обменном комплексе образцов кимериджа и нижнего волжского яруса сравнительно много натрия, а в образце из верхнего волжского яруса — калия (см. рис. 52, 53). Среднее содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,19%,  $\text{MnO}$  — 0,04%,  $\text{TiO}_2$  — 1,2%.

### Нижнемеловые морские отложения (валанжин—готерив)

Глины валанжина и готерива имеют преимущественно бейделлитово-гидрослюдистый состав. По результатам окрашивания эти глины отличаются от верхнеюрских тем, что нередко приобретают зеленую окраску. Глины валанжина раствором метиленового голубого окрашиваются в фиолетовые, реже в фиолетово-синие и темно-синие цвета, которые от добавки насыщенного раствора хлористого калия изменяются на голубые, синие, зеленовато-голубые и зеленые. Глины готерива уже раствором метиленового голубого окрашиваются, как правило, в голубовато-зеленые и зеленые цвета, которые от раствора хлористого калия становятся темно-зелеными и травяно-зелеными. Характер осадка гелевидный в различной степени и реже плотный. Среди глин валанжина плотный осадок наблюдался чаще, чем среди глин готерива. Уже по результатам окрашивания органическими красителями устанавливается, что основным минералом в составе глин нижнего мела, особенно начиная с готерива, является бейделлит. По характеру оптических свойств глины нижнего мела делятся на две основные группы. У первой группы, характеризующей главным образом глины валанжина, наблюдаются удлиненно-пластинчатые агрегаты, имеющие  $Ng' = 1,575—1,572$ ;  $Np' = 1,562$ ;  $Ng' - Np' = 0,010—0,013$ . По данным электронномикроскопического исследования фракция менее 0,001 мм этих глин сложена гидрослюдой с примесью каолинита.

Вторая наиболее часто встречающаяся группа сложена расщепленными слабо веерообразными агрегатами, у которых  $Ng' = 1,565—1,557$ ;  $Np' = 1,542—1,538$ ;  $Ng' - Np' = 0,015—0,028$ .

Только в одном образце под микроскопом наблюдались мелкие неправильной формы агрегаты, имеющие  $Ng' = 1,567$ ;  $Np' = 1,558$ ;  $Ng' - Np' = 0,009$ . При электронномикроскопическом исследовании в этом образце фиксируется смесь гидрослюды и каолинита. Рентгенографический и спектрографический анализы показывают, что этот образец состоит из кварца и гидрослюды. Отмечается большое количество воды.

На диаграмме химического состава (рис. 56) глины нижнего морского мела располагаются в поле бейделлитовых и бейделлитово-гидрослюдистых глин.

В результате всех проведенных исследований можно сделать вывод о том, что в составе глин валанжина имеется смесь гидрослюды и бейделлита, иногда с незначительной примесью каолинита. Гидрослюда, по крайней мере в некоторых образцах, преобладает над бейделлитом. Начиная с готерива, основным минералом в составе фракции менее 0,001 мм является бейделлит.

При окрашивании нижнемеловых глин цвета обычно довольно чистые. Так как и для этих глин характерна смесь глинистых минералов, то, по-видимому, чистые цвета вызваны сравнительно невысоким содержанием органики. И действительно, содержание органического углерода в отложениях нижнего морского мела самое низкое из всего разреза мезозоя (не превышает в среднем 1,0%, а в некоторых случаях в среднем по сите опускается до 0,74%).

Аутигенные минералы состоят главным образом из пирита. Карбонаты пользуются незначительным распространением. Они представлены железисто-карбонатными агрегатами и реже анкеритом и кальцитом. Со-

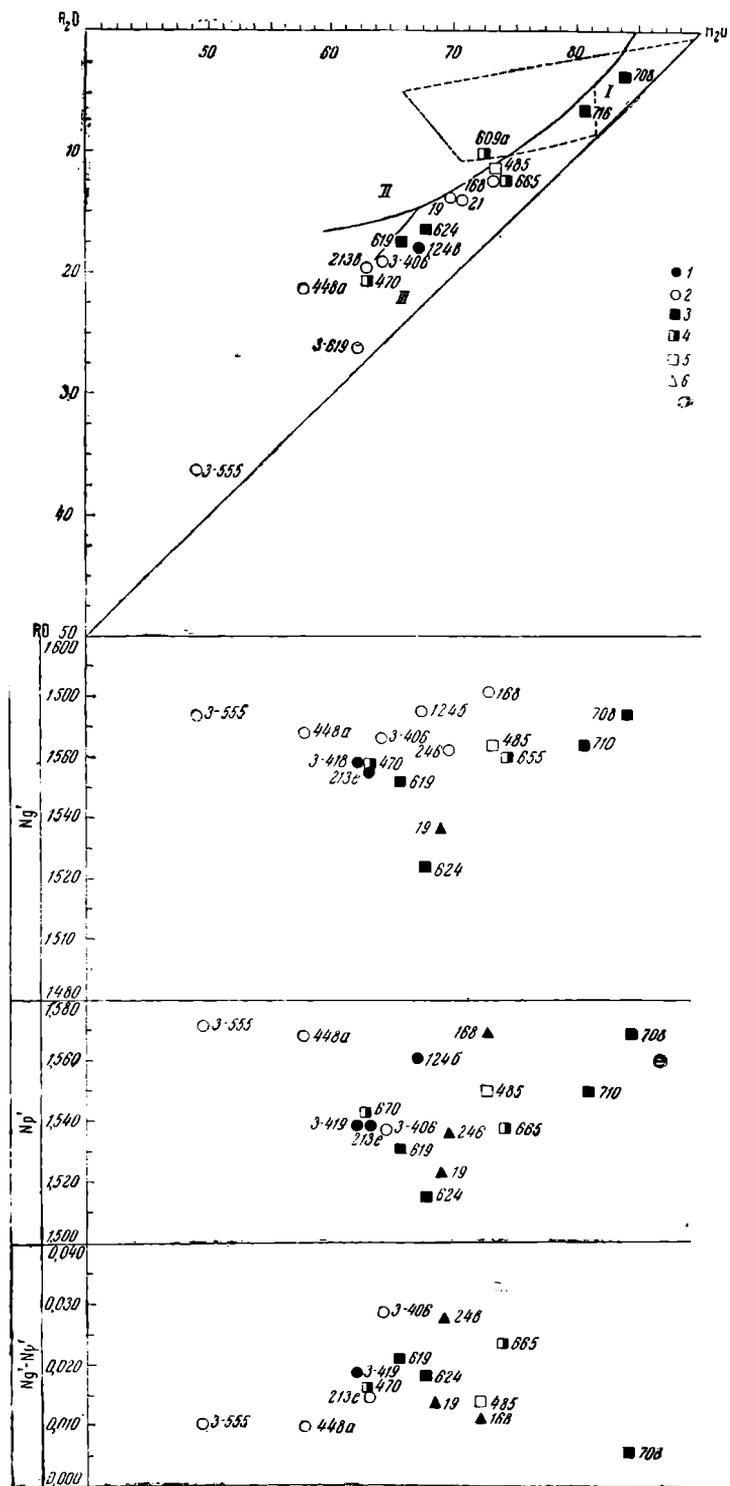


Рис. 56. Диаграмма химического состава и оптических свойств фракции  $<0,001\text{ мм}$  меловых отложений Усть-Енисейской впадины

I—поле каолинита; II—поле гидрослюда; III—поле бейделлита и монтмориллонита; нижний мел: 1—нижний и средний валанжин; 2—верхний валанжин; 3—баррем (?); 4—апт-альб (?); верхний мел: 5—альб-сеноман; 6—сантон-кампан



В районе р. Яковлевой, по данным И. П. Лугинца и А. И. Бочарниковой, тонкая фракция глин описываемой части разреза сложена преимущественно смесью бейделлита и гидрослюды с примесью каолинита, монтмориллонита, опала, кальцита и реже глауконита. Эти отложения характеризуются сравнительно высоким содержанием окислов железа (4,11%) и довольно небольшим количеством органического вещества (0,8%). Аутигенных минералов мало. Представлены они главным образом пиритом и в меньшей мере железистыми карбонатами. Состав легкорастворимых солей свидетельствует об обогащении отложений карбонатными и гидрокарбонатными ионами. Содержание хлора в составе легкорастворимых солей низкое (0,25 мг-экв). Величина  $pH$  в среднем составляет 8,4%. В осадках нижнего морского мела  $Fe_2O_3$  составляет в среднем 4,11%,  $MnO$ —0,072%,  $TiO_2$ —1,62%.

### Меловые угленосные отложения (баррем—сеноман)

В пределах Малохетской антиклинали состав глинистых минералов описываемой части разреза сильно изменчив. В одной и той же скважине на сравнительно коротком (до 5 м) расстоянии по вертикали наблюдается смена одного глинистого минерала другим.

Среди глин угленосной толщи выделить следующие группы.

Первая группа глин, пользующаяся наибольшим распространением, окрашивается раствором метиленового голубого в различные оттенки фиолетово-синего цвета. При добавлении нескольких капель насыщенного раствора хлористого калия осадок приобретает зеленую окраску. Для этих глин характерен гелевидный осадок. При взбалтывании пробирки, в которой выпал осадок, цвет обычно становится более зеленым. Под поляризационным микроскопом наблюдаются удлинено-пластинчатые агрегаты с расщепленными концами, иногда веерообразные.  $Ng'$  колеблется от 1,566 до 1,555,  $Np'$  от 1,542 до 1,530 двупреломление — от 0,015 до 0,025. Судя по результатам окрашивания и определения оптических констант, глины сложены смесью гидрослюды и бейделлита.

Вторая группа глин раствором метиленового голубого окрашивается в голубовато-зеленые и различные оттенки зеленого цвета, которые от  $KCl$  приобретают более интенсивную зеленую окраску. Эти глины дают гелевидный осадок. В тонких срезах агрегаты одинаково ориентированных частиц имеют гармошковидную, веерообразную и нередко удлинено-пластинчатую форму, у которых  $Ng' = 1,567—1,553$ ;  $Np' = 1,551—1,533$ ;  $Ng'—Np' = 0,016—0,024$ . По данным окрашивания и определения оптических констант основным минералом в этой группе глин является бейделлит. При рентгеноструктурном и спектрографическом анализе обр. № 470<sub>a</sub> и 665<sub>a</sub> (апт—альб скв. 106-К и 18-К) в составе глин обнаружены гидрослюды, содержащие магний, кварц, а в образце № 665<sub>a</sub> и монтмориллонит (Яворский, 1953). Электронномикроскопические исследования фиксируют в составе глин этой группы смесь ферригаллуазита, бейделлита, монтмориллонита, каолинита и гидрослюды. Количественные соотношения минералов различны, но основными являются ферригаллуазит, бейделлит и монтмориллонит.

Наиболее редко встречается третья группа глин, которая раствором метиленового голубого окрашивается в фиолетово-синие и синие цвета, изменяющиеся от добавки  $KCl$  на синие и голубые. Эти глины дают слабо гелевидный и иногда плотный осадок.

По оптическим константам и электронной микроскопии среди глин также выделяются две группы. Для первой характерны гармошковидные и веерообразные агрегаты, у которых  $Ng' = 1,534$ ;  $Np' = 1,516$ , а  $Ng'—Np' = 0,018$ . В этой группе глин основным минералом является монтмориллонит. У второй группы наблюдались удлинено-пластинчатые или неправильной формы агрегаты с  $Ng' = 1,566—1,575$ ;  $Np' = 1,551—1,569$

и двупреломлением 0,006—0,015. Эти константы свойственны каолиниту и гидрослюде. На снимках электронной микроскопии в составе глин первой группы обнаружена смесь ферригаллуазита, монтмориллонита и каолинита (рис. 60); в составе глин второй группы — каолинит и смесь каолинита и гидрослюды.

На диаграмме химического состава тонкой фракции глин точки располагаются главным образом в поле бейделлитовых глин. Единичные точки попадают в поле каолинита и смеси каолинита с гидрослюдой (см. рис. 56). Таким образом, весь комплекс проведенных исследований позволяет сделать следующие выводы о составе глин угленосной толщи.

Наибольшим распространением в составе фракции менее 0,001 мм пользуются бейделлит, монтмориллонит и ферригаллуазит. Каолинит и гидрослюды встречаются в виде незначительной примеси. Последние

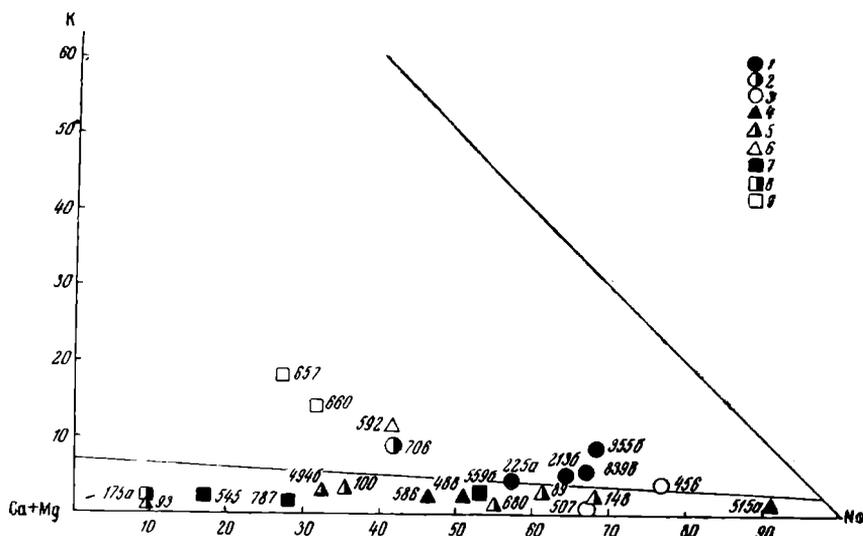


Рис. 58. Диаграмма соотношений поглощенных катионов в глинах меловых отложений Усть-Енисейской впадины

1—нижний и средний валанжин; 2—верхний валанжин; 3—готерив (?); 4—баррем (?); 5—апт—альб (?); 6—альб—сеноман (?); 7—турон—коньяк; 8—сантон—кампан; 9—маастрихт

два минерала найдены в больших количествах, т. е. составляют в основном фракцию менее 0,001 мм только в барреме. Аутигенные минералы в угленосной толще мела немногочисленны. Преимущественным распространением пользуются железисто-карбонатные агрегаты. Более редки анкерит и кальцит. Пирит имеется во всех свитах, но наиболее типичен для отложений апт—альба.

Состав легкорастворимых солей для этой части разреза довольно изменчив. Однако основная масса точек концентрируется либо вблизи вершины треугольника NaCl, либо в центре треугольника, обогащаясь карбонатным, гидрокарбонатным и сульфатным ионами (см. рис. 57). Содержание иона хлора в угленосной толще высокое: в барреме — 3,389 мг-экв, в апт—альбе — 0,772 мг-экв, в альб—сеномане 1,569 мг-экв. Величина pH возрастает от 7,8 в барреме до 8,11 в апт—альбе и 8,26 в альб—сеномане. В описываемых отложениях сравнительно много органического углерода (до 1,45 в апт—альбе). Все исследуемые образцы в обменном комплексе имеют низкое содержание калия (см. рис. 58, 59). Среднее содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 4,38%, MnO — 0,02%, TiO<sub>2</sub> — 1,06%.

В районе р. Яковлевой, по данным И. П. Лугинца и А. И. Бочарниковой, фракция менее 0,001 мм сложена бейделлитом с примесью гидрослюды, каолинита, опала и органического вещества. В отложениях угле-

носной толщи резко сокращается содержание  $Fe_2O_3$  (в среднем до 2,61%), продолжает падать количество органического углерода (до 1,7%). Величина рН колеблется мало, составляя в среднем 8,7. Аутиген-

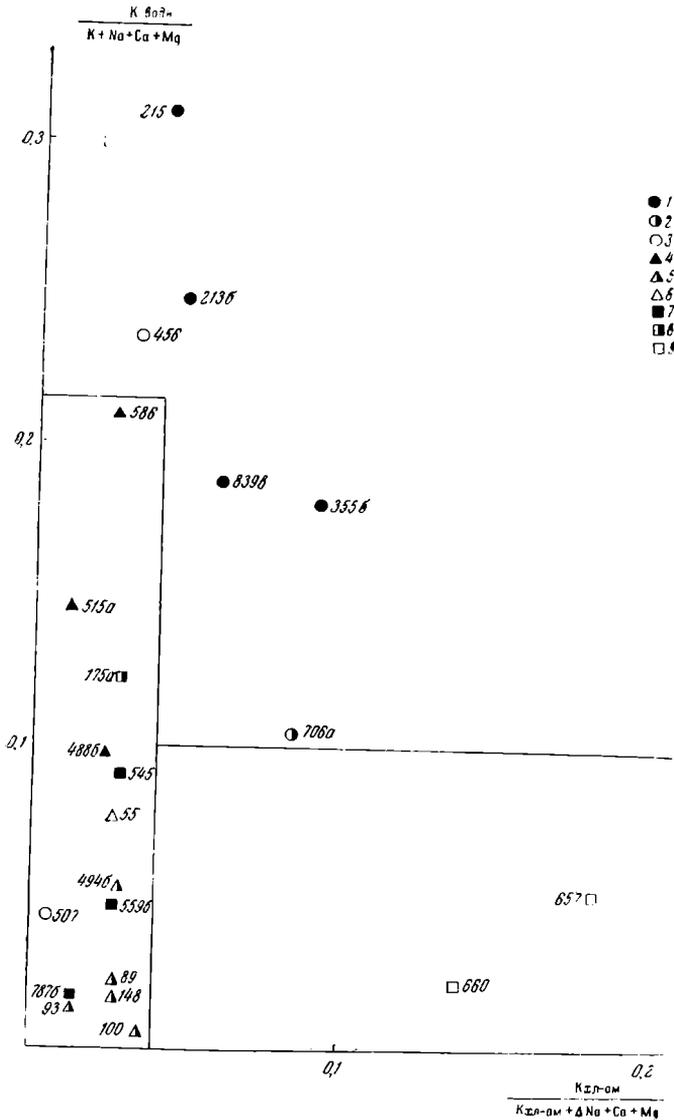


Рис. 59. Изменение относительного содержания калия в легкорастворимых солях и поглощенном комплексе меловых глин Усть-Енисейской впадины

1 — нижний и средний валанжин; 2 — верхний валанжин (?); 3 — готерв (?); 4 — баррем (?); 5 — апт — альб (?); 6 — альб — сеноман (?); 7 — турон — коньяк; 8 — сантон — кампан; 9 — маастрихт

ные минералы представлены главным образом железистыми карбонатами. Состав легкорастворимых солей изменчив. Однако наблюдается некоторая тенденция к концентрации точек вблизи гипотенузы треугольника  $Na_2CO_3 + NaHCO_3 - NaCl$  со смещением к вершине карбонатов натрия. Содержание иона хлора низкое. В среднем по угленосной толще — 0,83 мг-экв. При этом следует указать, что для отложений до сеномана эта величина не превышает 0,75 мг-экв, а обычно колеблется в пределах 0,1—0,3 мг-экв и только, начиная с сеномана, повышается до 2—4 мг-экв,

а в отдельных случаях до 9,38 мг-экв. Среднее содержание  $Fe_2O_3$  — 2,61%,  $MnO$  — 0,03%,  $TiO_2$  — 1,46%.

Для глин угленосной толщи района Сопочной Карги производилось только окрашивание. Почти все образцы метиленовым голубым окраши-

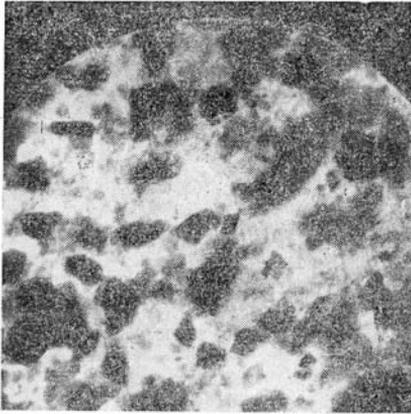


Рис. 60. Ферригаллаузит с примесью каолинита и слюды (анг—альб ?).  
 $\times 11\ 000^*$

ваются в голубовато-зеленый или чаще синевато-зеленый цвет, изменяющийся от добавки  $KCl$  на яркий темно-зеленый цвет, характерный для бейделлитов. Только один образец окрасился в серовато-голубой цвет, который от добавки  $KCl$  сделался голубовато-серым с зеленым оттенком. При взбалтывании зеленый оттенок становится более интенсивным. Все глины дают гелевидный осадок. Судя по результатам окрашивания, глины имеют преимущественно бейделлитовый состав. В отдельных образцах присутствует примесь гидрослюды.

Аутигенных минералов очень мало. Только в альб—сеномане количество их немного повышается. Представлены они железисто-карбонат-

### Верхнемеловые морские отложения (турон—маастрихт)

Как уже отмечалось, отложения морского верхнего мела в пределах Усть-Енисейской впадины встречены на различных, удаленных друг от друга участках. Поэтому описание этих отложений будет дано отдельно.

На Малохетской антиклинали имеется только турон—коньяк. Глины турон—коньяка раствором метиленового голубого окрашиваются в фиолетово-синие и фиолетовые цвета, которые от прибавления  $KCl$  становятся темно-синими, синими и фиолетовыми. Под поляризационным микроскопом в тонких срезах агрегаты одинаково ориентированных частиц имеют удлиненно-пластинчатую форму,  $Ng'$  этих агрегатов колеблется от 1,578 до 1,575;  $Np'$  от 1,563 до 1,561, а двупреломление от 0,014 до 0,015, что соответствует гидрослюдам.

Из района селения Лузина определялся один образец, который окрасился раствором метиленового голубого в темно-зеленый цвет, изменившийся от  $KCl$  на травяно-зеленый. Под микроскопом наблюдались удлиненнопластинчатые агрегаты,  $Ng'$  которых равно 1,569,  $Np'$  1,554, а величина двупреломления измеряется 0,015. По данным окрашивания, этот образец сложен бейделлитом. Повышение показателя преломления и сравнительно небольшая величина двупреломления указывают, по-видимому, на примесь гидрослюды.

Глины из отложений сантона—кампа и маастрихта района между речья Большой и Малой Хеты (скважины и обнажения на р. Большой Лайде) окрашиваются раствором метиленового голубого в темно-синие, синие, голубовато-зеленые и зеленые цвета, меняющиеся от раствора хлористого калия на зеленые различных оттенков, синие и голубовато-зеленые. Под поляризационным микроскопом наблюдаются удлиненно-пластинчатые веерообразные агрегаты. У первых  $Ng' = 1,582$ ,  $Np' = 1,570$ ;  $Ng' - Np' = 0,012$ , у вторых  $Ng' = 1,569$ ,  $Np' = 1,554$ ,  $Ng' - Np' = 0,015$ . Константы первой группы отвечают гидрослюдам, во второй группе

по-видимому, имеется смесь бейделлита и гидрослюд. Электронномикроскопическое исследование образца № 168<sub>a</sub> обнаруживает в его составе гидрослюды с примесью нонтронита, пирита и слюды. На диаграмме фигуративные точки химического состава глин сантон—кампана и маастрихта попадают в поле гидрослюд и смеси гидрослюд и бейделлита (см. рис. 56).

Совершенно отлично ведут себя глины сантон—кампана, развитые в районе Сигирте-Надо. Эти глины, как правило, окрашиваются раствором метиленового голубого в ярко-синий цвет, не меняющийся от добавления KCl или в голубовато-зеленый цвет, также не изменяющийся от раствора хлористого калия. М. В. Викулова (1952) считает, что такие цвета свойственны смеси бейделлита и опала.

Под поляризационным микроскопом наблюдаются удлиненно-пластинчатые агрегаты с сильно колеблющимися оптическими константами:  $Ng' = 1,536-1,562$ ,  $Np' = 1,522-1,535$ ;  $Ng'-Np' = 0,014-0,027$ . Под электронным микроскопом фиксируется бейделлит с примесью гидрослюды, нонтронита и монтмориллонита. На диаграмме фигуративные точки химического состава глин попадают в поле бейделлита с примесью гидрослюд (см. рис. 56).

Как видно из изложенного выше, характер глинистых минералов в верхнем морском мелу различен для отдельных участков Усть-Енисейской впадины. В составе глин турон—коньяка Малохетской антиклинали основным минералом является гидрослюда, в районе селения Лузина появляется бейделлит. В сантон—кампане бейделлит приобретает большее значение и в некоторых образцах в районе междуречья Большой и Малой Хеты становится основным минералом. В районе Сигирте-Надо, судя по результатам окрашивания, в тонкой фракции, кроме глинистых минералов, среди которых преобладает бейделлит, встречается опал. Фракция менее 0,011 мм маастрихта на междуречье Большой и Малой Хеты сложена в основном бейделлитом.

По геохимической характеристике очень близки отложения турон—коньяка и сантон—коньяка и несколько отличны от них отложения маастрихта. В туроне—коньяке и сантон—кампане аутигенные минералы представлены пиритом, а в маастрихте — железистыми карбонатами. Кальцит очень редок. На диаграмме состава легкорастворимых солей рассматриваемые образцы располагаются либо вблизи вершины NaCl, либо в пределах квадрата  $Na_2SO_4-MgSO_4-MgCl_2-NaCl$ , отражая обогащение сульфатами и хлоридами магния и натрия (см. рис. 57).

Содержание хлора в легкорастворимых солях очень высокое для всей толщи морского верхнего мела. Для турон—коньяка и сантон—кампана среднее содержание хлора измеряется соответственно 2,559—1,207 мг-экв, а в маастрихте возрастает до 7,054 мг-экв. Величина pH изменяется от 7,25—7,74 в турон—коньяке и сантон—кампане до 8,37 в маастрихте. Аналогичная картина наблюдается и для обменного комплекса. В турон—коньяке и сантон—кампане калия мало и в маастрихте значительно больше (см. рис. 58, 59). Среднее содержание  $Fe_2O_3=5,27\%$ ,  $MnO=0,03\%$ ,  $TiO_2=0,9\%$ .

В районе р. Яковлевой, по данным И. П. Лугинца и А. И. Бочарниковой, фракция менее 0,001 мм турон—коньяка и сантон—кампана имеет бейделлитово-гидрослюдистый состав с примесью каолинита. Аутигенные минералы представлены пиритом. В описываемых отложениях очень резко возрастает содержание  $Fe_2O_3$  (до 5,47%).

Содержание MnO составляет в среднем 0,02%,  $TiO_2=1,24\%$ . Количество органического углерода незначительное (0,52%). Легкорастворимые соли обогащены хлоридами и сульфатами натрия и магния (см. рис. 58). Очень высока в этих отложениях концентрация хлора (5,04 мг-экв).

В заключение можно сделать следующие выводы.

В нижней и средней юре происходило интенсивное химическое выветривание, приводившее к разрушению трапповых минералов, полевых шпатов, пироксенов, черных рудных (титано-магнетит, ильменит, магнетит, хромит). Обогащение отложений нижней и средней юры окислами железа (6,58—6,81%, среднее по кларку 5,37%), марганца (0,08—0,10%, среднее по кларку — следы) и титана (1,2—1,3%, среднее по кларку — 0,56%) дает возможность предполагать, что, во-первых, в период отложения осадков нижней и средней юры климатические условия были примерно одинаковые. Во-вторых, эти условия были такими, при которых коллоиды не свертывались в почве, а удалялись из нее атмосферными и грунтовыми водами. Такие процессы наблюдаются при подзолообразовании, которое протекает в условиях умеренного влажного климата. Высокая концентрация окислов титана способствовала образованию титанистых неопределимых минералов, а железо выпадало в виде железистых карбонатов и пирита.

Следует иметь в виду, что содержание  $Fe_2O_3$  и  $MnO$  приводится по результатам солянокислых вытяжек, а  $TiO_2$  по результатам силикатного анализа.

Как уже отмечалось ранее, все отложения Усть-Енисейской впадины богаты титансодержащими минералами. В нижней и средней юре это неопределимые титанистые минералы и в меньшей степени лейкоксен и черные рудные. Начиная с верхней юры — это сфен, лейкоксен и черные рудные. Поэтому изменения в содержании в общем незначительны, но все же заметные (1,3% в нижней юре; 1,2% — в средней и верхней юре; 1,1% — в нижнем мелу; 1,0% — в угленосной толще и 0,9% — в морском верхнем мелу).

Более высокое содержание  $TiO_2$  в отложениях р. Яковлевой скорее всего объясняется различной методикой проведения анализов, так как, судя по минералогическим анализам, эти отложения менее богаты титансодержащими минералами, чем отложения района Малохетской антиклинали. Все же в Яковлевском районе наблюдается примерно такой же характер распределения окиси титана, как и для Малохетского района, т. е. тоже снижение снизу вверх по разрезу. В нижнем морском мелу  $TiO_2$  — 1,62%, в угленосной толще — 1,46%, в морском верхнем мелу — 1,24%.

В верхней юре, по-видимому, наступило некоторое потепление (образование оолитов шамозита, появление глауконита). Уменьшение содержания железа (до 5,19%) и марганца (до 0,04%) может быть связано как с начавшимся потеплением, которое ухудшало условия для миграции этих окислов, так и с уменьшением интенсивности сноса с платформы, а также с удалением источников сноса.

Л. В. Пустовалов (1940) устанавливает, что высшие окислы железа и марганца наиболее быстро выбывают из путей миграции и осаждаются более или менее одновременно. Окислы титана также, по-видимому, не выносятся намного дальше, чем окислы первых двух элементов. Подтверждение этого предположения можно найти в работе Н. М. Страхова (1947), который указывает, что нередко встречаются осадочные железорудные месторождения с высоким содержанием окиси титана. Обогащение титаном объясняется выветриванием пород, в которых в большом количестве присутствует титано-магнетит.

Потепление, начавшееся в верхней юре, продолжается и в мелу, особенно в период образования осадков угленосной толщи и верхнего морского мела. Об этом свидетельствуют наличие глауконита, оолитов шамозита, состав легкорастворимых солей, химический и петрографический состав углей. Уменьшение содержания окислов железа (до 3,0%), мар-

ганца (до 0,02%) и титана (до 0,9%) также может быть следствием более теплого климата, при котором затруднялись вынос и миграция коллоидов.

Сопоставление геохимических данных по Яковлевскому и Малохетскому районам позволяет сделать вывод, что осадки Яковлевского района отлагались в более мелководных условиях, чем осадки Малохетского района.

---

### Глава III. ФАЦИИ

Проведение фациального анализа юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины очень затруднено ограниченностью сведений об их пространственном изменении. Более богатый материал имеется для анализа изменения фаций во времени. Поэтому основное внимание придется уделить вопросу о том, как изменялся фациальный состав осадков на известных нам участках Усть-Енисейской впадины на протяжении юрского и мелового периодов. Установить же распределение фаций на всей площади впадины будет возможно лишь тогда, когда мы получим полные разрезы мезозоя не только на р. Енисее, но и на рр. Пясине, Хете, внутри Гыданского полуострова. В понятие фации различными исследователями вкладывается различное содержание. Авторы настоящей работы, подобно Ю. А. Жемчужникову (1948) и Л. Б. Рухину (1953), считают наиболее правильным рассматривать фации как совокупность вещественного состава осадков (литология и палеонтологическая характеристика) и условий их образования.

#### Нижний отдел юрской системы

##### *Средний лейас*

Разрез юрских отложений Малохетской антиклинали начинается со среднего лейаса. В основании среднего лейаса прибрежно-морские фации отсутствуют. Следовательно, среднелейасовое море трансгрессировало быстро. На размытую кровлю пород нижнего триаса в большинстве случаев непосредственно налегают глинистые осадки среднего лейаса, что свидетельствует о большой скорости погружения ранее существовавшей суши. Море не успело при этом абрадировать и все неровности рельефа суши, вследствие чего мощность нижней свиты среднего лейаса испытывает в районе Малохетской антиклинали значительные колебания (от 50 до 105 м). Залегающие среди глин среднего лейаса прослои конгломератов и отдельные гальки до 10 см в поперечнике указывают на то, что рядом с областью аккумуляции существовали участки размыва, острова или берег материка. О близости суши говорит также обилие в глинах среднего лейаса растительных остатков, в том числе листьев гинкговых, перьев папоротников, семян, которые вряд ли могли выдержать дальний перенос. Следует считать, что берег располагался восточнее или юго-восточнее Малохетского поднятия, в районе которого нам пока только и известны средний лейас. В направлении к юго-востоку мощности нижней свиты среднего лейаса в общем сокращаются, к востоку и юго-востоку возрастают количество прослоев конгломератов, размеры галек. Вполне возможно, что одним из источников сноса в среднем лейасе являлось Точинское поднятие, где среднелейасовые отложения отсутствуют.

Среди гальки в среднелейасовых осадках преобладают породы нижнего триаса, которые на Малохетском поднятии непосредственно подсти-

дают средний лейас и, следовательно, происходят из близких источников. Лежащие сейчас на Точинском поднятии под отложениями бата, а также развитые вдоль северо-западного края Средне-Сибирского плоскогорья известняки и доломиты палеозоя в гальке среднего лейаса не найдены. По-видимому, тогда еще не была полностью размыта на Точинском поднятии и к югу от него толща перми и нижнего триаса, перекрывавшая известняковые породы палеозоя.

Труднее объяснить единичные находки в среднем лейасе галек кислых и средних изверженных пород. Такие гальки могут происходить из пермских конгломератов, содержащих в районе Норильска гальки и мелкие валунчики гранит-порфиров.

Пермские конгломераты могли быть обнажены во время трансгрессии среднелейасового моря где-либо поблизости от Малохетского поднятия, — например, на склонах Точинского поднятия или южнее его. Возможно, также, что гальки кислых изверженных пород принесены в район р. Малой Хеты с более отдаленных участков побережья среднелейасового моря, где имелись выходы подобных пород.

Принос гальки с Таймыра или с Енисейского края вследствие удаленности последних кажется маловероятным. Легче допустить доставку галек из внутренних районов Западной Сибири, с ныне погребенных горных сооружений, служивших скорее всего источником материала и для пермских конгломератов Норильского района. Одним из таких сооружений мог быть предполагаемый В. Н. Саксом (1946) Пуровский хребет в бассейне рр. Пур и Таз.

Минералогический состав осадков нижней свиты среднего лейаса заставляет считать наиболее вероятным формирование их за счет приноса материала из области развития траппов (Средне-Сибирское плоскогорье) и в меньшей степени с запада и юго-запада. В последнем убеждает общность минералов в юрских отложениях Малохетской антиклинали, южной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности.

Денудационные процессы не были интенсивными, поэтому многие минералы траппов (основные плагиоклазы, пироксены, ильменит, титано-магнетит) разрушались и в осадок переходили продукты их разрушения, например окислы титана. Все же во время отложения нижней свиты среднего лейаса денудация проявлялась с большей скоростью, чем во время накопления вышележащих свит. Свидетельством этого являются гальки и большее разнообразие минералогического состава осадков.

Судя по глинистому составу осадков и характеру слоистости (преобладание горизонтального типа) нижней свиты среднего лейаса, отложение ее происходило на глубинах вряд ли менее 50 м, где волнение сказывалось уже слабо. Встречающиеся среди глинистых осадков тонкие алевритовые и песчаные прослои скорее всего отражают колебательные движения дна бассейна. Не исключено, что некоторые такие прослои обусловлены оползанием по склонам песчаного или алевритового материала, образовавшегося на мелководьях. Вероятно, поэтому песчаные и алевритовые породы характеризуются значительно худшей сортировкой, чем глинистые, которые откладывались на глубинах, мало доступных воздействию волн. Высокое содержание частиц менее 0,001 мм, по-видимому, также говорит о спокойных условиях осадконакопления.

Формирование прослоев галечников скорее всего может быть связано с колебательными движениями, вызывавшими усиление размывов прибрежных участков суши. Продукты размыва, перемещаясь по подводным склонам, оказывались залегающими в виде прослоев среди глинистых осадков. Отдельные гальки могли попасть в глины, будучи занесены при помощи плавающих водорослей или корневых систем наземных растений.

Встречающиеся среди глинистых осадков редкие разрозненные створки раковин, по мнению Н. И. Шульгиной, принесены с более мелковод-

ных участков дна и характеризуют, особенно представители рода *Harpax*, прибрежные фации песка и скал. Весьма показательно, что чаще всего створки пелеципод попадают в нижних горизонтах свиты, больше всего содержащих и гальки. В одном месте раковина *Harpax* найдена в прослойке конгломерата. Следовательно, в начале формирования свиты рельеф дна бассейна был более расчлененным, прибрежная зона находилась ближе к низовьям р. Малой Хеты, что способствовало приносу сюда как гальки, так и створок раковин моллюсков, живших на мелководье.

Судя по тому, что видовой состав фауны очень бедный и нет головоногих моллюсков, иглокожих и брахипод, соленость бассейна несколько отклонялась от нормальной. Все же вряд ли соленость была значительно ниже нормальной, так как обитали в море такие типично морские формы пелеципод, как *Pecten*, *Pseudomonotis*, *Harpax*. Вероятно, в районе Малохетского поднятия располагался залив среднелейасового моря, в который впадали крупные реки, вызывавшие некоторое опреснение вод (рис. 61). О пониженной солености свидетельствует и состав легкорастворимых солей в осадках (низкий процент иона хлора, преобладание карбонатов и гидрокарбонатов). Однако состав обменных оснований (высокое содержание калия) говорит о том, что соленость, если и отклонялась от нормальной, то незначительно.

Осадки нижней свиты среднего лейаса богаты органическим веществом и соединениями железа и магния. Так как эти осадки откладывались, по-видимому, на сравнительно небольшой глубине, то придонные слои воды содержали кислород, вследствие чего органическое вещество частично разлагалось. Образовывалось много уголекислоты, которая, взаимодействуя с появившимся в большом количестве в присутствии органического вещества закисным железом, способствовала возникновению в осадке железистых и железисто-магнезиальных карбонатов.

Кроме того, часть магния, по-видимому, связывалась с гидрослюдой, образующейся из коллоидов. На присутствие магнезиальных гидрослюд и магнезиальных минералов типа гидрослюд указывают результаты рентгеноструктурного и спектрографического анализов тонкой фракции глин (Яворский, 1953).

Наиболее поздним аутигенным минералом является кальцит. Он присутствует в небольшом количестве и всегда корродирует более ранние железисто-карбонатные цементы и терригенные зерна. Образование кальцитового цемента связано, по-видимому, с вторичными процессами, вызванными проникновением грунтовых вод, богатых карбонатом кальция.

Преимущественно карбонатный состав аутигенных минералов отразился на составе легкорастворимых солей (см. рис. 51). Анализируя эту диаграмму совместно с диаграммами обменного комплекса (см. рис. 52, 53), можно сделать вывод, что первоначальный морской состав нижнеюрских вод, богатых калием, изменялся в процессе диагенеза под влиянием обогащения карбонатами и гидрокарбонатными ионами. Пластовые воды нижнеюрских отложений имеют иной состав. Они богаты хлоридами щелочей и близки водам нефтяных месторождений.

Нижнеюрские отложения характеризуются преимущественно гидрослюдистым составом глинистых минералов с незначительной примесью каолинита и нонтронита, что, по-видимому, находится в прямой связи с богатством этих отложений органическим веществом. Образовавшаяся избыточная уголекислота не могла сразу удаляться из глинистого осадка и подкисляла среду. Смещение отдельных образцов в сторону обогащения сульфатным ионом, как уже отмечалось выше, связано с окислением пирита, имеющегося в этих образцах в большем количестве, чем в других.

Более интенсивное разложение органического вещества, при котором образовывался сероводород и происходило полное восстановление железа, происходило, наверное, только на локальных участках и было кратковременным. Вот почему пирит встречается в этих отложениях в неболь-

шом количестве, давая значительные скопления только в единичных образцах (вероятно, существенное значение для преобладания сидерита над пиритом имела также пониженная соленость вод).

Переход к отложению верхней свиты среднего лейаса, представленной преимущественно песчаными осадками, указывает на обмеление моря и развитие прибрежных мелководных морских и дельтовых фаций. О со-

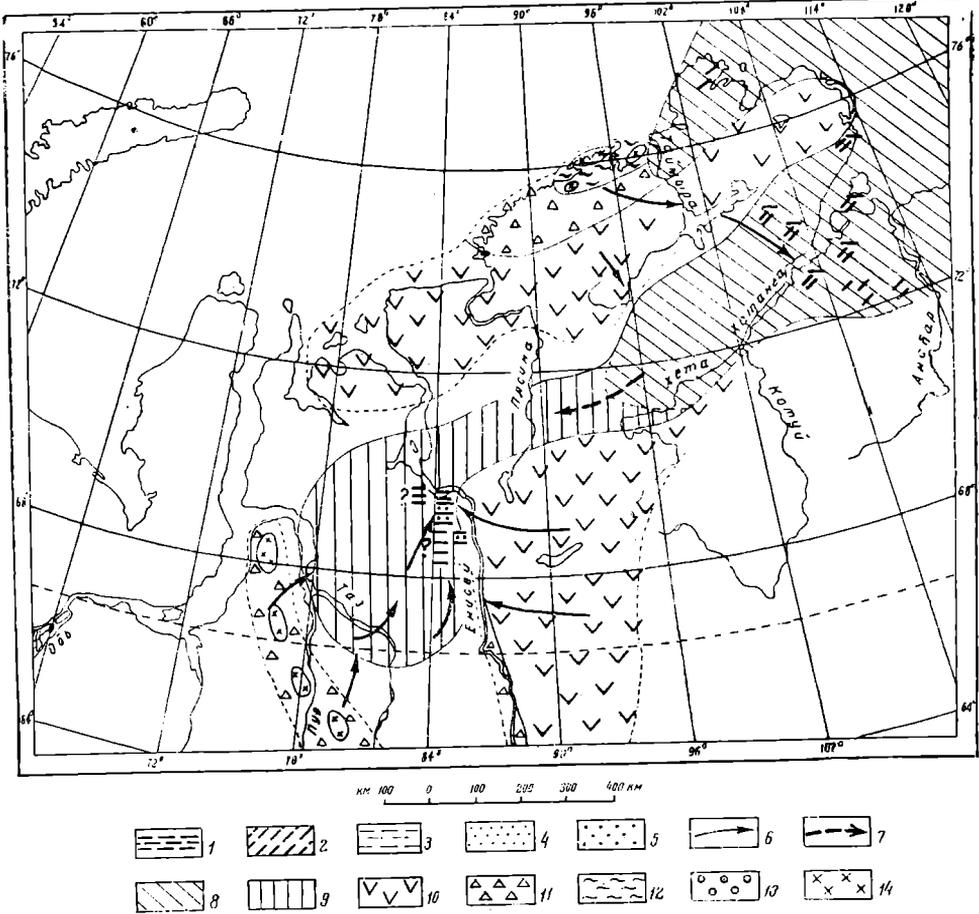


Рис. 61. Схема распределения фаций в районе Усть-Енисейской впадины и возможных источников сноса в среднем лейасе

Типы фаций: 1—морские, преимущественно илистые осадки сублиторальной зоны; 2—прибрежно-морские преимущественно песчаные осадки верхней части сублиторали и литорали; 3—прибрежно-лагунные, преимущественно илистые осадки; 4—прибрежно-лагунные и дельтовые, преимущественно песчаные осадки; 5—озерно-речные, преимущественно песчаные осадки. Палеогеографические данные: 6—направление сноса материала (длина стрелки показывает относительную интенсивность сноса); 7—направление миграций морской фауны; 8—максимальное распространение моря с нормальной соленостью; 9—максимальное распространение моря с пониженной соленостью. Источники сноса: 10—пермские и нижнетриасовые вулканические и осадочные породы (преимущественно траппы); 11—осадочные породы палеозоя (преимущественно известняки); 12—кристаллические сланцы верхнего протерозоя; 13—гнейсы нижнего протерозоя; 14—кислые и субщелочные магматические породы

Данные условные обозначения относятся также к рис. с 62 по 75

хранении временами морского режима в период отложения верхней свиты говорят единичные находки здесь песчаных фораминифер. Однако морские пески должны обладать хорошей сортировкой, преобладающие же в разрезе верхней свиты среднего лейаса мелкозернистые пески содержат в большом количестве алевроитовые и глинистые частицы. Полностью отсутствуют в песках и остатки макрофауны, что, впрочем, может быть следствием растворения известковых раковин водами, содержащими за счет разложения органического вещества свободную углекислоту. В ус-

ловиях прохладного климата и приноса больших масс растительных остатков с суши такое явление вполне закономерно.

По-видимому, накопление осадков верхней свиты среднего лейаса в основном происходило в условиях прибрежных аллювиальных равнин. Здесь при небольшой скорости течения могли откладываться косослоистые пески с небольшими углами наклона косых слоев. Впадавшие в море реки текли по низменной равнине, имели малую скорость течения и приносили материал не крупнее мелкозернистого песка. Лишь в редких случаях мы находим среди отложений рассматриваемой свиты средне- или разнозернистые пески и только на восточном склоне Малохетского поднятия в основании свиты обнаружился прослой конгломерата, с галькой пород нижнего триаса, кварца и кремня. Последнее указывает на то, что и во время накопления верхней свиты среднего лейаса к востоку от Малохетского поднятия существовали участки размыва, сложенные нижним триасом.

Отсутствие средне- и крупнозернистых песков может объясняться и мелкозернистостью тех пород, которые послужили исходным материалом для формирования рассматриваемой свиты. Если учесть, что мелкозернистые пески развиты по всему разрезу юры и мела Усть-Енисейской впадины, а средне- и разнозернистые пески появляются лишь в единичных случаях, то предположение о мелкозернистости исходного материала кажется достаточно вероятным.

Временами песчаные отложения подвергались воздействию субаэральных процессов — полевые шпаты в песках местами каолинизированы. Заклученные в песках верхней свиты прослой глины и алевролитов частью откладывались в лагунах, отгораживавшихся от моря в результате перемещения дельтовых проток или формирования у берега различных наносных форм — кос, баров и т. п. Частью это могли быть пойменные фации аллювия, формировавшиеся при сезонных разливах рек или дельтовых проток, и, наконец, глинисто-алевритовые осадки могли накапливаться в озерах на поверхности аллювиальной равнины.

Прослой глины и алевролитов не выдерживаются на большой площади и, очевидно, залегают в виде линз. Это говорит о малых размерах лагун, где накапливались мелкозернистые осадки, а также, вероятно, о том, что глинисто-алевритовые прослой зачастую подвергались после отложения размывам, сокращавшим первоначальную площадь их распространения. В верхней части свиты прослой глины и алевролитов становятся более частыми, иногда даже преобладают над песками. Это свидетельствует, по-видимому, об установлении преимущественно лагунного режима. Лагуны были, судя по содержанию иона хлора в легкорастворимых солях, слабо солоноватыми. Обилие органического вещества создавало условия для образования гидрослюд, сидерита и реже пирита. Иногда формировались прослой мергеля. Смена дельтовых и аллювиальных песчаных осадков осадками лагун, вероятно, указывает на начавшееся новое погружение района Малохетского поднятия, приведшее в дальнейшем к вторжению сюда верхнелейасового моря.

Размыву во время отложения верхней свиты среднего лейаса по-прежнему подвергались области Средне-Сибирского плоскогорья и предполагаемого Пуровского хребта. Минералогический состав осадков верхней свиты среднего лейаса по сравнению с нижней свитой стал более однообразным, что говорит об ослаблении процессов денудации в области источников сноса, особенно на Средне-Сибирском плоскогорье.

С прилегающей суши в большом количестве сносились растительные остатки, причем особенно характерны для верхней свиты среднего лейаса скопления древесины, зачастую перемешанные с галькой глины и создающие подобие конгломератовидных образований. Подобные скопления могли возникать в результате колебательных движений, временно выводивших из-под уровня воды слои глины, накапливавшихся в лагунах или

отложившихся ранее в море (во время формирования нижней свиты среднего лейаса). Глины слагали обрывы, разрушавшиеся под действием волнения, которое не могло не проявляться даже на мелководье или, может быть, в лагунах. Еще более вероятен размыв глинистых горизонтов в протоках дельт или в руслах рек, периодически врезавшихся в свои собственные отложения и затем, при переходе к боковой эрозии, их размывавших. У подножья таких размываемых обрывов скоплялся приносившийся реками плавник. Обломки древесины, перемешиваясь с галькой глини, захоронялись под новыми слоями песчаных осадков.

### Верхний лейас

Верхнелейасовый век начался с новой трансгрессии моря, отложившей в районе Малохетского поднятия глины, залегающие в основании нижней свиты верхнего лейаса. Глины содержат морскую фауну, хорошо отсортированы, что говорит о формировании их на глубинах, превосходящих глубину воздействия волнения (вероятно, более 50 м). Вместе с тем обилие растительных остатков указывает, как и в среднем лейасе, на близость суши.

Характер находимой в глинах нижней свиты верхнего лейаса фауны пелеципод, карликовые размеры раковин, объясняющиеся, по мнению Н. И. Шульгиной, гибелью их в молодом возрасте, полное отсутствие других групп животных, в том числе микрофауны, — все это свидетельствует о более неблагоприятных, чем в среднем лейасе, условиях для развития органической жизни на дне. Среди пелеципод количественно преобладают *Leda*, способные жить в водной среде с малым содержанием кислорода. На этом основании Н. И. Шульгина делает вывод об обеднении кислородом придонных слоев воды в верхнелейасовом море. Это скорее всего могло происходить в замкнутом или полузамкнутом бассейне, имевшем лишь ограниченную связь с открытым морем. Следовательно и, для верхнего лейаса остается наиболее вероятным предположение о существовании в районе Малохетского поднятия внутриматерикового бассейна, имевшего лишь ограниченные связи с открытым морем (рис. 62). Соленость этого бассейна была, по-видимому, более высокая, чем в среднем лейасе (судя по более высокому содержанию хлора среди легкорастворимых солей в осадках).

Факты захоронения почти исключительно мелких, не успевших вырасти экземпляров пелеципод (*Pseudomonotis*, *Mytiloides*, возможно, *Leda*) скорее всего обусловлены сезонными изменениями газового режима вследствие, может быть, усиленного приноса в периоды половодий растительных остатков или отмирания в осенние периоды фитопланктона. Органические остатки, разлагаясь, вызывали в придонных слоях воды увеличение содержания углекислоты и, наоборот, обеднение кислородом, что влекло за собою гибель донной фауны.

Морской режим в начале верхнего лейаса сохранялся недолго. Вверх по разрезу наблюдается переход к преимущественно песчаным осадкам с подчиненными прослоями и линзами глини и алевроитов, формировавшимся, очевидно, в условиях, сходных с верхней свитой среднего лейаса. На восточном и южном склонах Малохетского поднятия встречены прослои конгломератов с галькой пород нижнего триаса, свидетельствующие о том, что и в верхнем лейасе поблизости располагались участки размыва. В песках верхней части рассматриваемой свиты устанавливается каолинизация полевых шпатов, указывающая на выветривание их в субаэральных условиях, наблюдаются тонкие линзочки угля, образовавшиеся на месте скоплений растительных остатков. Крупные обломки древесины и гальки глини встречаются реже, чем в песчаных отложениях среднего лейаса, что может быть свидетельством более слабого воздействия волнения. Пески скорее всего откладывались в условиях дельт и при-

брежных аллювиальных равнин (косослойные разности). Залегающие среди песков прослой и линзы глин и алевритов, характеризующиеся горизонтальной слоистостью, представляют осадки лагун, озер, пойменные фации аллювия. По-прежнему снос шел с востока со Средне-Сибирского плоскогорья и с запада — с предполагаемого Пуровского хребта. По сравнению со средним лейасом все большую роль играют устойчивые минералы, что указывает на ослабление выноса из области развития траппов и возможное переотложение ранее отложенного материала.

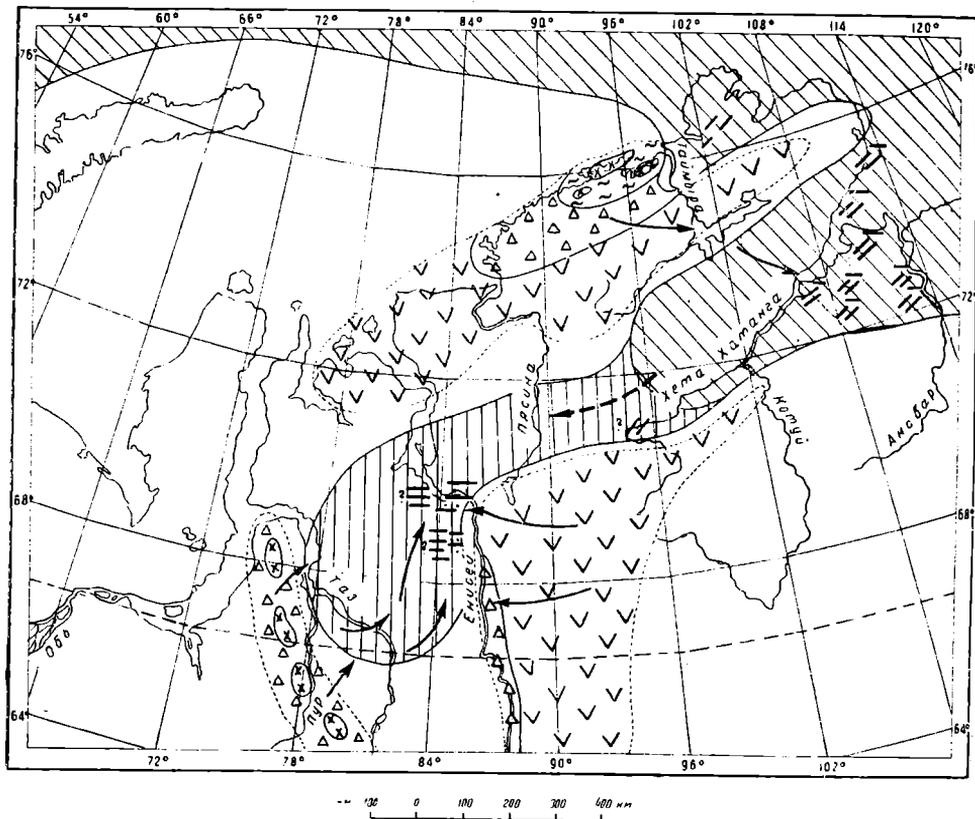


Рис. 62. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в верхнем лейасе

Переход к образованию верхней свиты верхнего лейаса ознаменовался новым вторжением моря, отложившего в районе Малохетского поднятия горизонт алевритов, реже глин со скудной морской фауной. Глинисто-алевритовые осадки, залегающие в основании верхней свиты верхнего лейаса, формировались в условиях, сходных с нижней свитой верхнего лейаса. В этих породах много растительных остатков, свидетельствующих о близости берега, встречаются мелкие линзочки песка и алеврита, возникавшие, вероятно, при редких размывах дна особенно сильными штормами. Лишь изредка попадаются чешуя рыб и разрозненные створки *Pseudomonotis*, которые могли быть принесены с прибрежных участков. Совершенно нет микрофауны, что скорее всего указывает на неблагоприятный газовый режим на дне моря.

К востоку от Малохетского поднятия, на западном склоне Точинского поднятия, в основании верхней свиты верхнего лейаса, налегающей здесь непосредственно на палеозой, также лежат глины с морской фауной. Это говорит о нахождении берега моря во время формирования верхней свиты верхнего лейаса где-то к востоку или юго-востоку от Точинского

поднятия. Последнее, надо думать, затоплялось верхнелейасовым морем, осадки которого на своде поднятия оказались размывы при позднейших тектонических подвижках. Низкое содержание хлора в составе легкорастворимых солей может указывать на то, что вторая верхнелейасовая трансгрессия характеризовалась некоторой опресненностью вод. Обилие органического вещества обусловило преобладание среди аутигенных минералов сидерита, а среди глинистых минералов — гидрослюд с примесью каолинита и нонтронита.

После отложения горизонта глинисто-алевроитовых пород стали снова отлагаться мелкозернистые пески с растительными остатками, с прослоями и линзами алевроитов, составляющие верхнюю большую часть разреза верхней свиты верхнего лейаса. Снова установились условия прибрежной аллювиальной равнины или дельты с лагунами, опресненными, а иногда и достаточно солонowodными. Свидетельством последнего являются находки в одном из алевроитовых прослоев фораминифер и остракод.

На западном склоне Точинского поднятия в нижних горизонтах песков наблюдаются прослойки конгломератов и брекчий с галькой и неокатанными обломками габбро-диабазов, аргиллитов, известняков, туфов. Выше по разрезу среди песков встречаются включения гальки. Очень любопытно, что в конгломератах, по свидетельству А. С. Запорожцевой, устанавливается каолинизация галек, указывающая на воздействие субаэральных процессов. По-видимому, во время формирования прибрежно-лагунных фаций верхней свиты верхнего лейаса Точинское поднятие, испытав подъем, подвергалось размыву и дало материал для брекчий и конгломератов, накопившихся на его западном склоне.

Как показывает минералогический состав пород, области сноса во время отложения верхней свиты верхнего лейаса по сравнению с нижележащими свитами оставались неизменными. Можно лишь отметить продолжавшееся возрастание процента кварца и калиевых полевых шпатов в легкой фракции, что говорит об ослаблении сноса со Средне-Сибирского плоскогорья и соответственном увеличении выноса продуктов разрушения кислых пород с запада.

## Средний отдел юрской системы

### *Аален*

Среднеюрская эпоха началась с новой трансгрессии моря, отложившей в районе Малохетской антиклинали глинистые осадки нижней свиты аалена (рис. 63). Глины этой свиты характеризуются слабой отсортированностью, откладывались в спокойной обстановке в условиях близости берега и, вероятно, сравнительно малых глубин. В глинах встречаются рассеянные гальки, зерна гравия, иногда отдельные скопления гальки и гравия, в большом количестве присутствуют растительные остатки.

Раковины пеллеципод (плевромий), находимые в глинах аалена несравненно чаще, чем в других горизонтах нижней и средней юры, зачастую раздроблены, разбиты, местами образуют целые пропластки ракушняка, свидетельствующие о воздействии на дно волнения. При этом наряду с разломанными створками плевромий, как указывает Н. И. Шульгина, встречаются целые хорошо сохранившиеся раковины, стоящие вертикально, т. е. захороненные именно там, где животные закапывались в ил.

По-видимому, накопление илов в аалене происходило на глубинах порядка 25—50 м. При редких сильных штормах волнение достигало дна, вымывало из ила створки раковин, ломало их, иногда, может быть, переносило на некоторое расстояние. О существовании временных, возможно штормовых, волнений свидетельствует и гранулометрический со-

став глинистых пород. Наряду с хорошо отсортированными разностями пород имеются аргиллиты и глины с низкой степенью сортировки. Пески и алевриты, образующие тонкие прослой среди глинистых пород, очень плохо отсортированы, что, наряду с наличием зерен гравия и гальки, свидетельствует, по-видимому, о близости берега.

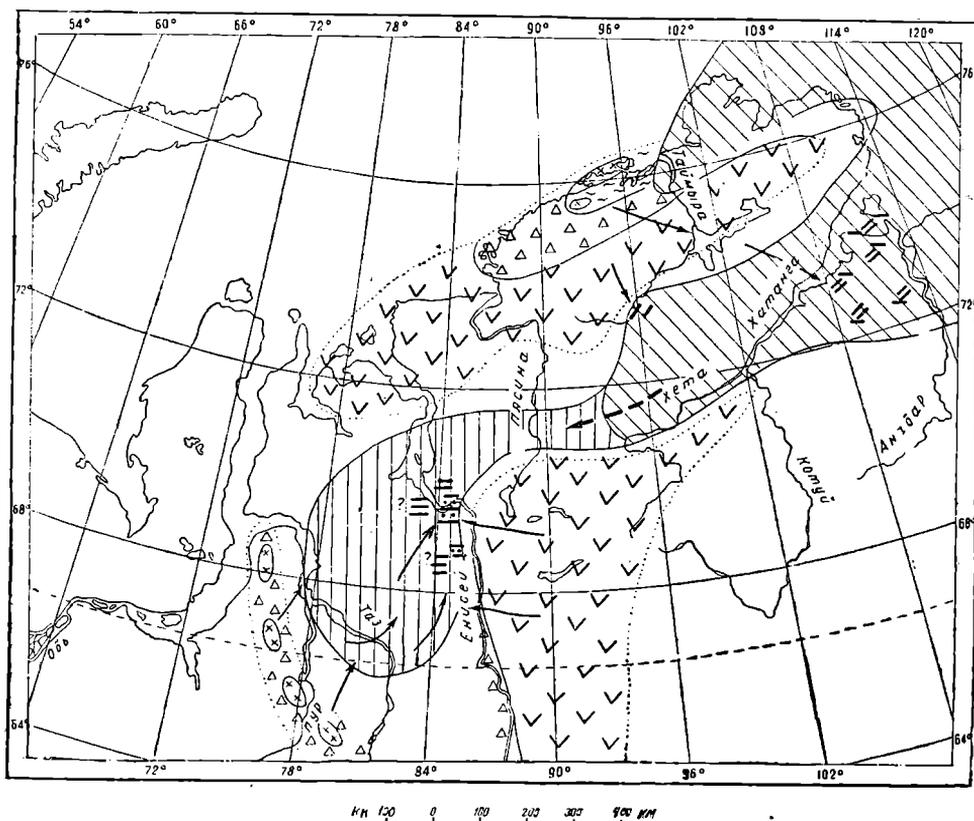


Рис. 63. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в аалене

Ааленская трансгрессия, как и трансгрессии лейасовые, происходила в условиях быстрого затопления морем прибрежной равнины, благодаря чему глины легли непосредственно на прибрежно-лагунные осадки верхнего лейаса. Прибрежно-морских песчаных осадков с фауной, которые предшествовали бы аккумуляции глин, мы не находим.

Факты нахождения в глинах аалена гальки нижнетриасовых аргиллитов, траппов, различных осадочных пород, филлита указывают на усиление процессов размыва суши в аалене. При этом на западном склоне Малохетского поднятия встречаются в глинах рассеянные гальки и зерна гравия, которые могли быть занесены с корневищами растений и с водорослями. У свода Малохетского поднятия и на западном склоне Точинского поднятия в аалене появляются целые прослойки конгломерата, связанные, несомненно, с размывом близко расположенных участков берега. О близости берега говорит обилие растительных остатков, в том числе перьев папоротников. Можно думать, что одним из источников сноса была сводовая часть Точинского поднятия или участок непосредственно к востоку или юго-востоку от него.

Минералогический состав осадков нижней свиты аалена также свидетельствует об усилении размыва суши и, в частности, области развития траппов (Средне-Сибирское плоскогорье). В основном же области сноса в аалене остались те же, что и в нижней юре.

Одновременно с возрастанием по направлению на восток количества гальки среди глин аалена увеличивается количество раковин плевромий, появляются створки *Eumorphotts*, *Mytiloides*, крупных *Astarte*, живших в прибрежной зоне на твердых грунтах. Створки эти, надо думать, сносились в глины с прибрежных участков дна.

Крайнее однообразие плевромий, бывших, по мнению Н. И. Шульгиной, обитателями глинистых грунтов, указывает на неблагоприятные на дне условия для развития других групп пелеципод. Отсутствуют в отложениях аалена также иные классы моллюсков — головоногие, гастроподы. Почти нет и микрофауны. По-видимому, соленость бассейна все же мало отклонялась от нормальной — наряду с плевромиями обитали представители иглокожих (*Ophiurites*), в настоящее время считающихся стеногалинными организмами.

Данные геохимических исследований также указывают на то, что соленость была близка к нормальной. В обменном комплексе много калия, а иногда натрия (благодаря позднейшим обменным реакциям в присутствии бикарбонатно-натриевых вод). Повышается и содержание хлора в легкорастворимых солях. Следовательно, препятствовал развитию жизни на дне ааленского моря скорее всего недостаток кислорода, вполне вероятный в полузамкнутом бассейне со слабым перемешиванием вод с различной соленостью в верхних и придонных слоях, с обильно поступающим с суши растительным материалом. Временами на дне появлялось и сероводородное заражение, свидетельством чего остались конкреции и линзы пирита. Вместе с тем преобладающим аутигенным минералом, как и в глинистых отложениях нижней юры, остается сидерит.

Среди глинистых минералов по-прежнему доминирует гидрослюда, в редких случаях с примесью каолинита и нонтронита — свидетель нейтральной или даже подкисленной среды, обусловленной разложением органического вещества ( $pH$  в нижней свите аалена ниже, чем во всех других горизонтах нижней и средней юры).

Вверх по разрезу глины нижней свиты аалена довольно резко сменяются песчаными породами верхней свиты аалена, знаменующими собой обмеление бассейна и переход к отложению прибрежно-лагунных осадков. Для верхней свиты аалена характерно значительное преобладание плохо отсортированных песчаных осадков над глинисто-алевритовыми, образующими лишь редкие прослойки среди песков. Это указывает на преимущественное развитие дельтовых и аллювиальных фаций. Фации лагун, по-видимому, в основном располагались за пределами Малохетской антиклинали — к западу и северу от нее. Лагуны, судя по низкому содержанию в составе легкорастворимых солей иона хлора, были опресненными. Отмечено очень высокое содержание органики в осадках, благодаря чему в лагунах отлагались гидрослюды с примесью каолинита, из аутигенных минералов преобладают железистые карбонаты. Все же верхняя свита аалена в районе Малохетской антиклинали формировалась в непосредственной близости к морю. Об этом говорят находки фораминифер в верхней части разреза свиты.

Во время формирования верхней свиты аалена размыв трапповой провинции снова был ослаблен.

### *Байос*

В байосе наступила новая трансгрессия моря, отложившая в районе Малохетской антиклинали свиту глинисто-алевритовых пород с подчиненными прослоями песчаных осадков. Эта трансгрессия протекала в условиях, несомненно, более приближавшихся к нормальным морским, чем все предыдущие. Более интенсивно проявлялось волнение, что привело к широкому распространению алевритовых илов и при колебательных движениях дна бассейна обуславливало местные размывы и переходы

к отложению песков. Присутствие столь характерных для байоса флюидальных текстур, возникших вследствие того, что полужидкий осадок испытывал некоторое перемещение в пространстве в период седиментации, указывает на развитие подводных оползней. Очевидно, накопление осадков шло на склонах крутизной не менее  $4-6^\circ$ . Такие склоны могли образовываться вследствие постепенного прогибания дна бассейна. Не исключено, что оплыванию и оползанию осадков способствовали землетрясения, которыми могло сопровождаться опускание Усть-Енисейской

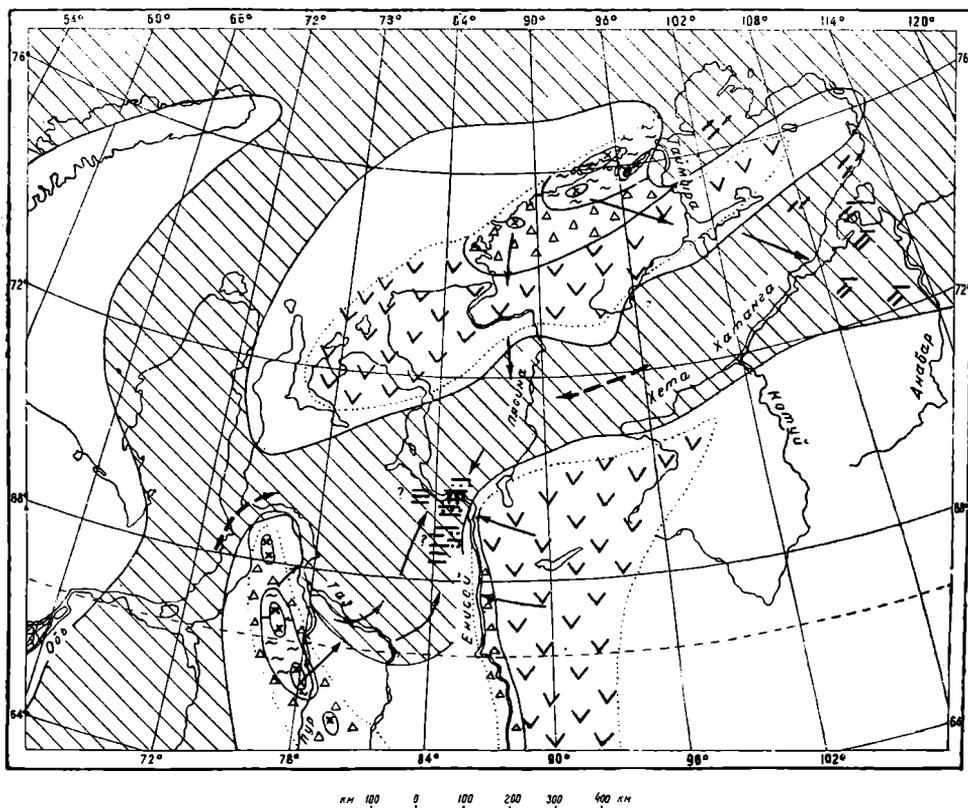


Рис. 64. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в байос-бате

впадины. Гранулометрический состав байосских пород характеризуется чрезвычайной изменчивостью как по площади, так и по разрезу. Породы очень плохо отсортированы. Все это также подтверждает предположение о том, что осадки накапливались в беспокойной обстановке.

Формирование осадков байоса происходило за счет тех же областей сноса, что и более древних свит нижней и средней юры. Размыв траппов на Средне-Сибирском плоскогорье осуществлялся в относительно слабой степени, минералы тяжелой фракции, в основном, связаны с интрузиями кислых пород в районе предполагаемого Пуровского хребта.

Обращает на себя внимание возрастание процента слюд (в основном биотита), связанное, надо думать, с начавшимся размывом метаморфических слюдястых сланцев на предполагаемом Пуровском хребте (рис. 64). Поступление больших масс биотита с Таймыра исключается, так как в пределах Таймырской складчатой зоны слюдястые породы (биотитовые гнейсы) приурочены к самым низам разреза протерозоя и, следовательно, должны были начать размываться после эпидотсодержащих сланцев верхнего протерозоя. Эпидот же появляется в осадках Усть-Енисейской впадины только в меловом периоде. Нельзя допустить и принос биотита

с каких-либо удаленных источников сноса. Известно, что биотит легко разрушается и таким образом не может выдержать длительной транспортировки.

Соленость байосского моря, по-видимому, мало отличалась от нормальной. Об этом свидетельствует и повышение содержания иона хлора в составе легкорастворимых солей. На дне обитали многочисленные известковые и песчаные фораминиферы, остракоды, найден даже ростр белемнита — свидетель, надо думать, нормального (для юрского периода) солевого режима.

Обращает на себя внимание редкость и скудность находок двустворчатых моллюсков, представленных главным образом танкредиями и другими мелкими, ближе неопределимыми пелециподами. Скорее всего, это объясняется неблагоприятным для жизни донных моллюсков характером илистых грунтов, быть может, частым взмучиванием придонных слоев воды под действием волнения. Возможно, развитию моллюсков не способствовали большие уклоны дна.

Появляющиеся на южном крыле Малохетской антиклинали створки и целые раковины *Pseudomonotis* и *Harpax* — обитателей твердых грунтов в прибрежной зоне — могли приноситься с располагавшихся южнее мелководных участков дна. Любопытно, что, в отличие от моллюсков, донные известковые и песчаные фораминиферы находили в байосском море хорошие условия для развития. Не исключено, впрочем, что и раковинки фораминифер сносились с более мелководных участков дна.

Наличие значительной примеси к гидрослюдам каолинита и даже отдельных прослоев глин, сложенных почти целиком каолинитом, связано, по-видимому, либо с приносом с суши, либо с очень высоким содержанием органического вещества. Образовавшаяся в связи с этим избыточная углекислота могла подкислять среду.

Восстановительная среда и присутствие углекислоты определяли образование железистых карбонатов, а во многих случаях и пирита, которые в отложениях байоса встречаются примерно в равных количествах. Развитие пирита указывает на приближение солености к нормальной, так как образуется пирит за счет восстановления сульфатов, содержащихся в морской воде (Страхов, Залмансон, 1955).

### Бат

Переход к батскому ярусу ознаменовался в районе Малохетской антиклинали регрессией моря и сменой морского режима прибрежно-лагунным. Стали откладываться мелкозернистые пески, чередующиеся с пластами алевроитов и, реже, глин. Присутствуют также тонкие пропластки угля. Последние приурочены к двум горизонтам, разделяющим все отложения бата на три более или менее равномерные части.

В целом отложение батских осадков шло в условиях, весьма сходных с теми, которые господствовали во время накопления прибрежно-лагунных фаций нижней юры и аалена. Песчаные осадки в незначительной части образовывались в прибрежной зоне моря, где могли быть размывы и происходили оползневые явления, способствовавшие возникновению флюидалных текстур. В основном же это — отложения дельт и прибрежных аллювиальных равнин. Они содержат много растительных остатков, в отдельных горизонтах каолинизированы и, следовательно, подвергались воздействию субаэральных процессов. Пласты глин и алевроитов с горизонтальной и реже волнистой слоистостью формировались в лагунах, куда сносились и растительное вещество, давшее начало пропласткам угля.

В отличие от более древних свит прибрежно-лагунного происхождения среди батских отложений фация лагун пользуется особенно широ-

ким развитием. При этом наблюдается возрастание роли лагунных осадков по направлению на запад, очевидно в сторону открытого моря.

В районе Точинского поднятия в разрезе бата заметно преобладают пески; глины же и алевроиты составляют лишь отдельные прослои, общая мощность батских отложений уменьшается, исчезают пропластки угля.

В районе Малохетского поднятия мощность бата по сравнению со сводом Точинского поднятия возрастает более чем в полтора раза; глины и алевроиты чередуются с песками почти в равных соотношениях, появляются пропластки угля, а в верхней части разреза морская фауна и микрофауна. На северном склоне Малохетского поднятия, в скв. 1-Р глинистые осадки уже преобладают над песчаными.

Особенно широкое развитие получили глинисто-алевритовые осадки лагун в верхней трети разреза бата, начиная с верхнего угленосного горизонта. Надо заметить, что именно к этому горизонту приурочены основные находки морских пелеципод и фораминифер, указывающие на формирование угленосных горизонтов в разрезе бата в моменты наибольшего погружения и приближения к открытому морю района Малохетской антиклинали. В батских отложениях, так же как и в нижележащих, очень много органического вещества и железа. Вероятно, возникали отдельные участки лагун с затрудненной аэрацией и с соленостью, мало отличающейся от нормальной. Вследствие этого уже в бате начинается увеличение роли пирита в составе аутигенного комплекса. Обилие органических остатков приводило к подкислению среды и образованию гидрослюд.

Распределение фаций батских отложений в пределах Малохетской антиклинали не оставляет сомнения в том, что к западу, северо-западу, а надо думать и к северу от разбуренной площади, прибрежно-лагунные осадки должны сменяться нормальными морскими отложениями (см. рис. 64). Эпизодические появления морской фауны в разрезе бата Малохетской антиклинали говорят о том, что море располагалось очень близко.

Судя по сравнительному разнообразию видового состава фораминифер, проникавших даже в лагуны, морские батские осадки в Усть-Енисейской впадине должны были формироваться в условиях, близких к нормальной солености.

По данным геохимических исследований можно предполагать, что в лагунах изменение солености происходило в сторону опреснения (содержание хлора заметно падает по сравнению с байосом). Состав обменного комплекса (очень низкое содержание калия) указывает даже на континентальные условия (по крайней мере для района Точинского поднятия).

Отложения бата по-прежнему содержат минералы кислых изверженных пород, принесенные с предполагаемого Пуровского хребта и минералы основных пород, связанные с размывом траппов на Средне-Сибирском плоскогорье. О начале поступления обломочного материала с Таймыра свидетельствует появление в бате еще незначительного количества (1,6%) бурого сфена. Такой сфен, по данным М. Г. Равича, характерен для каледонских субщелочных интрузий Таймыра. Как и в байосе, в породах бата много биотита, поступавшего, вероятно, из метаморфических пород предполагаемого Пуровского хребта.

В целом, осадки средней юры более богаты органическим веществом (содержание органического углерода достигает 2,65%) и содержат, как и нижнеюрские, много  $Fe_2O_3$  и  $MgO$ . Поэтому естественно, что процессы диагенеза в ниже- и среднеюрских отложениях носили одинаковый характер. Результат единообразия процессов сингенеза и диагенеза отмечался выше, когда констатировалось сходство минералогического состава (глинистые минералы, аутигенные минералы, терригенные минералы)

и состава легкорастворимых солей для отложений нижней и средней юры.

Пластовые воды среднеюрских отложений богаты хлоридами щелочей и хлоридами кальция и близки по составу нефтяным водам. Интересно отметить, что пластовые воды аалена, по-видимому, сохраняют свой первоначальный хлоридный состав, в то время как пластовые воды байоса, скорее всего, подверглись воздействию окружающих пород и тоже несколько обогащены карбонатами. Возможно, это связано с тем, что отложения аалена сложены аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, в которых обмен более затруднен, чем в существенно алевритовых породах байоса.

## Верхний отдел юрской системы

### Келловей

Начиная с келловей, в районе Малохетской антиклинали устанавливается нормальный морской режим (рис. 65). Появляются уже в ниж-

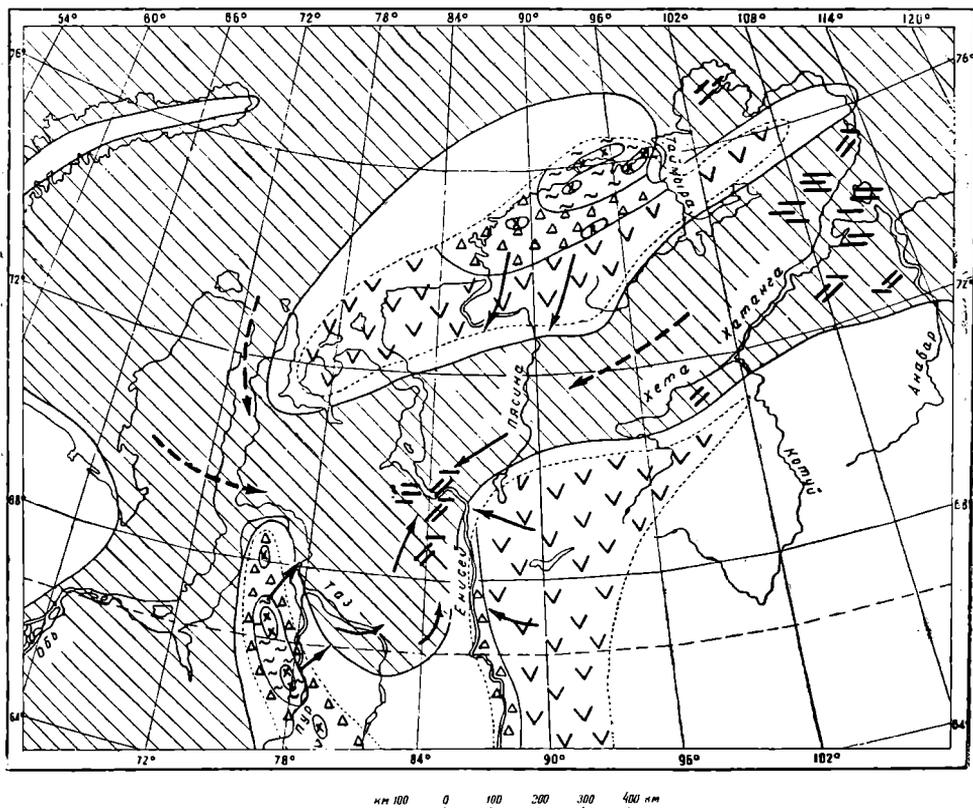


Рис. 65. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в келловей—оксфорде

нем келловее аммониты и белемниты, указывающие на нормальную для мезозоя соленость бассейна. Установившаяся в келловее соленость сохраняется примерно одинаковой на протяжении всей верхнеюрской эпохи. Судя по содержанию хлора в составе легкорастворимых солей, соленость верхнеюрского моря была более высокой, чем в нижней и средней юре.

Отложения келловей представлены в районе Малохетского поднятия и на западном склоне Точинского поднятия алевритами, плохо отсорти-

рованными, с подчиненными прослоями песчаных и глинистых осадков. По направлению на северо-запад, в скв. 1-Р алевриты сменяются глинами. Наоборот, к востоку на своде Точинского поднятия среди осадков келловоя преобладают уже пески, заключающие лишь прослои алевритов. Это говорит о нахождении берега келловейского моря восточнее или юго-восточнее Малохетской антиклинали, поблизости от нее. Характер слоистости келловейских отложений (флюидальные текстуры и включения гальки глин) свидетельствует о проявлявшихся размывах и оползневых явлениях. Гранулометрический состав пород (плохая сортировка и изменчивость) указывают на беспокойную обстановку бассейна осадконакопления.

В отложениях келловоя встречается довольно разнообразная фауна аммонитов, белемнитов, пелеципод, фораминифер. В большинстве случаев обнаруживаются лишь обломки раковин, что, наряду с алевритовым составом осадков, указывает на формирование последних в верхней мелководной, вероятно с глубинами менее 50 м, части сублиторальной зоны моря. Волнения взмучивали осаждающийся на дно ил, разбивая лежащие на дне раковины, но были все же слишком слабыми или редкими для того, чтобы полностью выносить илистый материал. О малой глубине келловейского бассейна говорит и преобладание среди донных фораминифер известковых форм.

Температура воды в келловейском море была достаточно высокой для того, чтобы здесь шло образование зерен глауконита и шамозита. Возможно также, что причина появления в осадках глауконита и шамозита связана не с повышением температуры воды, а с установлением нормальной солености. Однако шамозит дает оолиты, указывающие тоже на сравнительно высокие температуры воды, благоприятствующие свертыванию коллоидов. О том, что температуры келловейского моря не были все-таки особенно высокими, говорит холодноводный состав фауны (*Cadoceras* и *Arcticoceras* — среди аммонитов, *Aucella* — среди пелеципод). Большое количество приносившегося органического вещества определило гидрослюдистый состав глинистой фракции. Соленость бассейна стала больше, чем была в средней юре, благодаря чему разложение органического вещества частично шло за счет восстановления содержащихся в морской воде сульфатов и приводило к образованию пирита.

В породах келловоя заметно сокращается содержание минералов, которые в нижележащих свитах связывались с размывом предполагаемого Пуровского хребта. Судя по обилию бурого сфена, устанавливается значительная роль Таймырской питающей провинции. В пределах последней еще не подвергались существенному размыву метаморфические толщи, которые в меловом периоде явятся источником эпидота, а позже и амфиболов. Снос из области развития траппов продолжался и в келловее. Быть может, продукты разрушения траппов приносились не только со Средне-Сибирского плоскогорья, но и с Таймыра.

#### Оксфорд

Отложения оксфорда, представленные в районе Малохетской антиклинали глинами, алевритами и песками с фауной аммонитов, белемнитов и пелеципод, также, несомненно, формировались в пределах сублиторальной зоны. В северо-западной части разбуренной площади преобладают глины и алевриты с подчиненными прослоями песчаных пород, к югу от Малохетского поднятия наблюдается чередование песчаных и алевритовых прослоев. По мере приближения к Точинскому поднятию песчаные осадки начинают преобладать над алевритовыми, а на своде Точинского поднятия оксфорд полностью выпадает из разреза. В направлении на восток все более редкой становится и фауна, находимая лишь в виде обломков, и, наоборот, все чаще встречаются растительные остатки.

Все это говорит о переходе в восточном направлении к прибрежным фациям. Очевидно, берег оксфордского моря располагался близко к востоку или юго-востоку от Малохетской антиклинали. Можно считать, что оксфорд характеризуется более мелководными фациями, чем келловей, и следовательно, отвечает второй регрессивной части ритма.

Переход от келловей к оксфорду сопровождался даже небольшими местными размывами, приведшими к появлению в низах оксфорда в песчаных породах гальки глин с аммонитами келловейского типа. По направлению на северо-запад следы перерыва между келловеем и оксфордом исчезают.

Отсутствие в оксфорде Малохетской антиклинали верхней зоны с *Amoeboceras alternans* В и с h и выпадение оксфорда целиком из разреза Точинского поднятия указывают, по-видимому, на перерыв в конце оксфорда, перед отложением кимериджа.

Размывы между келловеем и оксфордом и в конце оксфорда, надо думать, не сопровождалась поднятием района Малохетской антиклинали из-под уровня моря. Содержание хлора среди легкорастворимых солей в породах оксфорда выше, чем в кимеридже, и, наоборот, количество сульфатов, образующихся за счет окисления пирита, в оксфордских отложениях ниже, чем в кимериджских. На Точинском поднятии черные алевриты нижнего кимериджа налегают непосредственно на буровато-серые алевриты верхнего келловей. Возможно, указанные размывы были связаны с началом формирования Малохетской антиклинали, что обусловило в присводовой части поднимающейся складки обмеление моря, повлекшее за собой прекращение осадконакопления и даже полный размыв ранее отложившихся осадков оксфорда в районе Точинского поднятия.

В породах оксфорда, как и в келловее, присутствуют глауконит и шамозит — свидетели относительно высоких температур воды и медленного осаждения обломочного материала. Принос большого количества органических остатков приводил к формированию гидрослюд и из аутигенных минералов — пирита. Источники сноса в оксфорде, судя по минералогическому составу, оставались теми же, что и в келловее.

### *Кимеридж*

Отложения кимериджа в районе Малохетской антиклинали — преимущественно глины и алевриты с богатой морской фауной — формировались в сублиторальной зоне моря. Берег моря был недалеко к юго-востоку (рис. 66). На это указывают находимые в осадках растительные остатки и переход по направлению на восток от глин и алевритов, развитых на склонах Малохетского поднятия, к алевритам с прослоями песков, составляющим разрез кимериджа на Точинском поднятии. Присутствующие в нижних горизонтах кимериджа прослой глауконитовых песчаников свидетельствуют о периодических обмелениях бассейна в результате колебательных движений дна.

Песчаники мелко- и среднезернистые, с низким содержанием глинистых и алевритовых частиц, образовывались, по-видимому, в условиях движущейся среды. Встречающиеся иногда среди песчаных пород флюидальные текстуры могут указывать на происходившие оползневые явления. Выше по разрезу прослой песчаников в районе Малохетского поднятия и на западном склоне Точинского поднятия почти вовсе исчезают, что говорит об углублении бассейна. Алевриты Точинского поднятия, располагавшиеся, по-видимому, ближе к берегу, характеризуются лучшей сортировкой, чем алевриты Малохетского поднятия. Возможно, это связано с тем, что вблизи берега волнения проявлялись сильнее и сортировка пород была более совершенной.

Преобладающие в разрезе кимериджа черные глины и алевроиты формировались на глубинах, вероятно, свыше 100 м, в условиях затрудненного доступа в придонные слои воды кислорода, о чем свидетельствует очень высокое содержание пирита. Недостаток кислорода сказывался в том, что часть органического вещества, не подвергаясь окислению, сохранялась в осадках, придавая им черную или черно-серую окраску. Все же на дне развивалась богатая и разнообразная фауна,

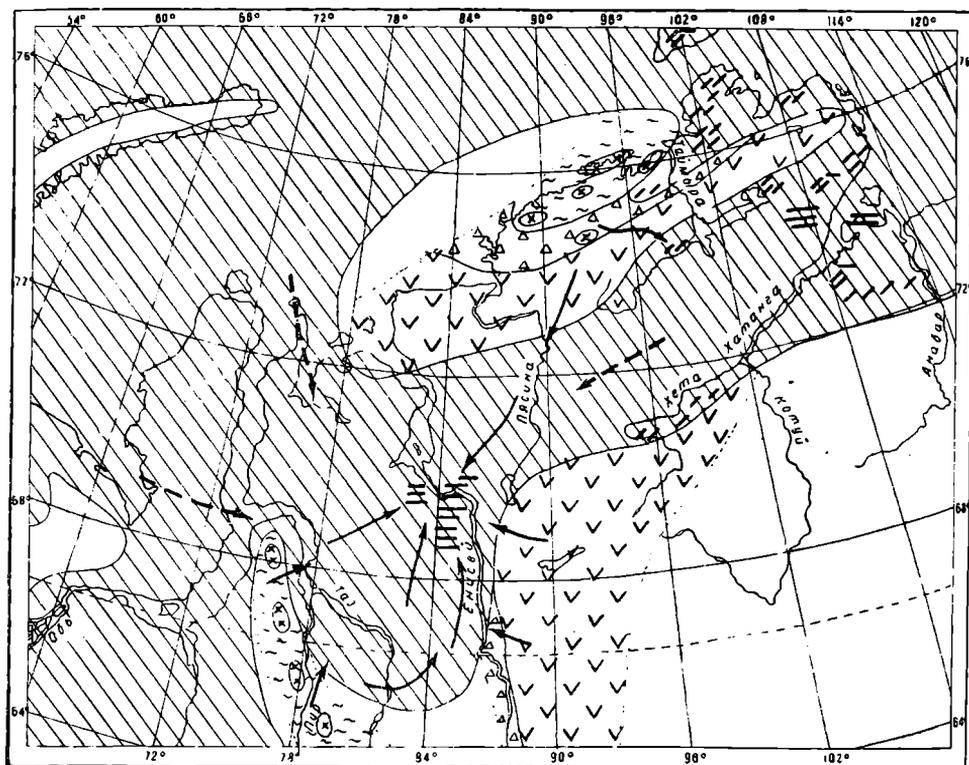


Рис. 66. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в кимеридже-верхнем волжском веке

в которой, наряду с преобладающими пелециподами, присутствовали гастроподы, брахиоподы, ракообразные, морские ежи. Часть находимых в кимериджских осадках раковин могла приноситься с мелководных участков моря. Таковы, например, лингулы, обитатели в основном литоральной зоны; пектены, прикрепляющиеся формы, которые не могли существовать на илистых грунтах; ауцеллы, встречающиеся, как указывает Н. И. Шульгина, всегда в виде единичных створок и обитавшие, по-видимому, на твердых грунтах на мелководье в прибрежной зоне моря.

Воды кимериджского моря были населены многочисленными белемнитами и аммонитами. От белемнитов чаще всего сохранялись роговые крючки, находившиеся на концах их щупальцев. Среди аммонитов в особенно изобилии встречались различные представители рода *Amoebo-ceras*, распространенного в морях умеренного и холодного поясов. Много также ауцелл, наравне с *Amoebo-ceras*, обитавших исключительно в холодных морях верхнеюрской и нижнемеловой эпох.

Температура воды в кимериджском море Усть-Енисейской впадины была все же не очень низкой. Присутствующие в низах кимериджа глау-

конитовые песчаники формировались, очевидно, в условиях, весьма благоприятных для образования глауконита. В современных морях такими условиями являются ограниченный принос с суши обломочных силикатных зерен, расположение у внешнего края материковой отмели и на материковом склоне, на границе восстановительной и окислительной зон, а так же, как показал Н. С. Шатский (1954), относительно высокие температуры воды (в холодных морях глауконит либо вообще не образуется, либо появляется, как, например, в Охотском море, в редких зернах).

В мезозое вследствие ослабленного выноса обломочного материала с суши зона глауконитовых осадков, особенно песчаных, подвергавшихся, надо думать, воздействию волн, могла смещаться ближе к берегу и располагаться на глубинах менее 100 м. Однако температура воды должна была оставаться относительно высокой и, возможно, развитие существенно глауконитовых осадков на протяжении всего разреза усть-енисейской юры только в низах кимериджа именно и обусловлено повышением температуры воды в это время в связи с максимумом верхнеюрской трансгрессии и проникновением теплых течений в арктические моря.

Каковы именно были температуры воды в нижнекимериджском море, сказать трудно. Современные существенно глауконитовые осадки образуются при температуре воды у дна 5—20° и в поверхностном слое 10—28°, отдельные же зерна глауконита появляются, по данным В. П. Петелина (1954), и при температуре 0° (на дне Охотского моря). В пользу сравнительно высоких температур кимериджского моря говорит и присутствие среди фауны лингул — обитателей в настоящее время, как указывает М. Шварцбах (1955), исключительно тропических и субтропических морей. Все находимые в пределах Усть-Енисейской впадины лингулы (в верхней юре и в валанжине) имеют очень мелкие размеры, что может быть связано с обитанием в относительно неблагоприятных условиях.

Для кимериджа характерно присутствие в составе фракции менее 0,001 мм смеси бейделлита и гидрослюд. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников (1951) указывают, что одновременное присутствие бейделлита и гидрослюд свойственно морским отложениям. Появление бейделлита в глинах также может быть, наравне с глауконитом, показателем повышения температур воды. Возможно, во всех нижележащих горизонтах процесс преобразования глинистых минералов не шел далее гидрослюд именно вследствие замедленности химических реакций при низких температурах. Соленость кимериджского моря была нормальной. Об этом, наряду с фауной, говорит высокое содержание хлора среди легкорастворимых солей и соотношения в составе обменных оснований и водных вытяжек (в обменном комплексе устанавливается позднее замещение калия натрием, причем калий не удален из пород, а перешел в воднорастворимые соли).

Верхний кимеридж по фауне в районе Малохетской антиклинали не выделяется. Как уже указывалось, это может объясняться недостаточностью имеющихся материалов (неполнотой отбора керн), но может свидетельствовать и о действительном выпадении из разреза верхнего кимериджа.

Бесспорно, перед началом отложения нижнего волжского яруса кимеридж подвергся значительным размывам на своде Малохетской антиклинали. В это время начал формироваться огромный взброс на южном склоне Малохетского и Фунтусовского поднятий, обусловивший полный размыв верхней юры на своде этих поднятий и даже вдалеке от свода, в скв. 1-Р, приведший к размыву кимериджских осадков более чем на 100 м. Вполне возможно, что поднятие свода Малохетской антиклинали привело в конце кимериджа, наряду с размывом в присводовой части

складки, к прекращению процессов осадконакопления и на ее крыльях (судя по составу осадков, без выхода свода складки из-под уровня моря).

Минералогический состав осадков кимериджа указывает на ослабление выноса продуктов разрушения траппов. Среди минералов, связанных с кислыми изверженными породами, встречаются характерные как для Таймырской питающей провинции (бурый сфен), так и для предполагаемого Пуровского хребта (апатит). Значительно возрастает в осадках содержание слюд (биотита), отчасти объясняющееся удалением района Малохетской антиклинали от берегов моря. В результате из обломочных зерен, особенно тяжелой фракции, чаще всего достигали Малохетского района пластинки слюды, другие же минералы оседали ближе к берегу. Источником биотита могли быть метаморфические слюдитые сланцы предполагаемого Пуровского хребта.

### *Нижний волжский ярус*

В нижнем волжском веке в районе Малохетского поднятия Малохетской антиклинали продолжалось отложение гидрослюдисто-бейделлитовых глин и алевроитов с тонкими пропластками, возможно линзами мергелей и глинистых известняков. Это бесспорно осадки открытого моря, формировавшееся на глубинах, где не проявлялось или почти не проявлялось волнение. В связи с этим откладывались глинистые алевроиты и алевроитистые глины, в которых разница содержания пелитовых и алевроитовых частиц очень незначительна.

Преобладание пеллеципод среди остатков фауны указывает на положение дна в пределах сублиторальной зоны, вероятно ее нижней части (сублиторальная зона, характеризующаяся проникновением света и соответственно наличием растительных организмов, простигается до глубин порядка 200 м). Доступ кислорода в придонные слои воды, как и в кимеридже, был затруднен. Органическое вещество не полностью разлагалось, благодаря чему осадки нижнего волжского века характеризуются черной или черно-серой окраской и обилием пирита. Нижние горизонты нижеволжских отложений откладывались на меньших глубинах.

На южном склоне Малохетского поднятия здесь наблюдается своеобразная ленточного типа слоистость, обусловленная чередованием глинистых и алевроитовых прослоев. Мощность глинистых прослоев 10—15 мм, алевроитовых — 2—3 мм. Вряд ли можно допустить, что эти прослои связаны с сезонными изменениями морского режима, скорее, они отражают ритмические колебания дна бассейна на протяжении относительно длительных отрезков времени. Возможно, что смена глинистых и алевроитовых прослоев на южном склоне Малохетского поднятия вызвана периодически возобновлявшимся подъемом взброшенного блока в районе Малохетского и Фунтусовского поднятий. О том, что подъем этого блока действительно продолжался в начале нижнего волжского века, говорит присутствие песчаных прослоев в нижеволжских отложениях на северном склоне Малохетского поднятия, в пределах поднимающейся глыбы, очевидно, подвергавшейся обмелению и размывам.

По направлению на восток характер нижеволжских осадков меняется. В районе Точинского поднятия в нижней части разреза нижнего волжского яруса, которая тут только и сохранилась, много прослоев песка, чередующихся с пачками алевроитов. Глины образуют лишь отдельные подчиненные прослои. На своде и на восточном склоне Точинского поднятия пески чередуются с алевроитами почти в равных соотношениях. Все это говорит об уменьшении глубин и приближении к берегу. Надо все же отметить, что растительные остатки в отложениях нижнего волжского века встречаются реже, чем в более древних горизонтах юры.

что свидетельствует о большем удалении береговой линии. Вверх по разрезу нижнего волжского яруса осадки становятся более глубоководными.

В районе Малохетского поднятия откладывались почти исключительно глины. Прослой алевритов, встречавшиеся еще в средней части яруса, выше совершенно исчезают. В районе Точинского поднятия также наблюдается переход к алевритам, иногда к глинам, прослой песков пропадают.

В районе Малохетского поднятия в нижеволжских глинах и алевритах встречаются тонкие пропластки, скорее, вероятно, линзы мергелей и глинистых известняков. Можно допустить, что такие пропластки или линзы формировались внутри глинистых и алевритовых илов в процессе их диагенеза за счет цементации отдельных прослоев ила известковым веществом, осаждавшимся из заполнявших поры только что отложившегося осадка грунтовых вод. Последние могли содержать благодаря разложению органического вещества растворенные карбонаты, которые при появлении кристаллизационных центров выпадали из раствора, образуя корки, пропластки или линзы. В зависимости от соотношения терригенного материала и карбоната кальция возникали мергели или глинистые известняки.

Фауна, содержащаяся в нижеволжских отложениях, указывает на нормальную соленость бассейна. На дне моря обитали пелециподы, гастроподы, брахиоподы, ракообразные, фораминиферы. Воды моря были населены аммонитами, белемнитами, рыбами.

Нижние горизонты нижнего волжского яруса на южном склоне Малохетского поднятия, обладающие слоистостью типа ленточной, почти не содержат фауны, исключая белемнитов и обломки пелеципод. Нет здесь и фораминифер. Быть может, это указывает на неблагоприятные условия жизни на дне (недостаток кислорода во впадине, образовавшейся к югу от поднимавшегося взброшенного блока). В районе Точинского поднятия и на северном приподнятом склоне Малохетского поднятия условия для донной жизни были в начале нижнего волжского века несравненно лучшими. Тут жили многочисленные моллюски, в том числе устрицы, песчаные фораминиферы.

Выше по разрезу нижеволжских отложений донная жизнь появилась и на южном склоне Малохетского поднятия (возможно, в связи с прекратившимся подъемом взброшенного блока). Здесь найдены пелециподы, в частности многочисленные, образующие целые скопления люцины, из фораминифер — различные известковые формы, указывающие на относительно небольшую глубину бассейна. Находимые тут же отдельные створки ауцелл, свойственные литорали и верхней части сублиторали, и лингулы могли заноситься волнами и течениями с более мелководных участков.

В конце нижнего волжского века появились признаки сероводородного заражения (по-видимому, в грунтах, а не на дне), донная жизнь стала беднее, снова исчезли фораминиферы. Все это могло быть следствием дальнейшего возрастания глубин моря. Соленость моря, судя по составу воднорастворимых солей и обменных оснований, оставалась нормальной.

Состав обломочных зерен в нижеволжских осадках свидетельствует об удалении района Малохетской антиклинали от береговой зоны. Слюда (в основном биотит) составляют почти половину тяжелой фракции и четверть легкой. Это говорит об интенсивном размыве слюдястых метаморфических пород в сравнительно близко расположенном к Малохетской антиклинали районе, ныне погребенном под новейшими отложениями, т. е. скорее всего в области предполагаемого Пуровского хребта. Другие минералы тяжелой фракции в значительной части не достигали Малохетского района, оседая в прибрежной зоне. Из них пред-

ставлены минералы, свойственные кислым породам и приносившиеся с Таймыра (бурый сфен, в значительной степени гранат) и с предполагаемого Пуровского хребта (апатит).

Продукты разрушения траппов играют заметную, хотя и подчиненную роль — довольно много пироксенов, но мало черных рудных минералов и образующихся за счет их титанистых неопределимых минералов. Возрастание, по сравнению с нижележащими отложениями, содержания в тяжелой фракции эпидота указывает на начавшееся поступление в район Малохетской антиклинали продуктов разрушения эпидотсодержащих метаморфических пород. Скорее всего, — это верхний протерозой Таймыра, богатый эпидотом. Не исключен принос эпидота сюда, так как и в южной части Западно-Сибирской низменности с конца юры и начала мела резко возрастает содержание в осадках эпидота.

### *Верхний волжский ярус*

Отложение осадков верхнего волжского века на южном склоне Малохетского поднятия, где они только и известны, продолжалось по всем данным без перерыва с нижнего волжского века. Представлены верхневолжские осадки в основном глинами, и лишь в верхней части появляются подчиненные прослои алевритов. Окраска осадков по-прежнему черная или черно-серая, свидетельствующая об ограниченном доступе кислорода в придонные слои воды. Как и в нижнем волжском ярусе, среди глин встречаются тонкие пропластки мергелей и глинистых известняков, формировавшихся, по-видимому, в процессе диагенеза осадков.

Несомненно, осадки верхнего волжского яруса отлагались в условиях открытого моря с нормальной соленостью, на глубинах, где уже не сказывалось волнение (скорее всего порядка 100—200 м). Степень отсортированности глин то ухудшалась, то улучшалась и, по-видимому, связана с тем, удалялись или приближались более мелководные участки моря, на которых могли происходить локальные размывы. В осадках верхнего волжского яруса особенно ярко проявляется роль слюд (в основном биотит), вымывавшихся, вероятно, из метаморфических толщ предполагаемого Пуровского хребта. Пластинки биотита только и достигали района Малохетской антиклинали, тогда как остальные обломочные зерна оседали ближе к берегу.

Среди фауны много аммонитов, белемнитов, донные организмы представлены пеллециподами, причем преобладают ауцеллы, есть *Inoceramus*, *Modiola* — обитатели сублиторальной зоны, попадаются гастроподы, *Ditrupea*. В нижней и средней части разреза преобладают песчаные фораминиферы, особенно много *Ammodiscus* ex gr. «*incertus* Ogb». Это, по-видимому, является указанием на более значительные, чем в нижнем волжском веке, глубины бассейна. В верхней части разреза песчаные фораминиферы сменяются известковыми, что может быть связано с уменьшением глубин. Вместе с тем, размеры раковин фораминифер становятся меньше, очевидно, условия для их жизни на дне не были благоприятными в силу ли недостатка кислорода в придонных слоях воды или вследствие понижения температуры воды (последнее даже вероятнее, если учесть разнообразие видового состава фораминифер).

Соленость моря, если судить по содержанию хлора, чуть-чуть понижается по сравнению с другими горизонтами верхней юры. В составе глинистых минералов немного уменьшается роль бейделлита. С другой стороны, судя по составу фауны, обменного комплекса и тяжелой фракции, есть все основания полагать, что в верхнем волжском веке продолжали существовать нормальные морские условия, суша была даже более удалена, чем раньше. Скорее всего, небольшие изменения в составе воднорастворимых солей, а также глинистых минералов могут быть вто-

ричными, связанными с появлением континентального режима в пределах Малохетской антиклинали на границе юры и мела.

Как уже отмечалось выше, по резкому преобладанию пирита среди аутигенных минералов верхнеюрские отложения очень сильно отличаются от нижне- и среднеюрских. В нижнем и среднем валанжине характер аутигенных минералов остается таким же, как в верхней юре, но состав легкорастворимых солей заметно меняется. Легкорастворимые соли верхней юры обогащены сульфатами, в то время как среди легкорастворимых солей нижнего и среднего валанжина преобладают карбонатные и гидрокарбонатные ионы. Это обстоятельство позволяет высказать предположение, что на границе юры и мела осадки верхней юры промывались водами, богатыми кислородом и окислявшими пирит. Такие условия могли существовать, если осадки верхней юры выходили на поверхность суши.

## Нижний отдел меловой системы

### *Валанжин*

Между отложением юрских и меловых осадков в пределах Усть-Енисейской впадины, по-видимому, был перерыв. В скважинах на Малохетской антиклинали крупные размывы на границе юры и мела доказываются совершенно бесспорно выпадением из разреза на своде складки и на приподнятых блоках верхнего волжского яруса и верхней части нижнего волжского яруса. На крыле складки в скв. 10-Р разрез верхнеюрских и нижнемеловых отложений можно было бы считать непрерывным, однако геохимические исследования, как мы видели, указывают на установление и здесь континентального режима после накопления верхневолжских осадков. Не исключена возможность, что из-под уровня моря перед отложением валанжина выходила только Малохетская антиклиналь в связи с поднятием ее свода и отдельных составляющих ее блоков. За пределами Малохетской антиклинали морской режим мог сохраняться непрерывно, но отсутствие скважин, которые вскрывали бы границу юры и мела, не позволяет судить об этом.

На Малохетском и Фунтусовском поднятиях, по сравнению с опущенными участками, мощность нижнего и среднего валанжина сокращается почти в полтора раза, что скорее всего объясняется размывами внутри валанжина. Эти размывы были следствием пульсационных движений в пределах Малохетской антиклинали и на характере осадков и распределении фаций сказывались мало. Происходили размывы внутри валанжина, надо думать, на дне моря, где размывался свод поднимавшейся складки, тогда как на периферии последней продолжалась аккумуляция осадков.

В начале валанжина в районе Малохетской антиклинали отложился горизонт песков и алевроитов мощностью до 10--12 м, отвечающий началу трансгрессии нижнемелового моря. В дальнейшем стали накапливаться глины, чередующиеся примерно в равных соотношениях с алевроитами и заключающие многочисленные прослойки песчаных пород. В породах много растительных остатков, приносившихся, несомненно, с близко расположенной суши. Окраска глин и алевроитов светлая зеленовато-серая, что свидетельствует о хорошей аэрации придонных слоев воды. Накопившееся в осадках органическое вещество в значительной части разлагалось. Органический углерод в породах валанжина содержится в меньших количествах, чем в верхних горизонтах юры, когда море, несомненно, было более глубоководным и органического вещества на дно попадало, надо думать, меньше. Весьма возможно, что более полное разложение органического вещества в валанжинских осадках объясняется отчасти и повышением температуры воды. На потепление

с начала мелового периода указывают также более полное разложение обломочного материала (возрастание роли кварца и сокращение разрушенных минералов) и более разнообразный состав растительности на берегах (массовое появление лиан — *Lygodium*).

На дне валанжинского моря устанавливалась, возможно в процессе диагенеза, восстановительная среда, способствовавшая образованию пирита. У. Х. Твенхофел (1936) указывает, что «если сульфиды образуются в осадках, относительно свободных от органических веществ, то при изменении сульфидов в марказит и пирит цвет осадков становится светлым». Меньшее количество органического углерода, возможно, сказывалось и на том, что в нижнем и среднем валанжине несколько чаще, чем в верхней юре, создавались благоприятные условия для выпадения карбонатов железа и магния. Однако не исключена возможность, что большее количество карбонатов просто связано с лучшей аэрацией ниже- и средневаланжинских осадков.

Песчаные прослои, достигающие мощности 5—10 м, формировались по-видимому, при периодических обмелениях бассейна, когда воздействие волн на дно становилось более значительным. Прослои эти состоят исключительно из мелкозернистых песков, плохо выдерживаются по простиранию благодаря тому, что, вероятно, одновременно с их образованием на отдельных участках дна шли и размывы. Наряду со сравнительно мощными прослоями песков, в глинах и алевролитах присутствуют мелкие пропластки и включения песка, в алевролитах иногда наблюдается косая слоистость. Все это указывает на относительно небольшие глубины бассейна, в котором происходило накопление осадков нижнего и среднего валанжина (вероятно, порядка 50—100 м и даже менее в периоды отложения песков). Иногда на морском дне появлялись уклоны, достаточные для развития процессов оплывания осадков, свидетельством чего остались флюидалные текстуры. Любопытно, что при общем мелководном облике осадков нижнего и среднего валанжина Малохетской антиклинали наблюдается относительное постоянство фаций на всем протяжении от Точинского поднятия, и даже его восточного склона до северного и западного склонов Малохетского поднятия, т. е. на протяжении около 35 км. По направлению на восток лишь несколько возрастают количество и мощность песчаных прослоев. Нет признаков фациального изменения и при переходе от свода к крыльям антиклинали. В нижних горизонтах валанжина присутствуют тонкие прослои глинистого известняка и мергеля, которые могли, как и в верхней юре, формироваться уже при диагенезе осадков вследствие выпадения из грунтовых растворов углекислого кальция.

Обломочный материал в район Малохетской антиклинали поступает в нижнем и среднем валанжине в значительной степени с Таймыра (рис. 67). Оттуда принесли продукты разрушения кислых интрузий и еще в небольшом количестве минералы, свойственные породам верхнего протерозоя. Подчиненную роль играл размыв траппов. Поступали, надо полагать, обломочные минералы и с запада, с предполагаемого Пуровского хребта. Отсутствие характерных для юры титанистых неопределимых минералов обусловлено, по-видимому, более интенсивным размывом содержащих ильменит и титано-магнетит пород в валанжине. вследствие чего в осадок попадали зерна титанистых минералов, не подвергавшихся выветриванию в такой степени, как в юре.

Море в нижнем и среднем валанжине в районе Малохетской антиклинали было населено богатой и разнообразной фауной. Во время отложения нижних горизонтов валанжина преобладали ауцеллы, створки которых, как полагает Н. И. Шульгина, подвергались некоторому, хотя и незначительному переносу водой. Наряду с ауцеллами попадают *Lima*, *Oxytoma*, *Pseudomonotis*, *Inoceramus*, которые, как и ауцеллы, вели прикрепленный образ жизни и свойственны мелководной зоне моря

(верхней части сублиторали). Более высокие горизонты валанжина содержат более разнообразную фауну пелеципод и гастропод. Пелециподы (наиболее часты астарты) встречены в виде целых раковин, захороненных на месте обитания животных. Ауцеллы здесь обнаруживаются лишь спорадически. Более частыми становятся и находки аммонитов. Все это говорит об установлении бóльших глубин бассейна (нижняя или средняя часть сублиторали).

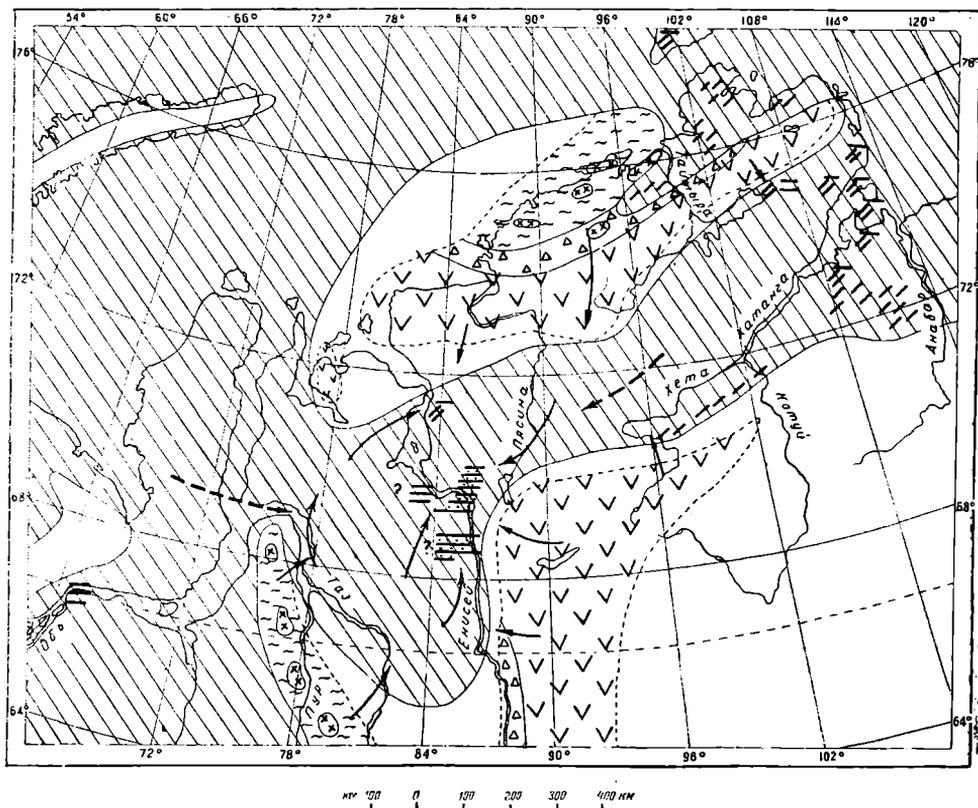


Рис. 67. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в валанжине

Микрофауна в ниже- и средневаланжинских отложениях встречается часто, преобладают по количеству особей песчаные фораминиферы. По количеству видов микрофауна наполовину состоит из известковых мелководных форм. Особенно разнообразной становится микрофауна в средних и верхних горизонтах свиты, т. е. там, где более богато представлена макрофауна, и где, возможно, возрастали глубины.

Соленость ниже- и средневаланжинского моря в районе Малохетской антиклинали была нормальной. На это, наряду с разнообразной фауной, указывают данные геохимии — высокое содержание иона хлора в легкорастворимых солях, высокое содержание калия и замещающего его натрия в обменных комплексах, явное преобладание пирита над сидеритом в аутигенном комплексе и, наконец, бейделлитово-гидрослюдистый состав глинистых минералов (причем бейделлит и гидрослюда находятся примерно в равных соотношениях). Возможно, возрастание роли бейделлита тоже связано с повышением температур воды, благодаря чему процессы преобразования глинистого вещества проявлялись более интенсивно, и гидрослюды переходили в бейделлит. При этом, вслед за М. А. Ратеевым (Страхов и др., 1954), авторы допускают, что процесс бейделлитизации мог осуществляться в ходе диагенеза осадка.

В районе р. Яковлевой в нижнем и среднем валанжине также откладывались морские осадки, но более мелководные. Среди осадков здесь преобладали глинистые и алевритовые илы; прослой мелководных песков имели подчиненное значение. Вместе с тем наблюдавшиеся А. И. Бочарниковой трещины усыхания и следы корневой системы растений указывают даже на периодические осушения дна, скорее всего во время отливов.

Песчаные прослой, скопления растительного детрита и слюды на плоскостях напластования, косая слоистость в песках являются свидетелями отложения на очень малых глубинах. В отличие от района Малохетской антиклинали на р. Яковлевой глинистые осадки обладают темно-серой, почти черной окраской и формировались, вероятно, в периоды погружения дна, в условиях приноса большого количества растительного вещества, вместе с быстро накапливавшимся илом переходившего в осадок и придавшего породам темную окраску. Не исключено, что в некоторой части илы представляют отложения приливо-отливной зоны на отмелях побережьях типа современных ваттов.

Опреснение вод в прибрежной части моря, а также загрязнение вод илистым материалом, приносившимся с суши и поднимающимся волнами со дна, не благоприятствовали развитию фауны. В породах нижнего и среднего валанжина р. Яковлевой попадают в основном разрозненные створки и обломки створок ауцелл, вполне возможно заносившиеся сюда вместе с единичными *Leda*, *Lingula*, *Ammonites* и песчаными фораминиферами со стороны открытого моря. Последнее располагалось, надо думать, непосредственно к югу от р. Яковлевой. Состав аутигенных минералов (пирит) и глинистых минералов (бейделлит и гидрослюда) в районе р. Яковлевой остаются теми же, что и на р. Малой Хете, но содержание иона хлора в водных вытяжках в восемь раз меньше. Возможно, причина такого несоответствия заключается в том, что отложения района р. Яковлевой временами выходили из-под уровня воды и промывались дождевыми и речными водами. Соленость же бассейна, в котором откладывались осадки нижнего и среднего валанжина на р. Яковлевой, могла почти не отклоняться от нормальной (о том же говорят находки брахиопод и головоногих).

В осадках нижнего и среднего валанжина района р. Яковлевой материал таймырского происхождения почти отсутствует. Зато, как и в нижней и средней юре Малохетской антиклинали, преобладают минералы кислых изверженных и метаморфических пород, источником которых, скорее всего, являлся предполагаемый Пуровский хребет. Слабо представлены продукты разрушения траппов.

Верхний валанжин в районе Малохетской антиклинали сложен чередующимися между собою пачками песчаного, алевритового и, реже, глинистого составов. Породы в большом количестве содержат растительные остатки, включения угля, указывающие на произрастание здесь же поблизости богатой растительности. Фауна пелелипод в породах верхнего валанжина совершенно отсутствует и лишь в отдельных глинисто-алевритовых прослоях попадают, иногда и в большом количестве особей, но с ограниченным количеством видов, песчаные фораминиферы. По своему характеру глинисто-алевритовые породы верхнего валанжина имеют много общего с нижним и средним валанжином, также обладают светлой зеленовато-серой окраской, содержат включения и линзы песка и формировались, надо думать, в сходных условиях — в прибрежной мелководной зоне моря. Береговая линия, несомненно, по сравнению со средним валанжином, приблизилась к району Малохетской антиклинали, глубины моря стали меньше.

Обращает на себя внимание, так же как и в нижнем и среднем валанжине, постоянство фациального состава верхневаланжинских осадков на всей разбуренной площади в районе р. Малой Хеты. На протя-

жении около 35 км нельзя в каком-либо определенном направлении указать на возрастание мощностей или увеличение роли глинистых или песчаных пачек.

Отклонения от нормальной солености, может быть, загрязнение вод илистым материалом, приносившимся с суши или взмучивавшимся волнами со дна, препятствовали развитию макрофауны. Наличие флюидалных текстур указывает на воздействие волнений и присутствие на морском дне уклонов не менее 4—6°. Песчаные прослои в верхнем валанжине, состоящие, как правило, из мелкозернистых, очень редко среднезернистых песков, образовывались, вероятно, в периоды еще большего обмеления моря, когда волны вымывали со дна глинистые и алевритовые частицы, а иногда даже размывали ранее отложившиеся слои глин. За счет этого в песчаные породы попадает галька глин. Воздействие волн обусловило появление в песках, и реже в алевритах, косой слоистости, причем наблюдаются и довольно крутые углы наклона косослоистых пачек. Благодаря действию волн в алевритах на плоскостях напластования накапливались растительный детрит и слюды.

Возможно, что полное отсутствие фауны и почти полное отсутствие микрофауны в верхнем валанжине Малохетской антиклинали объясняются изменением солевого режима лагун, временами отшнуровывавшихся от моря и являвшихся местом накопления осадков. В пользу этого говорит возрастание (почти вдвое), по сравнению с нижним и средним валанжином, содержания хлора среди легкорастворимых солей. Одновременно уменьшается содержание сульфатного иона, благодаря чему восстановительные процессы за счет разложения органических остатков приводили к образованию уже не пирита, а сидерита. Малые глубины и хорошая аэрация вод в целом не позволяли установиться резко восстановительным условиям даже в зоне диагенеза, поэтому аутигенные минералы, свойственные восстановительной среде, слабо развиваются в верхнем валанжине. Глинистые минералы в верхнем валанжине Малохетской антиклинали представлены преимущественно гидрослюдой, лишь изредка наблюдается примесь бейделлита и, вероятно, сносившегося с суши каолинита.

Минералогический состав пород верхнего валанжина Малохетской антиклинали свидетельствует о приносе большого количества обломочного материала с Таймыра. Эпидот составляет в среднем 22% терригенной части тяжелой фракции, что говорит о начавшемся интенсивном размыве верхнепротерозойских толщ Таймыра. Для сноса с Таймыра характерно также обилие сфена. Вместе с тем присутствуют минералы, выносившиеся, по-видимому, с предполагаемого Пуровского хребта. В ограниченных количествах встречаются трапповые минералы.

В районе р. Яковлевой в верхнем валанжине продолжали накапливаться мелководные морские, преимущественно глинисто-алевритовые осадки. Песчаные прослои, хотя и более многочисленные и мощные, чем в нижнем и среднем валанжине, занимают подчиненное положение. Фауна, в основном разрозненные створки ауцелл, встречается даже в большем количестве, чем в нижележащих слоях; более разнообразной становится и микрофауна. Обилие растительных остатков, присутствие включений угля, косой слоистости, трещин усыхания, корневых систем растений говорят о близости берега и мелководности бассейна, в котором шло отложение осадков. Иногда, по-видимому во время отливов, морское дно даже выходило из-под уровня воды. Нахождение фауны в виде разрозненных створок и часто обломков связано, вероятно, с тем, что раковины после гибели животных подхватывались и переносились волнами.

Низкое, хотя и более высокое по сравнению с подстилающими слоями содержание хлора в водных вытяжках указывает на опресненность вод. О том же говорит преобладание железистых карбонатов над суль-

фидами среди аутигенных минералов. Преимущественно бейделлитовый состав глинистых минералов (гидрослюда занимает подчиненное положение) тоже характерен для бассейнов, отклонявшихся от нормального морского режима.

Верхневаланжинские отложения в районе р. Яковлевой содержат больше, чем нижележащие слои, но все же мало обломочного материала таймырского происхождения. По-прежнему преобладают минералы, свойственные, вероятно, питающей провинции предполагаемого Пурувского хребта.

Следует думать, что между р. Яковлевой и Малохетской антиклиналью на протяжении всего валанжина формировались фации открытого моря, бесспорно распространявшиеся также далеко к западу, юго-западу и востоку. Вдоль края Сибирской платформы откладывались, судя по разрезам в бассейне р. Хеты, песчаные мелководные морские фации. К северу от р. Яковлевой вдоль подножья Таймыра вполне вероятно нахождение прибрежно-лагунных фаций валанжина.

### Готерив (?)

Предположительно к готеривскому веку относится формирование осадков заключительной стадии нижнемеловой (валанжинской) трансгрессии (рис. 68). В районе Малохетской антиклинали накаплиются

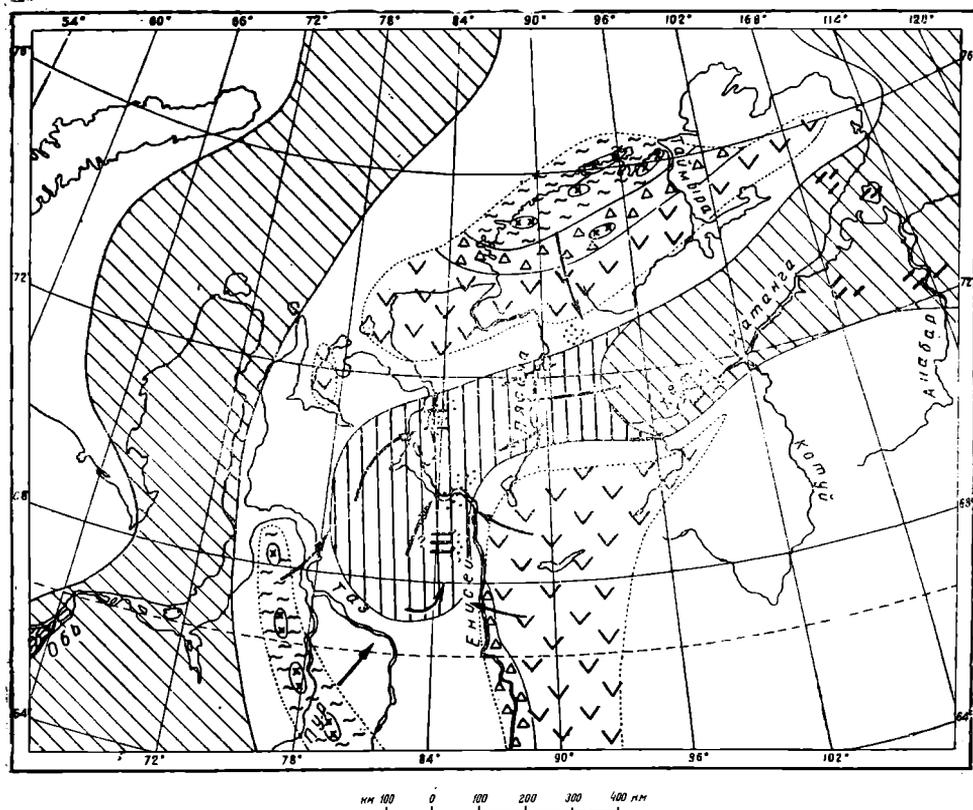


Рис. 68. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в готериве

уже прибрежно-лагунные осадки, преимущественно песчаные, образовавшиеся, подобно аналогичным фациям в нижней и средней юре, в дельтах, на прибрежных аллювиальных равнинах, в некоторой части, может быть, в прибрежной мелководной зоне моря. Это, как правило, мелко-

зернистые пески с косо́й слоистостью, с большим количеством растительных остатков, всегда содержащие значительную примесь глинистого и алевритового материала. Против прибрежно-морского происхождения основной массы песков готерива говорит низкая степень их сортировки. Вместе с тем берег моря находился в непосредственной близости к району Малохетской антиклина́ли, на что указывают обнаруженные в глинисто-алевритовых прослоях разрозненные створки ауцелл, плевромий, раковинки песчаных фораминифер. Чаще всего они приурочены к горизонту глин, расположенному в средней части разреза готерива, но встречаются и в других глинисто-алевритовых прослоях выше и ниже упомянутого горизонта. Вероятно, прослой глин и алевритов в готериве формировались в основном в лагунах, сообщавшихся с морем и обладавших соленостью, хотя и отличавшейся от открытого моря, но не настолько, чтобы препятствовать жизни отдельных наиболее эвригалинных форм морских пелеципод и фораминифер.

В лагуны в большом количестве поступал растительный материал, разложение которого способствовало появлению в воде свободной углекислоты. Последнее обуславливало растворение углекислого кальция, слагавшего раковины пелеципод и замещавшегося окислами железа. О повышенной солености лагун говорят обогащение хлором водных вытяжек, проявляющееся в готериве в еще большей степени, чем в верхнем валанжине. Вместе с тем сульфаты содержатся в малых количествах, что и предопределило, по-видимому, при восстановительных процессах образование из аутигенных минералов преимущественно сидерита; пирит становится значительно более редким. Очевидно, солевой состав вод на протяжении готерива не был постоянным. Временами он приближался к нормальному морскому. Иногда концентрация солей возрастала, одновременно с чем могло происходить изменение в соотношении отдельных составляющих. Временами, наконец, за счет притока речных вод наступало опреснение лагун.

Осадки готерива, подобно валанжину, обнаруживают в районе Малохетской антиклина́ли большое постоянство фациального состава. Последующий размыв верхних горизонтов готерива не позволяет судить о подобном же постоянстве мощностей.

В готериве сократился принос в район Малохетской антиклина́ли обломочного материала с Таймыра. По-прежнему хорошо представлен комплекс минералов, связанный с предполагаемым Пуровским хребтом. Продукты разрушения траппов занимают подчиненное положение.

В районе р. Яковлевой в начале готерива отлагались не содержащие фауны, вероятно, дельтовые или прибрежно-аллювиальные, в основном песчаные осадки, затем стали отлагаться прибрежно-морские, преимущественно глинисто-алевритовые осадки с фауной плевромий и более разнообразных, чем в лагунах на Малохетской антиклина́ли, преимущественно песчаных фораминифер. Вместе с тем здесь совершенно нет ауцелл. По-видимому, существовали условия, неблагоприятные для их жизни. Скорее всего в прибрежной зоне моря в районе р. Яковлевой воды были сильно опреснены. Плевромии, захороненные, по мнению Н. И. Шульгиной, непосредственно на месте их обитания, могли переносить большее опреснение, чем ауцеллы. Фораминиферы частью тоже могли жить в опресненной среде, частью раковинки их могли заноситься со стороны открытого моря.

На значительное опреснение вод в районе р. Яковлевой указывает и низкое содержание хлора в легкорастворимых солях. Вместе с тем среди аутигенных минералов преобладает пирит, что характерно для водоемов с высокой концентрацией в растворе солей и, в частности, сульфатов. Глинистые минералы представлены гидрослюдами и бейделлитом, свойственным тоже морским бассейнам. Вероятно, во время отложения готерива

условия осадконакопления — соленость, связь с морем, приток речных вод — сильно менялись.

Во время отложения верхней свиты готерива лагунные условия уже преобладали. Среди чередующихся между собой песчаных, алевроитовых и глинистых пород этой свиты присутствуют прослои углистых глин (аргиллитов), пропластки угля, остатки корневых систем растений, много растительных остатков. Наряду с этим в песках верхних горизонтов верхней свиты готерива А. И. Бочарникова отмечается значительную примесь глауконитовых зерен (до 20% породы), свидетельствующую, по-видимому, о формировании этих песков в морских условиях, вероятно в прибрежной мелководной зоне моря. В целом же в верхней свите готерива р. Яковлевой, как и в нижней, устанавливается повышенное содержание песчаных прослоев в нижних горизонтах свиты и, наоборот, возрастание роли глинисто-алевритовых пород в верхней ее части.

Готерив района р. Яковлевой характеризуется, подобно валанжину, слабым приносом материала с Таймыра. По-прежнему хорошо представлена ассоциация пород предполагаемого Пуровского хребта.

### *Баррем (?)*

На Малохетской антиклинали в основании баррема почти повсеместно залегает галечниковый горизонт. Среди гальки, наряду с подстилающими осадочными породами, встречаются траппы, принесенные со Средне-Сибирского плоскогорья, и кислые магматические породы, скорее всего происходящие с Енисейского кряжа или с предполагаемого Пуровского хребта.

Присутствие в гальке пород, принесенных с периферии Усть-Енисейской впадины, довольно крупные (до 3,5 см) размеры гальки указывают, по-видимому, на региональный характер перерыва, вызвавшего формирование данного галечникового горизонта. Если бы перерыв между готеривом и барремом на Малохетской антиклинали был обусловлен только поднятием свода этой антиклинали и всюду за ее пределами продолжалось накопление осадков, то мы не имели бы среди гальки чуждых пород. Очевидно, перерыв захватил большие площади, реки стали врезаться в днища своих долин, приобрели большую скорость течения и доставляли в район Малохетской антиклинали гальку и гравий с окружающих впадин возвышенностей. Подъем был достаточно большим. Об этом говорят не только значительная амплитуда предбарремского размыва (до 200 м), но и наличие в кровле готерива эрозионного рельефа со следами врезания гидрографической сети перед отложением баррема не менее чем на 30 м.

В районе р. Яковлевой в основании баррема галечника нет, но здесь нижние слои баррема заключают гальку глин, свидетельствующую о размыве подстилающих пород. Таким образом, есть основания думать, что на р. Яковлевой происходил перерыв между отложением готерива и баррема. Вместе с тем геохимическая характеристика осадков валанжина и готерива не дает оснований для предположения о существовании континентального режима перед началом баррема. Несмотря на широкое развитие песков в разрезе готерива и валанжина, что не могло не способствовать промыванию пород поверхностными водами, здесь не наблюдается обеднения хлором, окисления сульфидов, выноса калия из обменного комплекса.

Можно, следовательно, сделать предположение о том, что размыв между готеривом и барремом был очень кратковременным. Такое предположение, кстати сказать, находит подтверждение в сохранении эрозионного рельефа в кровле готерива. Если бы размыв продолжался долго, сотни тысяч или миллионы лет, то при наличии рыхлых меловых пород быстро произошло бы полное выравнивание поверхности.

Осадки баррема как в районе Малохетской антиклинали, так и в районе р. Яковлевой представлены преимущественно мелкозернистыми песками с большим количеством растительных остатков, с косо́й слоистостью. Пески неоднократно в процессе формирования толщи выходили из-под уровня воды и подвергались выветриванию — полевые шпаты в них каолинизированы. О многочисленных внутрiformационных размывах говорят и находимая в песках галька глин, присутствие прослоев среднезернистых песков, гравия и даже галечника. Вероятно, пески баррема откладывались в пределах обширной дельты или прибрежной аллювиальной равнины, образовавшейся в результате слияния ряда дельт. Здесь протекали реки и протоки с медленным течением. Свидетельством последнего являются малые углы наклона косослоистых пачек в песках, почти исключительное развитие мелкозернистых разностей песков с большой примесью алевритового и глинистого материала.

Пески содержат прослои глин и алевритов, особенно многочисленные в западной части района Малохетской антиклинали и более редкие в восточной части этого района и в районе р. Яковлевой. Как показывают разрезы буровых скважин на Малохетской антиклинали (см. рис. 21), прослои глин и алевритов при мощности обычно порядка нескольких метров, редко до 10 м, не выдерживаются по простиранию и быстро выклиниваются. Некоторые прослои алевритов с тонкой горизонтальной или косо́й слоистостью, подчеркиваемой скоплениями на плоскостях напластования растительного детрита и слюды, вероятно, также формировались в реках и протоках с более медленным течением.

Глинисто-алееритовые прослои, по-видимому, частью представляют пойменные фации аллювия, накопившиеся на поверхности аллювиальных равнин при разливах рек и в дальнейшем чаще всего подвергавшиеся размывам. Последние обусловили появление гальки глин в песках и линзовидное залегание глин и алевритов внутри преимущественно песчаной толщи. Часть глин и алевритов, возможно, является осадками озер и стариц, которые должны были быть широко распространены на подобных прибрежно-аллювиальных равнинах. Наконец, значительная часть глинисто-алееритовых пород откладывалась в приморских лагунах, имевших, судя по минералогической и геохимической характеристике, повышенную соленость и, вероятно, хотя бы в ограниченной степени, связанных с морем.

На это указывают преобладание среди минералов глин бейделлита и даже появление монтмориллонита, очень высокое содержание хлора среди легкорастворимых солей (вдвое больше, чем в верхнем валанжине и готериве, и вчетверо больше, чем в осадках нормального морского бассейна нижнего и среднего валанжина). Однако, в отличие от нормальных морских отложений, глины баррема содержат мало калия в обменном комплексе и даже в водных вытяжках. Из аутигенных минералов преобладает сидерит, что говорит, с одной стороны, об обеднении вод сульфатами, с другой — о сравнительно хорошей аэрации придонных слоев воды в мелководных лагунах. Надо заметить, что в районе Малохетской антиклинали признаки засоления лагун проявляются ярче, чем в районе р. Яковлевой, хотя и там заметны возрастание хлора в водных вытяжках и возрастание роли бейделлита среди глинистых минералов.

Встречающиеся в отложениях баррема линзы, пропластки, а иногда и прослои угля могли образоваться частью из торфяных пластов на поверхности аллювиальной равнины, частью (тонкие пропластки) путем намыва растительного вещества на косах и отмелях рек, частью, наконец, при накоплении растительного материала, сносимого с берегов в озера и лагуны. Характер углей — присутствие в их составе фюзена — указывает на периодическое пересыхание участков угленакпления, что, наряду с засолением лагун, является, вероятно, свидетельством теплого климата.

В разрезе баррема Малохетской антиклинали выделяются два горизонта (*Г* и *Е* по схеме М. Н. Безруднова), которые характеризуются преобладанием лагунных глинистых осадков и к которым приурочены, в основном, прослой и пропластки угля. Очевидно, эти горизонты отвечают установлению лагунного режима и приближению с запада к району р. Малой Хеты моря. Подстилающие и перекрывающие глинистые пачки преимущественно песчаные горизонты формировались в условиях более приподнятого положения местности. Особенно хорошо выражены ука-

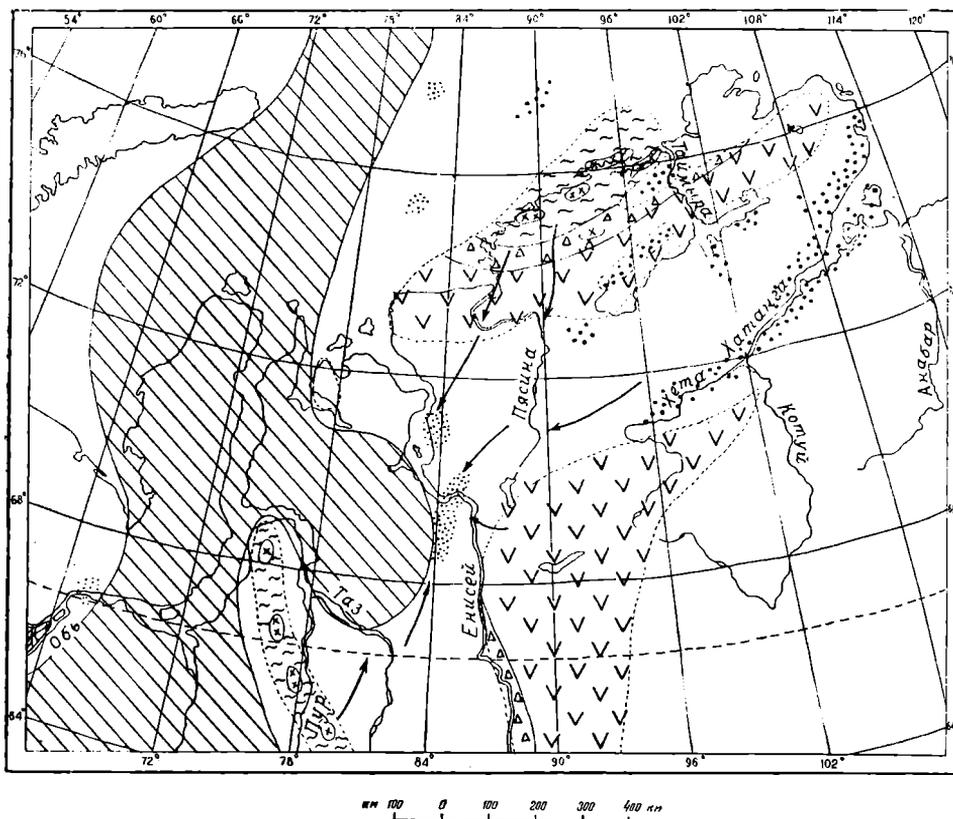


Рис. 69. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в бареме

занные глинистые горизонты в западной части Малохетской антиклинали, где с ними чаще всего связаны и достаточно мощные прослой угля. По направлению на восток и юго-восток в районах Долганского и Точинского поднятий прослой угля пропадают, мощность глинистых пачек сокращается. Сказанное, наряду с общим возрастанием роли глинистых и алевритовых пород в бареме Малохетской антиклинали по направлению на запад, указывает на переход западнее Малохетской антиклинали к лагунным фациям, а далее, очевидно, и к морским, свойственным баррему северной части Западно-Сибирской низменности (рис. 69). Надо отметить, что на междуречье Большой и Малой Хеты, судя по данным сейсмоки, баррем все еще представлен преимущественно песчаными осадками.

В районе Яковлевского купола также присутствуют в разрезе баргема два горизонта глин и алевритов и, следовательно, устанавливаются те же ритмы осадконакопления, что и на Малохетской антиклинали. В верхних горизонтах баррема Малохетской антиклинали местами наблюдаются отдельные прослой алевритов лилового цвета. Такие породы свой-

ственны красноцветной свите баррема южной и средней частей Западно-Сибирской низменности. Их появление в Усть-енисейском разрезе, возможно, свидетельствует о приближении сюда типичных континентальных условий формирования красноцветных толщ. Быть может, к югу от Малохетской антиклинали, в южной части Усть-Енисейской впадины континентальные красноцветные фации баррема развиты уже значительно шире.

В формировании осадков Малохетской антиклинали, начиная с баррема, очень резко сокращается роль кислых изверженных пород и существенно возрастает роль таймырских метаморфических пород. В барреме р. Яковлевой также чувствуется принос обломочного материала с Таймыра, хотя в основном из кислых, а не из метаморфических пород.

В целом в барреме уменьшается роль Пуровского питающего центра, размыв траппов был незначительным.

### *Апт—альб (?)*

Отложения апт—альба вдоль р. Енисея и Енисейского залива характеризуются явным преобладанием лагунных фаций. Это — преимущественно глины, углистые глины, алевроиты с подчиненными прослоями мелкозернистых песков, с мощными (до 5—6 м) пластами углей. Осадки очень изменчивы как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, и формировались, по-видимому, в небольших приморских лагунах, временами получавших сообщение с морем. На последнее обстоятельство указывают находки в глинах и песках морской фауны. С прилегающей к лагунам суши в большом количестве сносились растительные остатки, изобиловавшие во всех породах апт—альба, а также давшие начало пластам углей и углистых глин. Пески и косослоистые алевроиты образовывались, вероятно, во впадавших в море и лагуны реках и протоках, часть песков, судя по находкам в них морских пелеципод, могла формироваться в условиях морского мелководья при кратковременных вторжениях моря в область лагун.

Во время отложения свиты происходили многочисленные местные размывы, которые и обусловили линзовидное залегание слагающих ее пород. На размывы указывают также гальки глин, находимые в песках апт—альба.

Фораминиферы, найденные только в одном горизонте глин в районе Малохетской антиклинали в ограниченном количестве особей и видов, представлены исключительно песчаными формами, отличаются мелкими размерами и жили, очевидно, в неблагоприятных условиях (вероятнее всего вследствие опреснения).

Прослой углей в отложениях апт—альба приурочены к трем угленосным горизонтам, залегающим в основании, в середине и вверху свиты и разделенным безугольными горизонтами. В нижнем из безугольных горизонтов в восточной части Малохетской антиклинали и найдены морские песчаные фораминиферы и пелециподы. Это указывает на формирование безугольных горизонтов в условиях относительного погружения морского побережья, тогда как угленосные горизонты отвечают эпохам понижения уровня моря.

Лагунный режим в апт—альбе установился на очень обширной площади (рис. 70). Лагунные глинисто-алевритовые угленосные фации присутствуют в районах селения Лузина, Дудинки, Малохетской антиклинали (от р. Сухой Дудинки до р. Малой Хеты), р. Яковлевой и Сопочной Карги, образуя полосу меридионального направления протяженностью до 400 км. Данные сейсмоки позволяют предполагать развитие тех же фаций на междуречье Большой и Малой Хеты. Таким образом, ширина полосы лагунных фаций апт—альба не менее 75 км, а, возможно, и значительно больше. По направлению на запад лагунные фации апт—альба должны

сменяться морскими, которые известны внутри Западно-Сибирского прогиба в районах селения Ларьяк, Ханты-Мансийска и Березова и которые, несомненно, появляются недалеко от р. Енисея (поскольку даже в восточной части Малохетской антиклинали встречена морская фауна).

К востоку от р. Енисея и Енисейского залива осадки апт—альба обнаруживаются только на р. Дудыпте, будучи представлены здесь, скорее всего, аллювиальными фациями. На р. Дудыпте пески чередуются с глинами, содержат прослой конгломерата с галькой основных эффузивов, принесенной, надо полагать, со Средне-Сибирского плоскогорья.

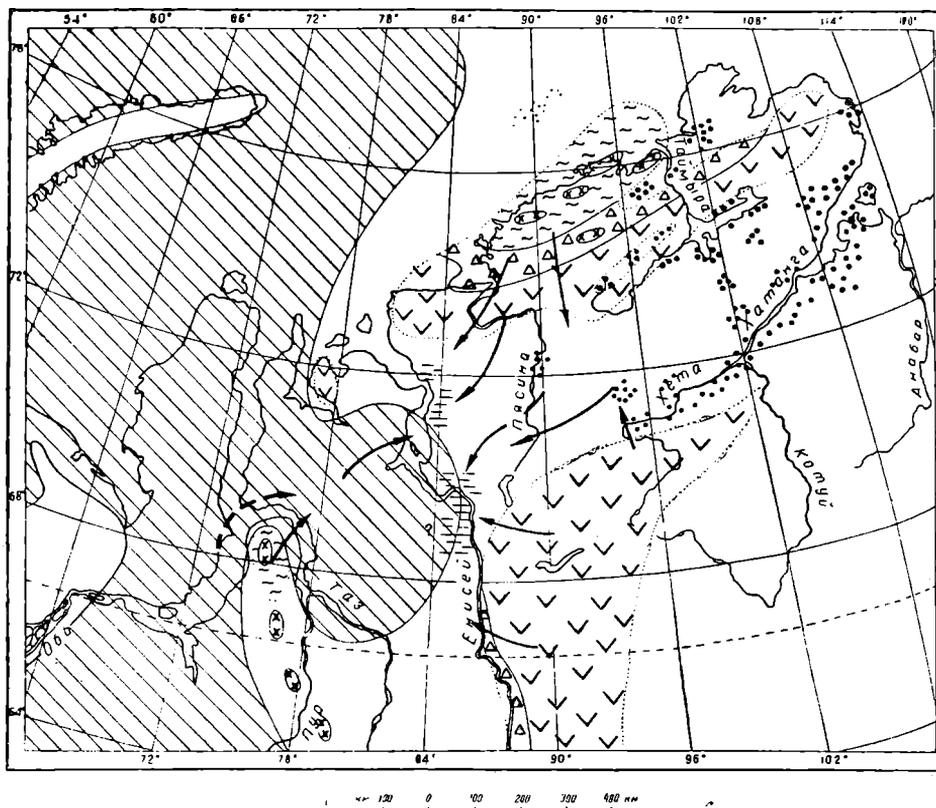


Рис. 70. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в апт—альбе

В пределах Усть-Енисейского района фации апт—альба мало различаются на отдельных участках. В районах р. Яковлевой и Малохетской антиклинали более угленасыщенным является нижний угленосный горизонт, содержащий пласты углей мощностью до 6 м на Малохетской антиклинали и до 2,6 м на р. Яковлевой. Следует указать, что в районе Малохетской антиклинали наиболее мощные пласты углей приурочены к Малохетскому поднятию, тогда как на востоке, на площади Точинского поднятия, встречаются лишь прослой углей небольшой мощности. Средний угленосный горизонт выделяется в районах Малохетской антиклинали, р. Яковлевой и севернее Сопочной Карги. Верхний угленосный горизонт сохраняется в районе Малохетской антиклинали, является особенно угленасыщенным в районе Сопочной Карги, но в районе р. Яковлевой оказался безугольным, будучи сложен глинами и отчасти углистыми глинами. Не выражен верхний угленосный горизонт и к югу от сводовой части Малохетской антиклинали, на Долганском поднятии, снова появляясь, однако, в районах Дудинки и селения Лузина.

Апт-альбские лагуны не были засолены. Содержание хлора в водных вытяжках резко падает, по сравнению с барремом, и оказывается наименьшим во всем разрезе мела Усть-Енисейской впадины. Среди обменных оснований, как и среди легкорастворимых солей, очень низко содержание калия, что характерно для пресноводных отложений. Слабая концентрация растворов в лагунах привела к почти полному отсутствию в осадках аутигенных минералов. Очевидно, вторжения морской вод, с которыми связано появление в апт—альбе морской фауны, были редкими и кратковременными. Особенно резко выражен континентальный характер отложений в районе Сопочной Карги, куда море, по-видимому, вовсе не заходило.

В район Малохетской антиклинали обломочный материал в апт—альбе поступал в основном с Таймыра, именно с северной его части, где размывались субщелочные интрузии. Существенно иной характер обломочного материала обнаруживается в апт—альбе в районе р. Яковлевой. Вынос с Таймыра здесь проявлялся в меньшей степени. Зато в нижней подсите мы находим высокое содержание слюд (биотита) и апатита, которые, по-видимому, поступали с запада (с Пуровского хребта?) из метаморфических и щелочных пород. В верхней подсите апт—альба эти минералы почти исчезают, указывая на прекращение выноса с запада. Размыв траппов также чувствуется в районе р. Яковлевой. Еще далее на север, в районе Сопочной Карги, в отложениях апт—альба снова преобладает обломочный материал таймырского происхождения. С верхней подсита апт—альба начинают появляться амфиболы и андалузит, вероятным источником которых являются амфиболовые гнейсы нижнего протерозоя Северного Таймыра.

О минералогическом составе аллювиальных осадков апт—альба к востоку от р. Енисея почти ничего неизвестно. На р. Дудыпте, наряду с продуктами разрушения траппов, сносившимися со Средне-Сибирского плоскогорья, присутствуют зерна минералов таймырского происхождения, вымытые из кислых метаморфических пород.

## Верхний отдел меловой системы

### *Альб—сеноман (?)*

Песчаные осадки альб—сеномана формировались, по-видимому, в основном в условиях морского мелководья. Об этом говорит присутствие среди песков прослоев, обогащенных шамотом и глауконитом. Частично пески могли откладываться в дельтах, частично в долинах блуждавших по прибрежной равнине рек. Однако, в отличие от преимущественно речных песчаных отложений баррема, в альб—сеномане мы видим однородные мощные (по несколько десятков метров) песчаные пачки, образование которых вероятнее связывать с деятельностью моря. Несомненно, пески альб—сеномана откладывались в мелководной прибрежной зоне моря, быть может в мелководных заливах, где опреснение вод препятствовало развитию фауны. Отсутствие фауны может объясняться также последующим растворением раковин водами, содержащими, вследствие разложения органического вещества, много растворенной углекислоты (при условии сравнительно низкой температуры воды).

Волнения при отложении альб—сеномана сказывались слабо, вероятно вследствие мелководности моря, поэтому пески альб-сеномана представлены исключительно мелкозернистыми разностями. Иногда от моря отшнуровывались лагуны, в которых шло накопление глинистых и алевроитовых илов, формировались пропластки угля. С берегов в альб-сеноманский бассейн в больших количествах сносились растительные остатки и в их числе янтарь. Появление последнего обусловлено широким развитием на прилегающей суше хвойных, производивших смолы. Начиная

с альб—сеномана, в разрезе Усть-Енисейской впадины появляются зеленоцветные породы, окраска которых определяется отчасти присутствием зерен глауконита, шамозита и хлорита, отчасти наличием в цементе закисных соединений железа. Подобные породы формировались, по-видимому, в морских условиях и в альб—сеномане дают только отдельные прослои, количество которых возрастает в верхних горизонтах свиты (в районах р. Малой Хеты и Сопочной Карги).

К востоку от р. Енисея на рр. Агапе, Дудыште и Пуре альб-сеноманские породы, вероятно, накопились в условиях приморских аллювиальных равнин, представляя частью речные, частью озерные осадки. Не исключено, что и сюда временами заходил мелководный морской залив.

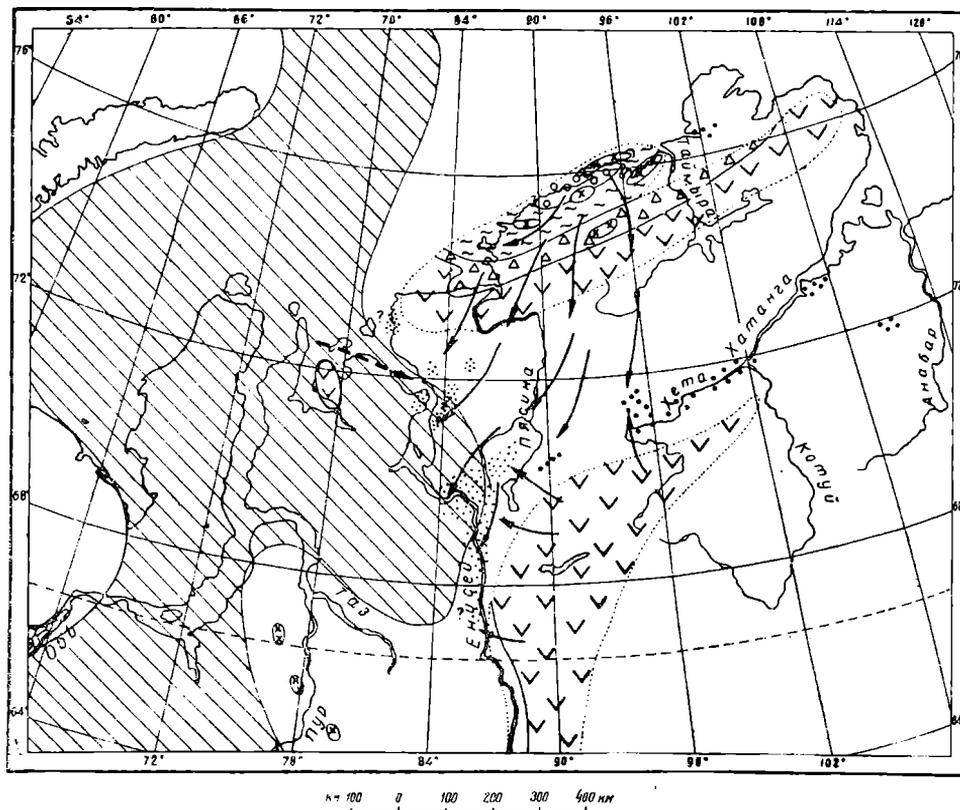


Рис. 71. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в альб—сеномане

Судя по содержанию хлора в водных вытяжках, альб-сеноманские осадки образовывались в условиях солености, близкой к нормальной. Этому не противоречит и состав обменного комплекса, в котором содержание калия выше, чем в валанжинских глинах. Однако на диаграмме относительного содержания калия в легкорастворимых солях и поглощенном комплексе альб-сеноманские породы попадают в поле континентальных осадков. При сравнении альб—сеномана с вышележащими фаунистически охарактеризованными слоями турона тоже устанавливается значительное возрастание содержания хлора в водных вытяжках в туроне. Поэтому кажется допустимым предположение о существенном опреснении прибрежных участков моря, в которых формировались альб-сеноманские осадки. Объясняться это может мелководностью моря и притоком речных вод. Опресненность вод определила и преимущественное накопление среди аутигенных минералов сидерита (местами, особенно в сеномане, начинает преобладать уже пирит). Глинистые минералы; как

и в нижележащих баррем-альбских угленосных отложениях, представлены чаще всего бейделлитом, что тоже является указанием на прибрежно-морской режим осадкообразования.

В южную часть Усть-Енисейской впадины обломочный материал в альб—сеномане поступал в основном с Таймыра (рис. 71) за счет разрушения субщелочных интрузий и метаморфических толщ верхнего, а отчасти и нижнего протерозоя. Размыв траппов играл подчиненную роль. Вынос обломочного материала с запада, из области Пуровского хребта, вряд ли происходил.

Таймырский комплекс минералов присутствует и в альб—сеномане района р. Яковлевой. Здесь меньше лишь общее содержание тяжелой фракции, что указывает, вероятно, на более длительный путь, который совершался обломочным материалом для достижения Яковлевского района. Возможно, обломочные частицы доставлялись реками к району р. Малой Хеты и оттуда вдоль морского побережья перемещались к р. Яковлевой.

В северной части Усть-Енисейской впадины осадки альб—сеномана формировались главным образом за счет разрушения кислых интрузий и эпидотсодержащих метаморфических толщ верхнего протерозоя Таймыра. Присутствуют также амфиболы и андалузит, свидетельствующие о вскрытии и начавшемся размыве серии амфиболовых гнейсов нижнего протерозоя Таймыра. Поступали сюда, хотя и в незначительных количествах, продукты разрушения траппов Западного Таймыра.

#### *Турон—коньяк*

С турона в Усть-Енисейской впадине установился устойчивый морской режим (рис. 72). Стали откладываться преимущественно глинистые осадки, составляющие нижнюю (глинистую) свиту турона. В районе Малохетской антиклинали вначале преобладали алевритовые илы, позже сменяющиеся глинистыми. В районе р. Яковлевой накапливались почти исключительно глинистые илы. Однако общий характер туронских глин и алевритов говорит о сравнительно небольших глубинах бассейна, заполнявшего Усть-Енисейскую впадину. На Малохетской антиклинали и даже на р. Яковлевой среди глин наблюдаются следы воздействия волнения—неправильные включения, прослой и линзы алевритов, песков, обломки раковин. Широко распространены флюидальные текстуры, указывающие частично, по-видимому, на перемешивание допных осадков штормами, частично на развитие подводных оползней. Алевриты также изобилуют включениями глины и песка, обладают в общем плохой сортировкой. Можно думать, что глубины, на которых откладывались глины турона, были порядка 50—100 м. Возможно, большие глубины существовали на севере впадины в районе р. Пуры, где обнажаются однородные неслоистые глины с целыми раковинами иноцерамов.

Фауна в породах турона на Малохетской антиклинали довольно разнообразна и представлена аммонитами, белемнитами, пелециподами, гастроподами, скафоподами, остракодами и песчаными фораминиферами. Такое разнообразие указывает, по-видимому, на нормальную соленость бассейна, что согласуется и с данными геохимии—повышенным содержанием хлора в водных вытяжках, гидрослюдистым составом глин, преобладанием пирита в аутигенном комплексе. Присутствие только песчаных форм фораминифер говорит, по мнению Н. В. Шаровской, о сравнительно низких температурах и больших глубинах бассейна. В районе р. Яковлевой глины турона почти лишены макрофауны. Встречаются только обломки раковин иноцерамов, подвергшихся раздроблению волнами и, вероятно, снесенных с прибрежных мелководных участков дна. Микрофауна (песчаные, редко известковые фораминиферы, остракоды) оказывается даже более разнообразной, чем на Малохетской антиклинали.

Возможно, раковинки фораминифер и остракод сносились в осадки с более мелководных участков вместе с оплывавшими илами.

По минералогическому составу породы глинистой свиты турона отличаются от подстилающих отложений лишь возрастанием степени размыва эпидотсодержащих сланцев верхнего протерозоя Таймыра. По аналогии с альб—сеноманом можно думать, что на севере впадины присутствуют и продукты размыва амфиболовых гнейсов нижнего протерозоя Таймыра, но до районов рр. Яковлевой и Малой Хеты они еще не доходят.

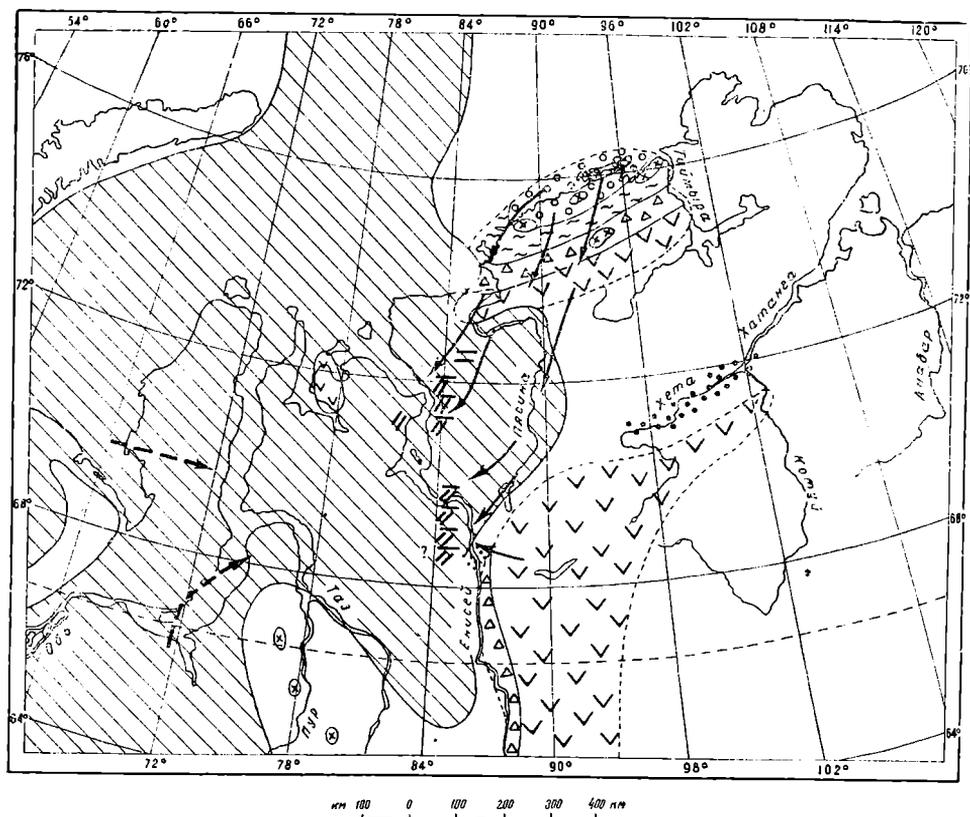


Рис. 72. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в турон—коньяк

Переход к отложению верхнего турона—коньяка ознаменовался некоторым обмелением моря, сменой глинистых осадков преимущественно алевритовыми и отчасти даже песчаными отложениями. Глинистые илы откладывались лишь в сравнительно кратковременные периоды погружения морского дна, давая начало отдельным прослоям глин, присутствующим в разрезах верхнего турона—коньяка. В целом же глубины моря были, вероятно, менее 50 м, волнения достигали дна, обуславливая местные размывы, появление прослоев ракушняка. Все же действие волн было слабым. Об этом говорят алевритовый, а не песчаный состав осадков, низкая степень их сортировки. Слабость волнений могла определяться малыми глубинами бассейна, а также полузамкнутым его характером — в Усть-Енисейской впадине, скорее всего, существовал залив турон-коньякского моря.

Характер осадков верхнего турона—коньяка всюду вдоль р. Енисей остается довольно постоянным. В устье р. Чайки появляются гальки аргиллитов и траппов, сносившиеся с Таймыра и указывающие, очевидно, на близость суши. На восток от р. Енисей глубины бассейна, по-

видимому, уменьшались, благодаря чему в бассейне р. Пясины на р. Джангоде, по данным В. С. Ломаченкова, в составе верхнего турона—коньяка преобладают песчаные породы. Прибрежный характер носят алевроиты турон—коньяка в районе селения Лузина, содержащие включения янтаря. Однако преобладание пирита в аутигенном комплексе говорит все же о морском режиме. Отсутствие здесь фауны при малом выходе керна могло быть случайным.

Во всех других районах отложения верхнего турона—коньяка заключают довольно богатую фауну, представленную преимущественно пелециподами. Особенно часто встречаются иноцерамы, в том числе крупные, с раковинами длиной до 30—50 см, — несомненно, обитатели мелководных участков морского дна. Часто наблюдаются также обломки раковин иноцерамов, подвергшиеся раздроблению волнами. Смена песчаных фораминифер, свойственных глинистой свите турона, известковыми формами, широко развивающимися в верхней части верхнего турона—коньяка, также указывает на обмеление бассейна. Присутствие представителей разнообразных групп фауны (аммониты, белемниты, пелециподы, гастроподы, скафоподы, раки) является показателем нормальной солености вод. Это подтверждается очень высоким содержанием хлора среди легко растворимых солей, преобладанием пирита среди аутигенных минералов, преимущественно гидрослюдистым составом глин.

Хлор в отложениях турон—коньяка содержится в количествах больших, чем во всех горизонтах заведомо морских отложений юры и нижнего мела. Это может рассматриваться как свидетельство возрастания солености верхнемеловых морей, по сравнению с юрскими и нижнемеловыми. Исследования Н. С. Спиро, И. С. Грамберга и Ц. Л. Вовк (1955) показали, что осадки юрских и нижнемеловых морей действительно обеднены хлором, по сравнению с осадками современных, четвертичных и пермских морей, содержащих количества хлора в несколько раз большие. Однако в турон—коньякских отложениях, как и вообще в верхнем мелу Усть-Енисейской впадины, устанавливаются низкие, свойственные только континентальным фациям содержания калия в обменном комплексе и в легко растворимых солях.

Наилучшим объяснением такого несоответствия между содержанием калия и хлора является предположение о длительном континентальном выветривании верхнемеловых толщ в течение третичного периода. При этом пресные континентальные воды вынесли из обменного комплекса верхнего мела калий, а также сульфаты, которые должны были образоваться при окислении пирита (все же содержание сульфатов в водных вытяжках повышено). В дальнейшем, при трансгрессиях в конце третичного периода или, может быть, в четвертичном периоде в верхнемеловые породы проникли морские воды, принесшие сюда хлор, который и обнаруживается в водных вытяжках.

В верхнем туроне—коньяке были уже в значительной степени вскрыты на Северном Таймыре нижнепротерозойские амфиболовые гнейсы, благодаря чему всюду в Усть-Енисейской впадине наблюдается обогащение тяжелых фракций осадков амфиболами. Связанный с верхним протерозоем эпидот по-прежнему занимает первое место в тяжелых фракциях, что говорит о преимущественном размыве верхнепротерозойских кристаллических сланцев Таймыра. Усиливается принос с Таймыра продуктов разрушения траппов.

#### **Сантон—кампан (?)**

Отложение осадков сантонского яруса продолжалось в тех же условиях, которые существовали в верхнем туроне—коньяке. Нижний сантон в районе р. Яковлевой, где наблюдается его непосредственное налегание на верхний турон—коньяк, представлен тоже фациями мелководных мор-

ских осадков. Это — алевриты с подчиненными прослоями глин и песков, плохо отсортированные, нередко с неправильными глинистыми включениями. Фауна попадает преимущественно в виде обломков. Преобладали среди фауны иноцерамы, в том числе крупные формы, обитавшие, несомненно, на мелководных участках. Микрофауна сохраняет тот же характер, что и в верхней части верхнего турона—коньяка, представлена известковыми фораминиферами, свойственными верхней части сублиторальной зоны. В верхних горизонтах нижнего сантона микрофауна исчезает, остатки микрофауны обнаруживаются только в виде обломков, что говорит об ухудшении условий для развития фауны на участке р. Яковлевой. Причиной этого могло быть возрастание глубин, сопровождавшееся ограничением доступа кислорода в придонные слои воды, так как на более мелководных участках, судя по обломкам, фауна продолжала существовать.

Подобный же состав имеют нижнесантонские отложения на между-речье Большой и Малой Хеты. Здесь повышается роль глинистых пород, более тонкозернистыми являются алевриты, что указывает на несколько большие глубины моря. Однако в целом и в районе р. Большой Хеты существовало мелководное море с глубинами, вероятно, порядка 50 м. Фауна встречается реже, чем на р. Яковлевой. Иноцерамы уже не играют преобладающей роли и представлены мелкими формами. Зато микрофауна сохраняет характер, свойственный яковлевскому разрезу, — намечается лишь некоторое обеднение в количестве видов. Все это говорит о некотором, хотя и незначительном, возрастании глубин в направлении от района р. Яковлевой к району р. Большой Хеты.

Переход к отложению верхнего сантона в целом ознаменовался увеличением среди осадков роли глин, что связано, надо думать, с углублением и расширением бассейна (рис. 73). Верхнесантонские и, предположительно, кампанские отложения в районах рр. Яковлевой, Большой Хеты и Танама представлены чередованием пачек глин и алевритов, отражающим, по-видимому, ритмичные колебания дна моря. В разрезе верхнего сантона—кампа устанавливается наличие трех глинистых горизонтов, разделенных двумя алевритовыми.

Наиболее мелководные условия существовали в районе р. Яковлевой, где хорошо выражен только один нижний глинистый горизонт, выше же в разрезе предполагаемого верхнего сантона—кампа среди алевритов, наряду с прослоями глин, присутствуют и прослои песков. Даже в нижнем глинистом горизонте отмечаются прослой ракушняка, указывающие на формирование осадков в условиях активного воздействия волн, т. е. в верхней части сублиторальной зоны. Фауна найдена только в виде обломков и, по-видимому, приносилась с других, вероятно, уже прибрежных участков дна.

Микрофауна в нижнем глинистом горизонте сохраняет тот же характер, что и в верхнем туроне—коньяке и нижнем сантоне и представлена известковыми фораминиферами. Выше по разрезу микрофауна исчезает, быть может вследствие растворения известковых раковин.

На р. Танаме, где отложения верхнего сантона—кампа выходят в обнажениях, алевриты, залегающие между двумя горизонтами глин, формировались, безусловно, в очень мелководных обстановках. Об этом говорит плохая степень сортировки алевритов, сильная изменчивость их состава, наличие линз и пропластков песчаных и глинистых осадков, скопления раковин пелеципод и гастропод, присутствие крупных иноцерамов с грубой ребристостью.

Глинистые горизонты отвечают эпохам возрастания глубин моря. В нижнем из них еще есть, хотя и редко, фауна пелеципод того же типа, что в алевритовом горизонте. В верхнем глинистом горизонте, отлагавшемся, по-видимому, в наиболее глубоководных условиях, фауна пелеципод вовсе исчезает (только в песчано-алеваевритовом прослое имеются

иноцерамы и лопатинии), появляются фораминиферы, уже песчаные, а не известковые, диатомовые водоросли и, по непроверенным данным, радиоларии.

Глины обогащены кремнеземом, опоковидны. Последнее обстоятельство, наряду с широким распространением в сантон—кампане Западной Сибири опок и опоковидных глин, приводит к выводу о существовании условий, благоприятствовавших выпадению кремнезема. Причины этого могли заключаться в относительно низких температурах воды, что по-

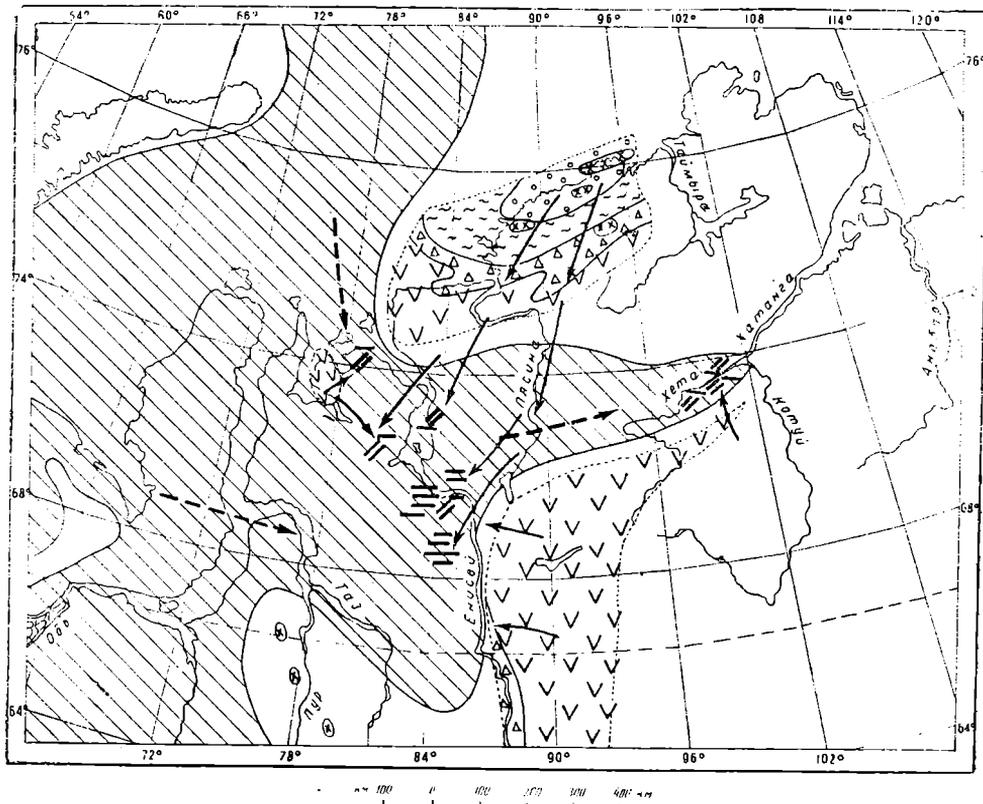


Рис. 73. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в сантон—кампане

влекло за собой развитие осваивающих кремнезем организмов — диатомовых водорослей. Действительно, в усть-енисейском разрезе мезозоя диатомовые водоросли впервые появляются в верхнем сантоне—кампане р. Танама и в сантон—кампане п-ова Оленьего.

К выводу о биогенном происхождении кремнезема даже в опоках юга Русской платформы пришел Г. И. Бушинский (1954). Тем более вероятным такой вывод кажется для Усть-Енисейской впадины, где опоковидные глины появляются одновременно с диатомовыми водорослями. При этом сохранению кремнезема в осадках, вероятно, должны были способствовать пониженные температуры воды.

Относительно мелководный характер верхнего сантона р. Танама, особенно алевритового горизонта, заставляет предполагать близость берега. В пользу наличия в сантон—кампане суши где-то на севере Гыданского полуострова говорит и фациальный состав сантон-кампанских отложений на п-ове Оленьем, где, наряду с глинами (возможно опоковидными) и алевролитами, присутствуют шамозит- и глауконитсодержащие песчаники. Вместе с тем сантон-кампанские отложения р. Танама и п-ова Оленьего содержат в большом количестве зерна пироксенов, отли-

чаясь этим от сантон—кампа на р. Яковлевой и междуречья Большой и Малой Хеты, где пироксены хотя и встречаются, но в малых количествах. Это тоже приводит к заключению о существовании особого источника сноса, который мог располагаться скорее всего на севере Гыданского полуострова.

Можно высказать предположение о том, что снос трапповых минералов, в частности пироксенов, шел с участка побережья Гыданской губы, где, по данным Д. В. Левина и С. М. Крюкова, располагается крупная магнитная аномалия, связанная с основными изверженными породами. Можно допустить и другое предположение о доставке трапповых минералов с Западного Таймыра. Течения и ветры могли обеспечить вынос западно-таймырского обломочного материала именно на юго-запад, тогда как на юг в районы р. Яковлевой и междуречья Большой и Малой Хеты поступал материал с Центрального Таймыра, преимущественно продукты разрушения таймырских метаморфических толщ верхнего протерозоя (эпидот) и нижнего протерозоя (амфиболы). При этом надо оговориться, что и на Гыданском полуострове среди обломочных минералов существенную роль играют связываемые с протерозоем Таймыра эпидот и амфиболы.

На междуречье Большой и Малой Хеты отложения верхнего сантона—кампа на образовывались в условиях наиболее глубокого моря. Глинистые осадки здесь преобладают над алевритовыми, слагая три глинистых горизонта, а также присутствуя в виде прослоев и в промежуточных алевритовых горизонтах. Наблюдаются пропластки мергеля. Вместе с тем в глинах и алевритах встречаются прослойки, линзы и включения песка, указывающие на то, что волнение все же достигало дна и, следовательно, глубины были вряд ли более 100 м.

Состав фауны (пелециподы, гастроподы, скафоподы) говорит о нормальной солености и о принадлежности участка междуречья Большой и Малой Хеты к сублиторальной зоне, судя по редкости фауны и малым размерам раковин, скорее к средней или нижней ее частям. Преобладание известковых фораминифер делает более вероятным отнесение рассматриваемых осадков к средней, а не к нижней части сублиторальной зоны. Появление в среднем глинистом горизонте песчаных фораминифер, сходных с фораминиферами глинистой свиты турона, может быть связано с временным возрастанием глубин и понижением температур в морском бассейне. Одновременно почти исчезает и фауна иноцерамов.

В пределах междуречья Большой и Малой Хеты, на расстоянии 24 км, разделяющем крайние скважины, нельзя подметить в широтном направлении существенного изменения фациального состава осадков. Правда, на р. Большой Хете среди пород верхнего сантона—кампа не встречается галька, тогда как далее на восток начинают попадаться рассеянные мелкие гальки и зерна гравия, по мере приближения к р. Малой Хете становящиеся более многочисленными. Это должно указывать на приближение к береговой зоне, откуда единичные гальки могли поступать, будучи прикреплены к разносимым морем водорослям.

Наличие среди гальки, наряду с траппами, происходящими, очевидно, со Средне-Сибирского плоскогорья, также пород, чуждых плоскогорью (гранит-порфир), говорит о транспортировке таких галек с более удаленных участков побережья, скорее всего с предполагаемого авторами Пуровского хребта.

К востоку от р. Малой Хеты фации верхнего сантона—кампа существенно меняются. На р. Большой Лайде откладывались прибрежно-морские песчаные осадки с обломками древесины. Среди аутигенных минералов здесь присутствует шамозит, указывающий на наличие лишь очень слабо восстановительной среды и на сравнительно хорошую аэрацию придонных слоев воды. Хотя в непосредственной близости отсюда к востоку должен был располагаться берег, снос со Средне-Сибирского пло-

скогорья большой роли не играл — трапповые минералы присутствуют в небольших количествах, преобладают же таймырские минералы.

В бассейне р. Пясины, на реках Авам и Чопко, верхнесантонские отложения, найденные Н. Н. Цесарцевой и В. Г. Плотниковой, также носят прибрежноморской характер. Это — преимущественно косослоистые пески с прослоями крупнозернистого песка, обломками раковин иноцерамов. Подстилающая пески глина, вероятно, связана с максимумом сантон-кампанской трансгрессии, заходившей, как мы знаем, и далее на восток, до Хатанги. Обломочный материал в район рек Авам и Чопко поступал в значительной части с траппового плато Средне-Сибирского плоскогорья (пироксены). Принос с Таймыра существенной роли не играл.

Геохимическая характеристика сантонских отложений остается такой же, как в турон—коньяке. В водных вытяжках много хлора, среди обменных оснований, как и среди легкорастворимых солей, очень мало калия.

Пирит в аутигенном комплексе и гидрослюдисто-бейделлитовый состав глин указывают на нормальный морской режим. Содержание хлора заметно возрастает в тех случаях, когда породы лежат ближе к поверхности и не перекрыты более молодыми горизонтами верхнего мела (на р. Яковлевой содержание хлора в несколько раз выше, чем на междуречье Большой и Малой Хеты). Следовательно, хлор действительно привнесен сюда позднейшими морскими водами.

### Маастрихт

Отложения маастрихта представлены прибрежно-морскими, преимущественно песчаными фациями (рис. 74). Алевриты, встреченные только на р. Большой Лайде, приурочены к основанию свиты и вверх по разрезу по мере обмеления моря сменяются песками, в нижних горизонтах хорошо отсортированными, с горизонтальной слоистостью. Залегающие среди песков на междуречье Большой и Малой Хеты прослой глины откладывались, возможно, в отшнуровывавшихся от моря лагунах. Фауна, находимая в отложениях маастрихта на р. Большой Лайде, представлена скоплениями бакулитов, раковины которых после гибели животных, очевидно, выносились волнами на мелководье. Кроме того, здесь присутствуют цельные раковины крупных толстостенных танкредий, надо думать, погребенных на месте их обитания в мелководной прибрежной зоне моря. Встречающиеся совместно крупные листья *Trochodendroides*, семена и остатки жуков бесспорно принесены с близко располагавшейся суши.

В верхних горизонтах маастрихта фауна исчезает, в песках появляются косая слоистость, пропластки и линзы растительного детрита, наблюдаются местные размывы — все это говорит о переходе от прибрежно-морских к прибрежно-лагунным фациям.

В отличие от турон—коньяка и сантон—кампана глины маастрихта содержат довольно много калия в поглощенном комплексе, очень высоко и содержание хлора среди легкорастворимых солей (в восемь раз больше, чем в нижнем и среднем валанжине, и почти втрое больше, чем в турон—коньяке). По содержанию хлора осадки маастрихта приближаются к современным и четвертичным (Спиро, Грамберг, Вовк, 1955). Весьма вероятно, что обогащение хлором носит вторичный характер и связано с проникновением в преимущественно песчаные породы маастрихта позднетретичных или четвертичных морских вод. При этом в поглощенные комплексы в прослоях глин, залегающих среди песков, был привнесен и калий.

О прибрежных условиях формирования пород маастрихта говорит преимущественно бейделлитовый состав глин и преобладание сидерита

среди аутигенных минералов. Очевидно, при сравнительно хорошей аэрации прибрежных участков уже не было условий для образования пирита. В процессе диагенеза происходило накопление сидерита вокруг раковин танкредий, бакулитов и других, приведшее к образованию конкреций шаровой формы с ядром из пеллеципод и вытянутых, если внутри находится бакулит. Одновременно, вероятно, цементация сидеритом песка обусловила появление караваев, линз и прослоев железистых песчаников, залегающих в толще песков.

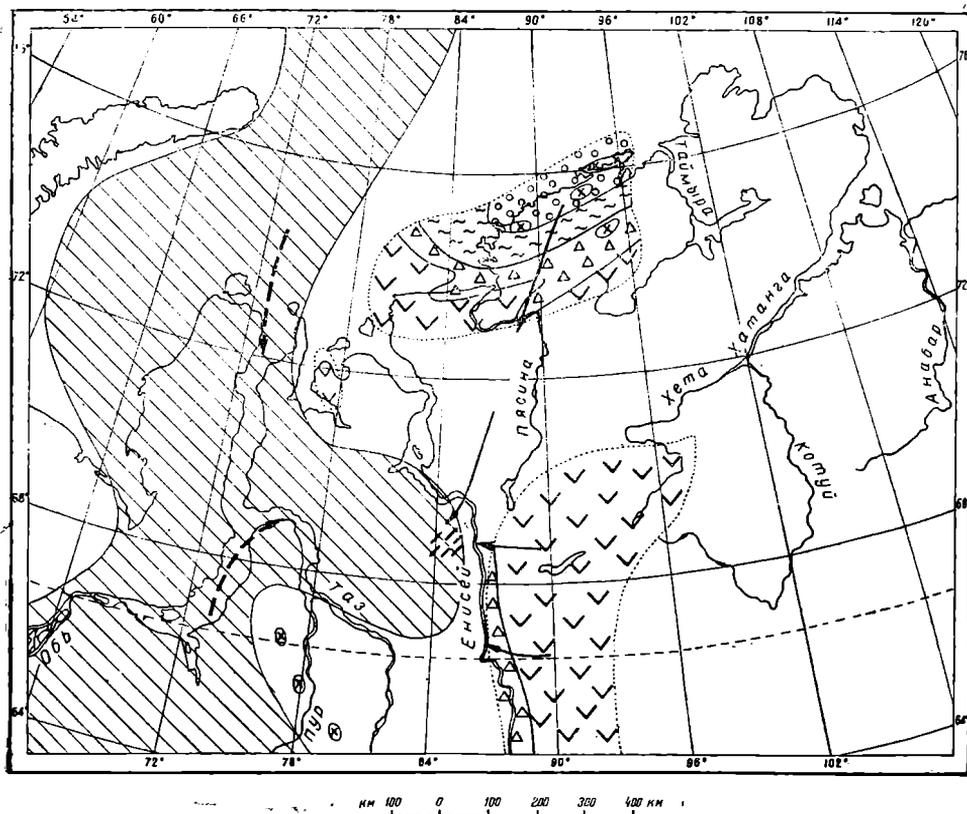


Рис. 74. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в маастрихте

Судя по минералогическому составу, осадки маастрихта формировались за счет выноса обломочного материала, главным образом с Таймыра, из области развития пород протерозоя. В несравненно меньших количествах поступали, вероятно, со Средне-Сибирского плоскогорья, трапповые минералы.

#### *Датский ярус—палеоцен (?)*

После отступления маастрихтского моря в Усть-Енисейской впадине установился континентальный режим (рис. 75). Датский ярус — палеоцен представлен уже типичными континентальными фациями — пестроцветными песками и алевритами, формировавшимися в условиях теплого климата, способствовавшего интенсивному химическому выветриванию. Благодаря этому в отдельных прослоях пески оказались обогащены окислами железа и марганца, придавшими породам красную окраску. О теплом и влажном климате говорит и состав растительности — присутствие болотных кипарисов, водяного ореха, папоротни-

ков, — и наличие прослоев лигнита. Реки, отлагавшие пески и алевриты датского яруса — палеоцена, временами приобретали большую скорость течения, благодаря чему внутри Усть-Енисейской впадины с юга доставлялись гравий, гальки и зерна таких тяжелых минералов как касситерит. На косах рек формировались естественные шлихи (содержание тяжелой фракции в песках доходит до 20%).

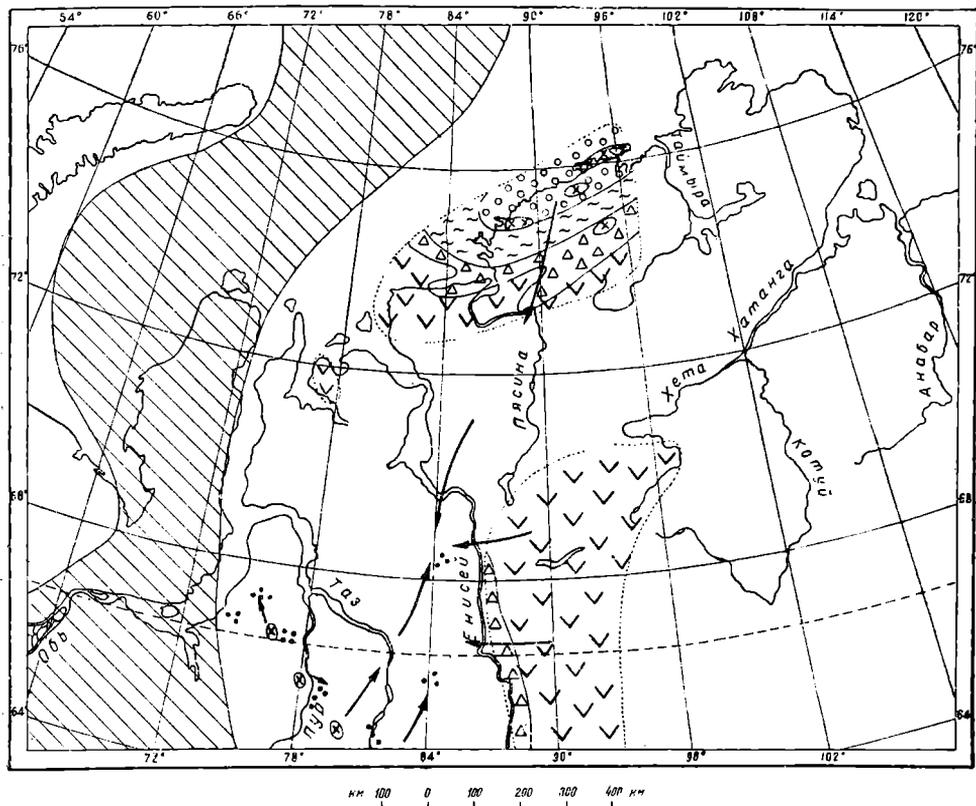


Рис. 75. Схема распределения фаций и возможных источников сноса в датском веке — палеоцене

Вряд ли можно допустить, что касситерит и другие тяжелые минералы транспортировались издалека, поэтому наиболее вероятно думать, что одним из источников сноса в датском веке — палеоцене оставались еще возвышенности Пуровского хребта, где размывались как кислые изверженные, так и метаморфические породы. Наряду с этим большую роль играл таймырский питающий центр. Возможно, происходило переотложение обломочного материала, вынесенного ранее с Таймыра (во время существования в Усть-Енисейской впадине верхнемелового моря).

## Глава IV. ТЕКТОНИКА

Вывод о существовании впадины между Таймырской складчатой зоной и Сибирской платформой был сделан еще Н. С. Шатским (1932) более двух десятилетий назад. Енисейско-Хатангский прогиб (Таймырская впадина или депрессия) существовал на протяжении юрского и мелового периодов. Существует он и сейчас, будучи четко выражен даже в рельефе. Но составляется прогиб из двух впадин, разделенных погребенным порогом, открытых в противоположные стороны, различных по времени и условиям образования, связанных с различными тектоническими зонами. Поэтому Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины следует считать самостоятельными тектоническими элементами. Такое мнение высказал и Н. С. Шатский, который подчеркнул связь Хатангской впадины с формированием Верхоянской мезозойской геосинклинали, а в 1952 г. на тектонической карте СССР показал Усть-Енисейскую и Хатангскую впадины раздельно.

### СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Какова структура доюрских пород в пределах Усть-Енисейской впадины, с достоверностью сказать нельзя.

С юга Усть-Енисейская впадина ограничена Сибирской платформой, сложенной с поверхности горизонтально или почти горизонтально залегающей лавовой толщей нижнего триаса. По мере приближения к р. Енисею появляются крупные платформенные складки. Таковы пологий Хантайско-Рыбнинский вал меридионального направления с кембрийскими и силурийскими отложениями в ядре, приуроченный к хорошо выраженной в рельефе Норильской впадине, и граничащие с этим валом две крупные брахисинклинали, выполненные лавовой толщей и занимающие одна — плато Караелак, а другая — Норильское плато.

Еще западнее появляются линейные складки, одна из которых с нижнекаменноугольными и девонскими отложениями в ядре и с углами падения на крыльях 10—25°, прорезается р. Фокиной. Другая складка, в ядре которой выходит кембрий, а на крыльях силур, обнажена на р. Хантайке. У устья р. Хантайки антиклиналь с ядром из пород ордовика имеет северо-восточное простирание и углы падения на крыльях от 5 до 25 и даже 50°.

К северу от оз. Пясына, в истоках р. Пясины, обнаружены падающие на восток под углами 15 — 20° эффузивы нижнего триаса, подстилаемые пермскими угленосными отложениями и далее, предположительно, нижнедевонскими гипсами. Возможно, это крыло антиклинали меридионального направления. Не исключено также, что здесь имеется куполовидная структура с ядром, состоящим из гипсов.

К западу от р. Енисея, по данным сейсмических работ, проведенных М. П. Запченко, кровля палеозойская постепенно погружается. В районе р. Большой Лайды в палеозойских породах, скорее всего в известняках

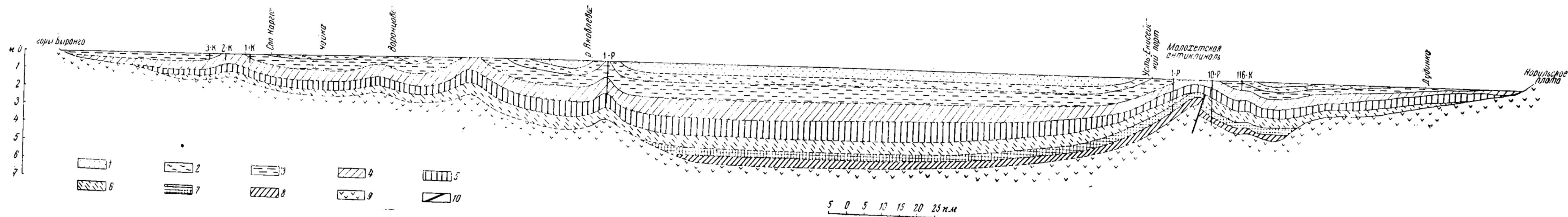


Рис. 76. Предполагаемое строение Усть-Енисейской впадины по разрезу вдоль р. Енисея

1—Snt—Cmp—сантон—кампан; 2—Tur—Sp—турон—коньяк; 3—Alb—St—альб—сеноман (?); 4—Fr—Alb—баррем—альб (?); 5—Vln—Ht—валажин—готерив; 6— $J_1$ —верхняя юра; 7— $J_2$ —средняя юра; 8— $J_3$ —нижняя юра; 9—Pz+T<sub>1</sub> палеозой и нижний триас; 10—тектонические нарушения

(силур ?) устанавливается антиклинальная складка меридионального направления, с углами падения на крыльях 5—20°. Далее на запад в районе р. Малой Хеты появляются более молодые свиты (пермь и нижний триас ?), падающие на запад под углами 4—12°.

С севера Усть-Енисейская впадина граничит с послепалеозойскими (триасовыми ?) сооружениями Таймыра. В складчатость вовлечены вся толща палеозойских отложений, а также, по имеющимся сейчас представлениям, и нижний триас. Как показано на тектонической карте (см. рис. 4), складки имеют в районе рр. Верхней Таймыры и Тарей западно-юго-западное направление и погружаются в сторону Усть-Енисейской впадины под четвертичные и далее, вероятно, мезозойские отложения. В районе рр. Горбиты и Янгоды складчатый фундамент, по данным аэромагнитной съемки Д. В. Левина и С. М. Крюкова, залегает весьма близко к поверхности. Магнитные аномалии здесь совершенно аналогичны наблюдавшимся в пределах Таймырской складчатой зоны и обусловлены вытянутыми по простиранию силами траппов, участвующими в складчатости. Простирание аномалий — от западно-юго-западного до юго-западного, что позволяет предполагать наличие подобных же складок, только погруженных на большую глубину и в центральной части Усть-Енисейской впадины вплоть до Малохетской антиклинали. Интенсивные дислокации в силурийских и нижнетриасовых отложениях последней как будто являются подтверждением такой концепции. Далее послепалеозойские складки фундамента впадины могут уходить на юг, соединяясь со складками Приенисейской складчатой зоны.

На северном крыле Усть-Енисейской впадины на участках, где палеозойский фундамент приподнят (район рр. Мезениной и Казачьей, Дорофеевский полуостров, район к северу от Сопочной Карги), мы имеем магнитные и гравитационные аномалии, линейно вытянутые в юго-западном или западно-юго-западном направлениях. Это делает вероятным наличие здесь складчатого палеозоя. К югу и юго-западу от Дорофеевского полуострова и к западу от Гыданской губы локальные магнитные аномалии быстро исчезают, что связано либо с глубоким погружением таймырской складчатости, либо с ее затуханием. Крупные (свыше 200—500 *гамм*) магнитные аномалии, известные в пределах Усть-Енисейской впадины, а также окаймляющие Янгодо-Горбитское поднятие палеозоя, связаны, по-видимому, с разломами, по которым внедрились основные магнитные породы.

На Западном Таймыре, западнее низовьев р. Пясины, складки имеют широтное направление. Это указывает либо на веерообразное расхождение складок на Приенисейском участке, либо на разветвление складчатости. В пользу первого предположения говорит наличие на севере Усть-Енисейской впадины линейно-вытянутых гравитационных и магнитных аномалий, действительно обнаруживающих признаки веерообразного расхождения.

Недостаточно ясно строение доюрского фундамента в южной части впадины. Здесь могут быть и интенсивно дислоцированные палеозойские и нижнетриасовые отложения, связывающие воедино Таймырскую и Приенисейскую складчатые зоны, но могут оказаться и сравнительно слабо дислоцированные и слабо метаморфизованные толщи палеозоя и нижнего триаса.

#### СТРОЕНИЕ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВПАДИНЫ

Южный борт впадины составляет Норильское плато, сложенное пермскими и нижнетриасовыми породами. Эти породы быстро погружаются под мезозой. Скважины на станции Коммунарка и в Дудинке в 20—27 *км* от края впадины обнаружили под четвертичными отложениями альб-сеноманские слои. Подошва мезозоя в Дудинке, по данным сейсмоки (Р. М. Деменицкая), лежит уже на глубине свыше 1 *км* (рис. 76).

На север мезозойские отложения постепенно погружаются, благодаря чему над альб—сеноманом должны появиться более молодые, по-видимому, турон-коньякские породы. На левобережье р. Енисей, в районе Долганских озер, устанавливается синклинальный прогиб глубиной до 3,5 км, открытый к западу и, быть может, судя по сейсмическим материалам, замыкающийся, не доходя до р. Енисей.

К сожалению, нет надежных данных того, чтобы судить, замыкается ли у р. Енисей Долганская синклиналь. Сейсмический профиль, проведенный в районе Леонтьевской протоки в юго-восточном направлении, но не достигший осевой части синклинали, показал, что мезозойские слои здесь, на участке, где должно было бы быть северо-западное крыло синклинали, залегают горизонтально. Это может свидетельствовать о замыкании Долганской синклинали, но может быть и следствием наличия на юго-восточном крыле Малохетской антиклинали локальной структуры, подобной Долганской. В пользу последнего говорит устанавливаемое сейсмикой далее на восток, на правобережье р. Енисей, довольно интенсивное погружение меловых слоев в юго-восточном направлении, т. е. к осевой части синклинали. Судя по распределению значений силы тяжести, Долганской синклинали соответствует гравитационный минимум, который продолжается и на восток от р. Енисей, лишь постепенно затухая. Следовательно, возможно, что Долганская синклиналь протягивается и восточнее р. Енисей, будучи тут, вероятно, более пологой. Общее погружение мезозойских слоев в районе Долганской синклинали позволяет предполагать, что здесь сохранились и наиболее высокие горизонты верхнего мела — сантон — кампан, которые должны перекрывать турон—коньяк, вскрытый скв. 117-К на северо-западном крыле синклинали, на погружении Долганского поднятия. Как показывает расположение сейсмических отражающих площадок, нижние горизонты слагающей синклинали мезозойской толщи (по данным находящихся севернее скважин — нижняя и средняя юра) не распространяются на ю и восток за пределы синклинали. Следует думать, что по направлению к Дудинке продолжаются лишь меловые и, быть может, верхнеюрские отложения.

Далее на север мы встречаемся в мезозойских отложениях с кружной и пологой антиклинальной складкой, получившей название Малохетской антиклинали. Складка эта протягивается в северо-восточном направлении от низовьев р. Малой Хеты по левобережью р. Енисей к устью р. Сухой Дудинки, далее переходит на правый берег р. Енисей и, постепенно погружаясь, тянется к р. Нижней Агапе. Под четвертичными отложениями на Малохетской антиклинали всюду лежат меловые отложения, в наиболее приподнятой части — валанжин, в присводовой части — баррем, на крыльях апт — альб, альб — сеноман и, наконец, в зонах погружения — турон — коньяк (рис. 77).

Малохетская антиклиналь имеет протяженность не менее 120 км, слои подняты в ее сводовой части над соседними участками до 1500 м, углы падения на крыльях доходят в меловых отложениях до 5—10°, в юрских до 10—20 и даже 30°. Антиклиналь в целом обладает сундучной формой, более или менее симметричными крыльями и по своему строению может быть отнесена, согласно классификации В. В. Белоусова, к жигулевскому типу.

Прилагаемая структурная схема по кровле валанжина (рис. 78), построенная по данным 135 буровых скважин и многочисленным сейсмическим профилям, достаточно надежно отражает структуру слагающих антиклинали меловых отложений. Юго-западное окончание антиклинали осталось неоконтуренным, но все же сейсмика дает указания на погружение между низовьями рр. Малой и Большой Хеты кровли палеозоя, свидетельствующее о вероятном периклинальном окончании здесь складки. На северо-восток антиклиналь, судя по описанным С. Л. Троицким

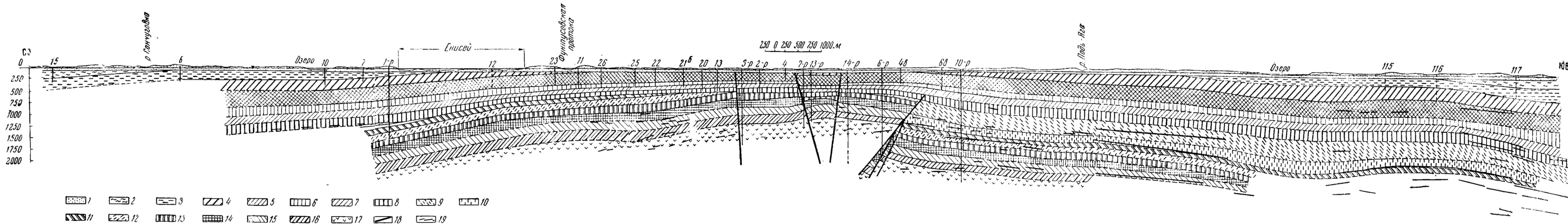


Рис. 77. Геологический разрез через Малохетскую антиклиналь

1 - Q - четвертичные отложения; 2 - Тур - Ся - турон - коньяк; 3 - Alb - Стп (?) - альб - сенман (?); 4 - Apt - Alb - апт - альб (?); 5 - Br - баррем (?); 6 - Ht - готерив (?); 7 - Vin<sub>3</sub> - верхний валанжин; 8 - Vin<sub>1+2</sub> - нижний и средний валанжин; 9 - Vig<sub>1+2</sub> - нижний и верхний волжские ярусы; 10 - Kim - кимеридж; 11 - Oxf + Cl - оксфорд и келловей; 12 - Bt - бат; 13 - Bj - байос; 14 - Al - аален; 15 - Ls<sub>1</sub> - верхний лейас; 16 - Ls<sub>2</sub> - средний лейас; 17 - T<sub>1</sub> - нижний триас; 18 - линии тектонических нарушений; 19 - сейсмические отражающие горизонты

выходам альб — сеномана на р. Нижней Агапе, продолжается до бассейна р. Агапы. Слои в этих выходах падают под углами 3—5°. Где именно здесь замыкается антиклиналь, неизвестно (возможно продолжение антиклинали и далее на северо-восток, до р. Джангоды).

В своде антиклинали наблюдаются несколько куполовидных поднятий. Первое из них с юго-запада — Малохетское — представляет куполовидную структуру, несколько вытянутую по простиранию складки и состоящую из двух поднятий второго порядка. Последующие сбросы привели к несколько большему воздыманию восточного поднятия. Система

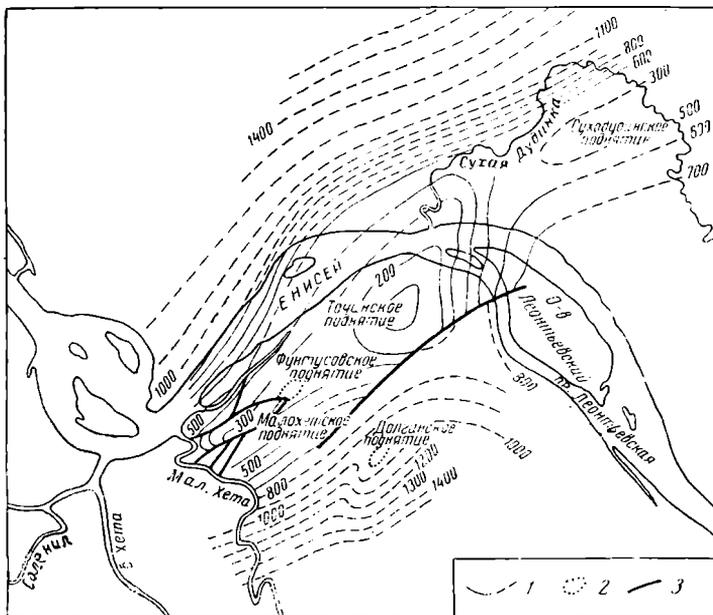


Рис. 78. Структурная схема Малохетской антиклинали по кровле валанжина

1—изогипсы кровли валанжина через 100 м (установленные и предполагаемые)  
2—дополнительные изогипсы кровли валанжина через 50 м; 3—разломы

секущих Малохетское поднятие сбросов сводится к появлению в его своде грабена, вытянутого по направлению простирания складки и, в свою очередь, расколото на четыре блока. Отдельные блоки в грабене располагаются ступенчато по отношению друг к другу, причем относительно опущенными являются всегда более южные блоки. В результате максимальное опускание испытал участок скв. 13-Р и 7-Р, в пределах которого сохранился даже апт—альб, тогда как в других блоках сводовой части Малохетского поднятия под четвертичными отложениями лежит непосредственно баррем. Этот факт указывает на проявление сбросовой тектоники во всяком случае после отложения апт — альба и, вероятно, после отложения морского верхнего мела. Амплитуда сбросов составляет 50—150 м, причем есть веские основания думать, что выделяются далеко не все существующие в действительности сбросы. Часто наблюдаемые в меловых и особенно юрских отложениях зеркала скольжения, иногда даже микросбросы, крутые почти до вертикальных углы падения, фиксируемые в отдельных скважинах на небольших по протяженности интервалах, — все это говорит о весьма интенсивных тектонических воздействиях, которым подвергся мезозойский покров после отложения.

По направлению на северо-восток к Фунтусовскому поднятию грабен выклинивается, на западном склоне Малохетского поднятия очерчиваю-

шие грабен сбросы, по-видимому, постепенно затухают. На северном склоне Малохетского поднятия проявились радиальные разломы. Надежно устанавливается лишь один такой разлом, но возможно существование и других.

Характер послемеловых сбросов на Малохетском поднятии остается еще во многом неясным. По-видимому, трещины разломов не были широкими, так как тектонические брекчии в скважинах не обнаруживаются. По крайней мере частью сбросы были наклонными, со сравнительно пологим падением плоскости сбрасывателя. Об этом говорит пересечение сбросов с выпадением отдельных горизонтов в разрезе двумя роторными скважинами (5-Р и 7-Р). Этот же факт указывает именно на сбросовый, а не взбросовый характер нарушений.

Фунтусовское поднятие отделено от Малохетского лишь неглубоким (порядка 50 м) седлом и в структуре меловых пород могло бы рассматриваться как наиболее приподнятая северо-восточная часть общей с Малохетской куполовидной структуры, состоящей из трех поднятий второго порядка. Однако в строении юрских отложений Фунтусовское поднятие, несомненно, имеет самостоятельное значение и должно описываться поэтому отдельно от Малохетского. Фунтусовское поднятие обладает куполовидной формой, лишь в очень малой степени вытянуто по простиранию складки. На юго-западный склон этой структуры заходит грабен, занимающий свод Малохетского поднятия. Другие сбросы, пересекающие Фунтусовское поднятие, возможно, из-за малого количества пробуренных здесь скважин, не устанавливаются. Данные сейсмоки позволяют допускать, что и в своде Фунтусовского поднятия имеется грабен.

Далее на северо-восток, после неглубокого (порядка 50 м), но широкого понижения, начинается подъем к Точинскому поднятию, являющемуся наиболее приподнятой частью Малохетской антиклинали и воздымающемуся в структуре меловых пород на 250 м над прилегающим с юго-запада участком свода антиклинали и до 500 м над северо-восточным продолжением антиклинали. Точинское поднятие представляет собой купол, вытянутый по простиранию складки и дающий выступ по направлению на юго-восток. На юго-восточном склоне поднятия вдоль юго-восточного крыла Малохетской антиклинали проходит крупный разлом с амплитудой до 500 м, обусловивший погружение всего крыла. Судя по сейсмическим профилям, представляется вероятной взбросовая природа этого нарушения. Блок Точинского поднятия взброшен и надвинут на опущенное юго-восточное крыло антиклинали. Плоскость взброса падает на северо-запад под углом около 70°. Не исключена возможность присутствия разломов также на восточном погружении Точинского поднятия.

К северо-востоку от Точинского поднятия, на продолжении свода антиклинали, А. Т. Шушакова рисует на сейсмической карте по подошве мезозоя (возможно, мела) пологое Суходудинское поднятие с амплитудой подъема слоев около 200 м, с грабеном в центральной части. Это поднятие осталось неразбуренным. Оно имеет куполовидную форму, возможно вытянуто по простиранию складки. Помимо сейсмических данных, в пользу наличия на р. Сухой Дудинке поднятия, продолжавшего воздыматься и в позднечетвертичное время, говорит поведение самой реки, явно огибающей какую-то структуру.

К югу от Точинского поднятия и к юго-востоку от Фунтусовского, на юго-восточном крыле антиклинали на опущенном по линии упомянутого выше крупного взброса блоке находится Долганское поднятие. По сравнению с Точинским оно опущено на 900 м, имеет куполовидную форму, амплитуду подъема слоев на своде всего 50—70 м, несильно вытянуто вдоль общего простирания складки. Сбросы в пределах Долганского поднятия не устанавливаются. Вполне возможно, что подобная же, а быть может и более значительная структура находится на юго-восточном кры-

ле Малохетской антиклинали к северо-востоку от Долганского поднятия и к юго-востоку от Точинского, непосредственно на западном берегу Леонтьевской протоки р. Енисей. На возможность нахождения здесь локальной структуры указывают материалы сейсмоки, установившей по профилю вкрест простираания Малохетской антиклинали близкое к горизонтальному залегание слоев.

Не исключено наличие локальных структур и на северо-западном крыле Малохетской антиклинали. В погружении слоев на северо-запад наблюдается некоторая ступенчатость, указывающая на присутствие структурных террас, а быть может, местами и локальных поднятий типа Долганского. Наконец, могут быть обнаружены структуры и к юго-западу от Малохетского поднятия, поскольку нет полной уверенности в том, что тут действительно находится периклинальное окончание складки. На структурной схеме видно, что по данным сейсмоки, нижняя часть юго-восточного склона Малохетской антиклинали продолжается на юго-запад за р. Малую Хету, не заворачивая на запад и северо-запад. Такой поворот изогипс намечается в рельефе подошвы юры в верхней части склона, но он мог появиться вследствие погружения шарнира складки, а не ее окончания.

Кажется возможным при этом обнаружение между низовьями рр. Большой и Малой Хеты (вблизи устья р. Большой Хеты) локального поднятия слоев типа Долганского.

В пользу замыкания Малохетской антиклинали в низовьях р. Большой Хеты, т. е. очень близко к западному склону Малохетского поднятия, говорит затухание здесь положительной магнитной аномалии, протягивающейся вдоль Малохетской антиклинали, но связанной, несомненно, не с мезозойской структурой, а с палеозоем.

Палеозойские и нижнетриасовые отложения, составляющие фундамент Малохетской антиклинали, бесспорно дислоцированы значительно интенсивнее, чем юра и мел. На Малохетском поднятии юру подстилает нижнетриасовая эффузивно-аргиллитовая свита. Углы падения в этой свите составляют от 20 до 80°, причем в четырех скважинах из девяти углы падения оказались более 45°. Угловые несогласия между юрой и нижним триасом измеряются в 15—45°. Сильная уплотненность нижнетриасовых пород, приближающаяся к породам типичных складчатых зон, говорит о высокой степени динамометаморфизма, а следовательно, дислоцированности.

На Точинском поднятии под верхними горизонтами средней юры (бат) непосредственно залегают силурийские породы (с углами падения 25—45°), в том числе вулканогенные, совершенно отсутствующие в силуре Сибирской платформы, но появляющиеся в силуре Приенисейской складчатой зоны, в районе Игарки и широко распространенные в силуре Полярного Урала.

Создается впечатление, что район Малохетской антиклинали оказывается уже в зоне перехода от Сибирской платформы к области проявления интенсивной герцинской или, скорее, нижнетриасовой складчатости с большими, свойственными геосинклиналям мощностями палеозойских и нижнетриасовых осадков. Намечается крупная антиклинальная складка, свод которой, сложенный силурийскими породами, совпадает со сводом послемеловой Малохетской антиклинали в ее восточной части, от Точинского поднятия и восточнее. К юго-западу от Точинского поднятия свод доюрской складки, по данным сейсмоки, отклоняется на юг, возможно, по мнению Р. М. Деменицкой, протягиваясь по направлению к Долганскому поднятию. Развитые в районе Малохетского поднятия нижнетриасовые породы располагаются на западном крыле складки, осложненном дислокациями второго порядка. На это указывают и разрезы скважин, вскрывших наиболее низкие горизонты нижнего триаса на южном и восточном склонах поднятия, и положение сейсмических отражающих пло-

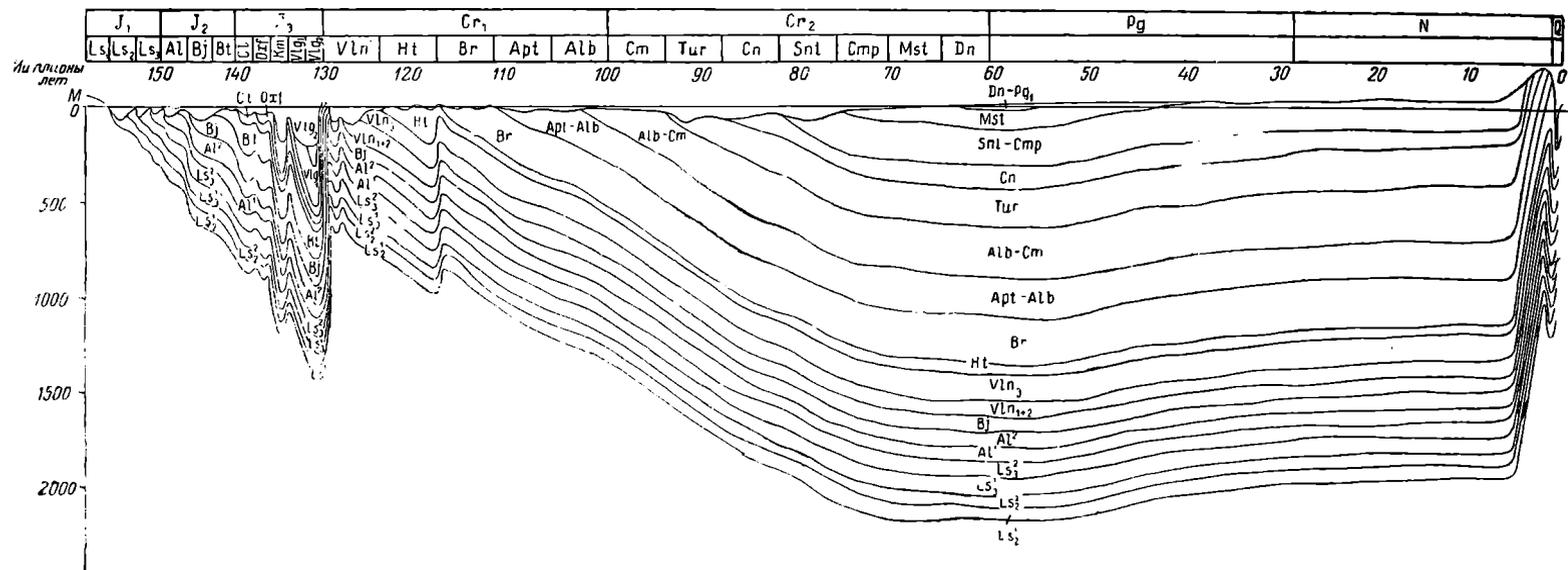


Рис. 79. Движения земной коры в пределах Малохетского поднятия Малохетской антиклинали (с начала юрского периода)

щадок, обнаруживающих на южном склоне Малохетского поднятия вплоть до участка скв. 10-Р, а также к югу от Фунтусовского поднятия общее падение доюрских пород на северо-запад.

В юрском периоде отдельные части Малохетской антиклинали испытывали различно направленные движения. На протяжении нижне- и среднеюрской эпох юго-западная часть антиклинали — район Малохетского, Фунтусовского, а вероятно, и Долганского поднятий — опускалась и являлась зоной накопления мощной (около 1000 м) толщи осадков. Характер движений виден на рис. 79, где по горизонтальной оси откладывается время в абсолютном летоисчислении, по последним данным Г. В. Войткевича (1954), а по вертикальной оси — амплитуда прогибания земной коры в пределах Малохетского поднятия, контролировавшаяся мощностями откладывавшихся осадков. Точинское поднятие, а также, судя по данным сейсмоки, часть антиклинали к северо-востоку от него, напротив, поднимались, и аккумуляция осадков здесь не происходило. Остается неясным, носил ли подъем сводовый или глыбовый характер и был ли он ограничен только Малохетской антиклиналью или же поднималась вся северо-западная окраина палеозойского поля Центральной Сибири, в состав которого могла входить северо-восточная часть Малохетской антиклинали.

К сожалению, сейсмическими наблюдениями не прослежен юго-восточный склон антиклинали в районе р. Сухой Дудинки, вследствие чего неизвестно, появляется ли там мощная юрская толща, развитая на северо-западном склоне, но выклинивающаяся на своде антиклинали. Факт же поднятия палеозойских сооружений, ограничивающих с юго-востока район Малохетской антиклинали, доказывается находками в нижне- и среднеюрских отложениях гальки траппов. Подъем, вероятно, не был непрерывным и постепенным. Эпохи поднятий чередовались с эпохами опусканий, когда нижне- и среднеюрские осадки откладывались на окраине поднимавшегося палеозойского поля. Однако последующие поднятия приводили к их размыву и вскрытию палеозойских и нижнетриасовых толщ.

С конца среднеюрской эпохи в опускание были вовлечены вся территория Малохетской антиклинали, а также площади к юго-востоку от нее. Подъем Точинского поднятия возобновился еще раз после отложения оксфорда, оказавшегося на своде этого поднятия полностью размывтым. Затем локальные вертикальные подвижки в районе Точинского поднятия прекратились и оно продолжало подниматься лишь совместно со сводом вновь образовавшейся Малохетской антиклинали.

Во второй половине верхнеюрской эпохи на Малохетской антиклинали начались движения, обусловившие размывы между кимериджем и нижним волжским ярусом, между верхним волжским ярусом и валанжином (рис. 79).

В результате указанных движений сформировалась структура, на размывтой поверхности которой затем отложило свои осадки валанжинское море. Впервые оформились Малохетское и Фунтусовское поднятия, в сводах которых полностью размывты верхнеюрские отложения и валанжин налегает непосредственно на байосские слои.

На рис. 80 изображена палеоструктурная схема по кровле глини аалена перед отложением валанжина, показывающая структуру юрских пород в том виде, в каком она существовала перед началом мелового периода (подошва валанжина на этой схеме принята за горизонтальную поверхность, от которой по всем скважинам отложены суммарные мощности слоев от верхней свиты аалена до верхнего волжского яруса включительно). Следовательно, уже на границе юры и мела на месте Малохетской антиклинали существовала складка с поднятием слоев на своде не менее 800 м.

С юго-востока Малохетское, а по данным сейсмоки и Фунтусовское поднятия, были ограничены крупным взбросом с амплитудой более

900 м. Этот взброс, как установил Л. Д. Мирошников, пересечен свк. 6-Р, вторично обнаружившей под 530-метровой толщей нижнего триаса средне- и нижнеюрские отложения. Весьма вероятно, что крупное послемеловое нарушение, описанное выше на юго-восточном склоне Точинского поднятия и затухающее по направлению на северо-восток, в действительности является продолжением данного взброса и тоже носит взбросовый характер. На залегании меловых отложений на южном склоне Малохетского поднятия взброс вовсе не отражается. По-видимому, обновление взброса после отложения мела проявилось только в восточной его части,

у подножья Точинского поднятия, где послемеловое воздымание слоев было наибольшим.

Остается неизвестным, как залегают юрские слои к юго-востоку от взброса до отложения валанжина. В скважине 10-Р, располагающейся всего в 2 км от взброса, имеется уже полный разрез юры до верхнего волжского яруса включительно. Судя по сейсмическим профилям, такое положение сохраняется и далее на юго-восток и восток, вплоть до района Долганского поднятия и Долганской синклинали. Это приводит к заключению о горизонтальном или почти горизонтальном залегании здесь юры перед началом мелового периода. В свк. 6-Р подошва среднего лейаса, не достигнутая в опущенном блоке в забое скважины, должна была в предваланжинское время оказаться, судя по положению кровли среднего лейаса, на 170 м ниже, чем в свк. 10-Р, а, судя по положению батских слоев,—на 370 м. Отсюда можно было бы сделать вывод о продолжавшемся подъеме юрских слоев на юго-восток и за линией взброса. Однако такой вывод противоречит сохранению по сейсмическим данным на всем участке между свк. 10-Р и Долганским поднятием полного разреза юры. Трудно также допустить выпадение в разрезе свк. 10-Р почти 200 м юрских отложений, которые должны приходиться на верхнюю часть верхнего волжского яруса.

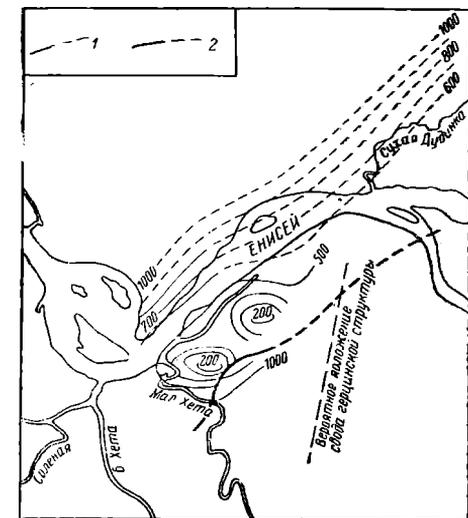


Рис. 80. Палеоструктурная схема района Малохетской антиклинали по кровле глин аалена перед отложением валанжина  
1—изогипсы кровли аалена через 100 м (установленные и предполагаемые) перед отложением валанжина; 2—разломы (установленные и предполагаемые)

Скорее можно думать, что подъем Малохетского поднятия был обусловлен именно движениями по линии взброса, вследствие чего юрские слои на погруженном крыле остались лежать почти горизонтально. Опускание же подошвы юры в свк. 6-Р по отношению к свк. 10-Р может объясняться наличием в зоне главного взброса целой серии (не менее двух) ступенчатых сбросов. Присутствие одного из таких сбросов подтверждается выпадением в разрезе опущенного блока юры в свк. 6-Р значительной пачки пород, приходящейся на верхи нижней и низы средней юры (см. рис. 77). Приходится предположить, что плоскость взброса сечет эти сбросы, которые могут иметь более древний, чем взброс, возраст (начало верхней юры?). Сделать такое предположение было необходимо потому, что неизвестно, какие породы могут залегать под мелом в верхней части наиболее глубоко опущенного блока. Вскрытый в свк. 10-Р наиболее полный разрез верхней юры оказывается недостаточным для того, чтобы заполнить этот грабен, если бы он доходил до подошвы мела.

Другие предмеловые нарушения в районе Малохетской антиклинали не устанавливаются, вполне возможно только из-за недостаточного количества вскрывших юру скважин. Можно предполагать, что подвижки, приведшие к формированию отдельных поднятий на своде Малохетской антиклинали, сопровождались разломами, по крайней мере в уплотненных породах палеозойско-триасового фундамента. Такие разломы должны были бы очерчивать Малохетское, Фунтусовское и Точинское поднятия, но пройденные здесь скважины не дают указаний на их наличие. Наборот, скважины, пробуренные на Малохетском поднятии, отмечают постепенное погружение кровли нижнего триаса на склонах поднятия, о том же говорит и сейсмика для склонов Точинского поднятия. Таким образом, глыбовая структура названных поднятий пока не подтверждается.

Судя по изменениям мощностей валанжина на крыльях и на своде Малохетской антиклинали, образовавшаяся в конце юрского периода структура продолжала подниматься и в начале мела. Особенно интенсивными были движения на протяжении нижнего валанжина, приведшие к полному или почти полному размыву нижнего валанжина в присводовой части складки, причем не только на отдельных поднятиях, но и между ними. Воздымание складки продолжалось в среднем и верхнем валанжине, а также в готериве, благодаря чему мощности этих отложений убывают по направлению от крыльев к своду складки (в верхнем валанжине мощности сокращаются почти в полтора раза).

После отложения готерива Малохетская антиклиналь испытала подъем, приведший к частичному размыву готерива в присводовой части антиклинали. Подъем составлял всего 160—200 м и был наибольшим на Точинском поднятии, где оказались размыты полностью готерив и даже часть верхнего валанжина. Распределение мощностей готерива показывает, что своды складки, поднимавшейся после отложения готерива, и современной Малохетской антиклинали полностью совпадают.

Поднятие Малохетской антиклинали продолжалось и на протяжении последующих за готеривом веков мелового периода, что сказалось на уменьшении мощностей баррема на своде (по сравнению с крыльями почти в полтора раза) и апт—альба в присводовой части складки. В общем устанавливается некоторое выполаживание слоев меловой угленосной толщи по сравнению с валанжином. Можно думать, что постепенный подъем складки происходил и на протяжении верхнемеловой эпохи, но отсутствие верхнемеловых отложений в присводовой части антиклинали не позволяет говорить об этом с уверенностью. Остается неизвестным, меняются ли мощности верхнего мела по мере приближения к своду складки. Поскольку угли меловой угленосной толщи на Малохетской антиклинали характеризуются сравнительно высокой степенью углефикации и имеют характер, переходный от бурых к каменным, они бесспорно испытывали погружение не менее чем на 1—1,5 км. Следовательно, можно считать несомненным факт перекрытия в прошлом свода антиклинали толщей верхнего мела, если и отличающейся по мощности от развитой сейчас на крыльях складки, то очень немного.

В основном Малохетская антиклиналь в своем современном виде сформировалась после отложения верхнего мела. Сантонские отложения, найденные в районе Малохетской антиклинали только в валунах, но по всем данным, развитые как на северо-западном, так и на юго-восточном крыльях складки, в прошлом, надо полагать, покрывали всю структуру. В настоящее время в присводовой части антиклинали слою баррема, апт—альба, а на Точинском поднятии даже валанжина несогласно перекрываются четвертичными отложениями. Это обстоятельство не позволяет установить время окончательного формирования Малохетской антиклинали более точно, нежели в пределах от верхов верхнего мела до начала четвертичного периода. Поскольку отложений моложе сантона в районе

Малохетской антиклинали мы не знаем, более вероятным казалось бы образование складки непосредственно после отложения слагающих ее осадков, т. е. в конце мелового периода.

Нет веских оснований думать, что накопление осадков в районе Малохетской антиклинали шло и после сенона, на протяжении третичного периода. Мощность послесенонских отложений в районе Малохетской антиклинали не должна была быть значительной. К такому выводу приводит степень метаморфизма углей, находимых в средней юре, барреме и апт—альбе Малохетской антиклинали. Среднеюрские угли превратились в каменные, меловые угли остались бурыми, но по степени углефикации и калорийности уже приближаются к каменным. Подобные угли, особенно в условиях спокойного залегания мезозойских пород, могли появиться при погружении вмещающих их свит на глубину 1—1,5 км. (Станов, 1953).

Такие условия установились уже после отложения морского верхнего мела (включая сенон) и делают ненужным предположение о накоплении мощных дополнительных осадочных толщ после сенона. Скорее всего, в конце верхнего мела прогибание района Малохетской антиклинали надолго прекратилось.

Геохимические исследования показывают, что в верхнемеловых (турон-коньякских) морских отложениях на крыльях Малохетской антиклинали, а также в других районах развития верхнего мела в Усть-Енисейской впадине, отчетливо выявляются признаки длительного воздействия континентального режима (вынос калия из обменных оснований). Очевидно, эти отложения долгое время находились сравнительно близко к поверхности в пределах суши. Между тем в отложениях меловой угленосной толщи и морского нижнего мела, лежащих непосредственно под четвертичными в присводовой части Малохетской антиклинали, признаки воздействия континентального режима отсутствуют.

Следовательно, эти слои лишь очень недавно оказались приближены к поверхности, а на протяжении длительного континентального периода, наступившего в Усть-Енисейской впадине после отложения верхнего мела, были глубоко погружены и защищены от влияния поверхностных факторов мощным покровом верхнемеловых пород. Сказанное приводит к выводу о том, что основную роль в формировании Малохетской антиклинали сыграли не позднемеловые, а поздне третичные (вероятно, плиоценовые) движения, обусловившие размыв на своде Малохетской антиклинали толщи пород мощностью свыше 1000 м. Размыв в основном был завершен к концу нижнечетвертичной эпохи, когда в нижнемеловых отложениях появились эрозионные рытвины, выполненные ниже- и среднечетвертичными отложениями.

В течение четвертичного периода подъем Малохетской антиклинали продолжался. По крайней мере, отдельные структуры на своде испытали подъем с начала верхнечетвертичной эпохи порядка 20—30 м (средняя скорость 2—3 см в столетие). О движениях в районе Малохетской антиклинали в четвертичном периоде говорят также резкое изменение направления р. Енисея при пересечении им структуры и выходы газов. Очевидно, вдоль молодых или, возможно, обновленных разломов. Возможно, что крутой изгиб р. Енисея, совпадающий с направлением течения р. Сухой Дудинки в ее низовьях, обусловлен наличием связанной с разломами ослабленной зоны вдоль северо-западного крыла Малохетской антиклинали. Для отрезка нижнего течения р. Сухой Дудинки это подтверждается и данными сейсмики.

С формированием Малохетской складки в целом связано и оформление отдельных поднятий на ее своде и крыльях. Так, размыв на своде Долганского поднятия тоже, судя по геохимическим данным, имел место незадолго до отложения четвертичной толщи. Сбросы, пересекающие

меловые отложения, надо думать, образовались одновременно с подъемом складки и имеют тоже позднеэретичный возраст.

Возникновение перед отложением валанжина взброса, в результате которого палеозой и нижний триас оказались надвинуты на юрские породы, указывает на участие в формировании Малохетской антиклинали тангенциального давления. Проявление только радиальных движений, которые обычно считаются основными в образовании платформенных складок, не могло бы привести к надвиганию более древних толщ на более молодые. Малохетская антиклиналь, насколько сейчас известно, является единственной крупной положительной структурой в мезозойских отложениях южной части Усть-Енисейской впадины. Вряд ли можно допустить, что существуют другие подобные же складки, скрытые под четвертичным покровом и остающиеся нам неизвестными. Если бы такие складки были, они как-то отразились бы на современном рельефе, на направлении рек, сопровождалась бы выходами более низких горизонтов мела. Вероятнее думать, что Малохетская антиклиналь сформировалась в особых условиях, нигде более в южной части Усть-Енисейской впадины не повторявшихся. Эти условия могли заключаться в развитии сильных напряжений, в том числе и бокового давления, в краевой части прогибавшейся впадины против северо-западного выступа палеозойского поля Центральной Сибири. Напряжения привели к смятию мезозойских слоев и образованию складки, несогласно наложившейся, как мы видели выше, на структуру палеозоя и нижнего триаса. Напряжения проявлялись в юрском и меловом периодах, затухали, насколько известно, в третичном периоде, вновь и особенно интенсивно возобновились в конце последнего и продолжаются в четвертичном периоде, надо думать, донные.

К северу от Малохетской антиклинали подошва мезозоя погружается на большую глубину. Севернее р. Сухой Дудинки, по данным сейсмоки, подошва мезозойских отложений опускается более чем на 4 км под уровень моря. На северо-западном крыле Малохетской антиклинали в основании мезозоя оказываются новые горизонты, которые отсутствуют в присводовой части антиклинали в районе Точинского поднятия и восточнее него. Наиболее вероятно думать, что это — средняя и нижняя юра. Как показывают сейсмические отражающие площадки, углы падения в нижнем комплексе мезозойских пород (юра ?) доходят до 20—25 и даже 30°, тогда как слои верхнего комплекса (мел ?) залегают с наклоном около 6—10°. Соответственно, одновременно с появлением в основании разреза мезозоя нижней и средней юры появляются под меловыми (валанжинскими) отложениями все более высокие горизонты, по видимому, верхней юры. Общая мощность юрских отложений, если считать, что кровля их совпадает с поверхностью несогласия между двумя комплексами мезозоя, в зоне погружения доходит до 1700 м. Вышележащие, предположительно, нижнемеловые отложения обладают скоростями распространения сейсмических волн 3000 м/сек и опускаются до глубины 2700 м. На глубинах около 1400 м, наряду с постепенным выполаживанием углов падения отражающих площадок, скорость распространения сейсмических волн сокращается до 2100 м/сек. Вероятнее всего это происходит внутри меловой угленосной толщи.

Данные о глубинном строении левобережья р. Енисея между протокой Ушаковской и р. Соленой мы имеем также благодаря проведенным здесь сейсмическим работам. До глубины 3000 м устанавливается согласное, почти совершенно горизонтальное залегание пластов. Можно подметить лишь едва заметное погружение слоев к юго-юго-западу. Следует думать, что подошва юрских пород лежит на глубине не менее 3600 м, но вероятно все же и не более 4000 м. На это указывает скоростной разрез, приводимый Р. М. Деменицкой. Скорости распространения сейсмических волн порядка 5000 м/сек, устанавливаемые на глубинах

3000—3600 м, вероятно всего, если сопоставлять с разрезом Малохетской антиклинали, соответствуют ниже- и среднеюрским отложениям. Кровля юры, судя по положению отражающих горизонтов по отношению к юго-восточному крылу Малохетской антиклинали, может находиться на глубине порядка 2200 м.

Очевидно, к северу от Малохетской антиклинали начинается область наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины с максимальными мощностями юрских (1,5—2 км) и меловых (3—3,5 км) отложений. Какова здесь мощность четвертичных отложений и какие породы лежат под четвертичными, достоверно неизвестно. Судя по находкам в валунах фауны не моложе сантона, вряд ли вдоль р. Енисей появляются более высокие горизонты, чем верхний сантон—кампан. Вместе с тем допустимо, что в зоне наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины сохранились как более высокие горизонты мела, так и третичные отложения. Нельзя с уверенностью сказать и о том, какие породы находятся в основании мезозоя в области наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины. Не исключено, что под нижней юрой тут окажется и средний и верхний триас, отсутствующий в районе Малохетской антиклинали.

О глубоком погружении палеозойского фундамента севернее Малохетской антиклинали свидетельствует также пониженное значение здесь гравитационного и магнитного полей. Очевидно, возмущающие массы с повышенной плотностью и магнитностью опущены на большую глубину. Вдоль южного края максимального прогиба несколько севернее Малохетской антиклинали, но параллельно ей проходит крупная (свыше 200 гамм) магнитная аномалия, наиболее вероятно связанная с заполненным основными магнитными породами разломом, который ограничивает с юга область максимального прогибания. Вторая такая же магнитная аномалия протягивается южнее устья р. Яковлевой и может быть приурочена к северной границе зоны максимального прогиба. Разломы могли образоваться в нижнем триасе, когда внедрялась трапповая магма.

В юрском и меловом периодах происходили дальнейшие опускания по линиям древних разломов, обусловившие накопление мощной толщи осадков.

### СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВПАДИНЫ

К северу от области наибольшего прогибания впадины снова начинается зона со значительно меньшими глубинами залегания палеозойского фундамента. По-видимому, трапповые тела, являющиеся источником магнитных аномалий, располагаются здесь на глубинах 1—2 км, иногда и менее 1 км. О подъеме мезозойских слоев по направлению на север свидетельствует и смена развитых в центральной части впадины отложений верхнего сантона—кампана сначала непосредственно к северу от р. Яковлевой нижнесантонскими, а затем породами турон—коньяка, а на больших площадях и сеномана.

В районе устья р. Яковлевой мощность меловых отложений, по данным бурения, не менее 3 км. К югу от низовьев р. Яковлевой обнаружена изолированная структура, имеющая форму купола от 3 до 4 км в поперечнике. В своде купола из-под более молодых верхнемеловых отложений выступает сеноман, на периферии его развиты породы верхнего сантона. Как видно на структурной схеме, составленной по кровле сеномана (рис. 81), купол имеет в общем изометричную форму, будучи в присводовой части несколько вытянут в северо-западном направлении. Необходимо оговориться, что большинство колонковых скважин не достигло сеномана и корреляцию пришлось проводить, опираясь на положение отдельных горизонтов в турон—коньяке, выделяемых по микрофауне, макрофауне, литологии и каротажным диаграммам (см. рис. 26).

Сопоставление разрезов верхнего мела в колонковых скважинах позволяет утверждать, что поднятие в своде купола относительно окружающих участков составляет около 650 м, а углы падения на крыльях должны измеряться 30—45°. Наиболее крутым является северо-восточный склон купола, отличающийся прямолинейностью и весьма вероятно срезаемый сбросом.

По сейсмическим данным куполовидная структура на месте Яковлевского купола прослеживается и в более низких горизонтах разреза мезозоя до глубины порядка 3 км. Намечается лишь некоторое выполаживание структуры по мере углубления, обусловленное более интенсивным смятием слоев верхнего мела и, быть может, верхов нижнего (апт—альб) по сравнению с нижележащими отложениями нижнего мела и, предположительно, юры. Это отчасти подтверждается большими (до 80°) углами падения в сеномане и апт—альбе и значительно меньшими (не свыше 15—20°) в более древних свитах мела. Подобный факт наряду с возможным выполаживанием структуры вглубь может быть связан и с тем, что верхние горизонты мезозоя в поднятие купола были вовлечены на большей площади, чем более низкие. Важно отметить, что сейсмика не обнаружила каких-либо несогласий в толще меловых и предположительно подстилающих их юрских отложений. Это указывает на начало формирования Яковлевского купола уже после отложения верхнего мела.

Геофизические исследования показали также, что Яковлевскому куполу соответствуют небольшая положительная аномалия силы тяжести и положительная магнитная аномалия. Н. Н. Михайлов и И. М. Пудовкин рассчитали, что источник гравитационной и магнитной аномалий, очевидно, поднятие, скорее всего пермских или нижнетриасовых пород, заключающих залежи траппов, находится на глубине не более 3 км. Следовательно, мощность юрских отложений, по крайней мере в своде купола, должна быть порядка всего 500 м. Согласно, по данным сейсмики, напластование мезозойских пород делает более вероятным сохранение под меловыми отложениями верхней юры и выпадение из разреза, подобно участкам у южного края впадины нижней и средней юры. Отсутствие признаков прислоненного к склонам купола залегания пластов юры указывает на то, что мощность юры остается незначительной и за пределами купола. Таким образом, район устья р. Яковлевой, насколько можно сейчас судить, находится уже вне зоны интенсивного прогибания в юрском периоде, по крайней мере в нижне- и среднеюрскую эпохи. В меловом периоде, напротив, здесь шло чрезвычайно быстрое опускание (рис. 82).

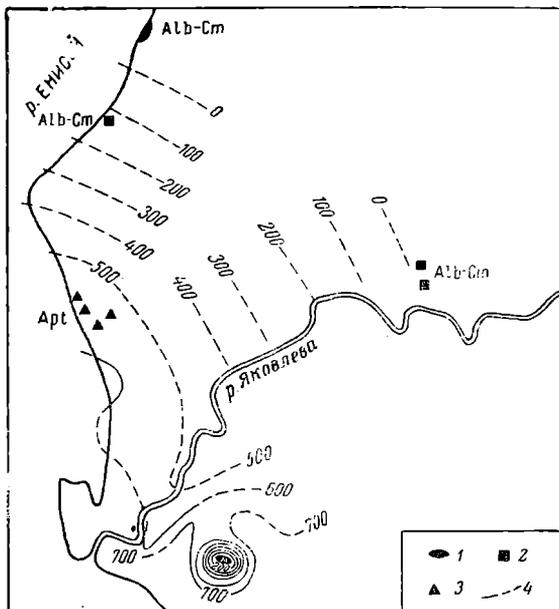


Рис. 81. Структурная схема по кровле сеномана района р. Яковлевой

1—выходы на поверхность или под четвертичными отложениями альб—сеномана; 2—мелкие выходы альб—сеномана, которые могут оказаться отторженцами; 3—ледниковые отторженцы пород апта; 4—изогонсы кровли сеномана через 100 м (установленные и предполагаемые)

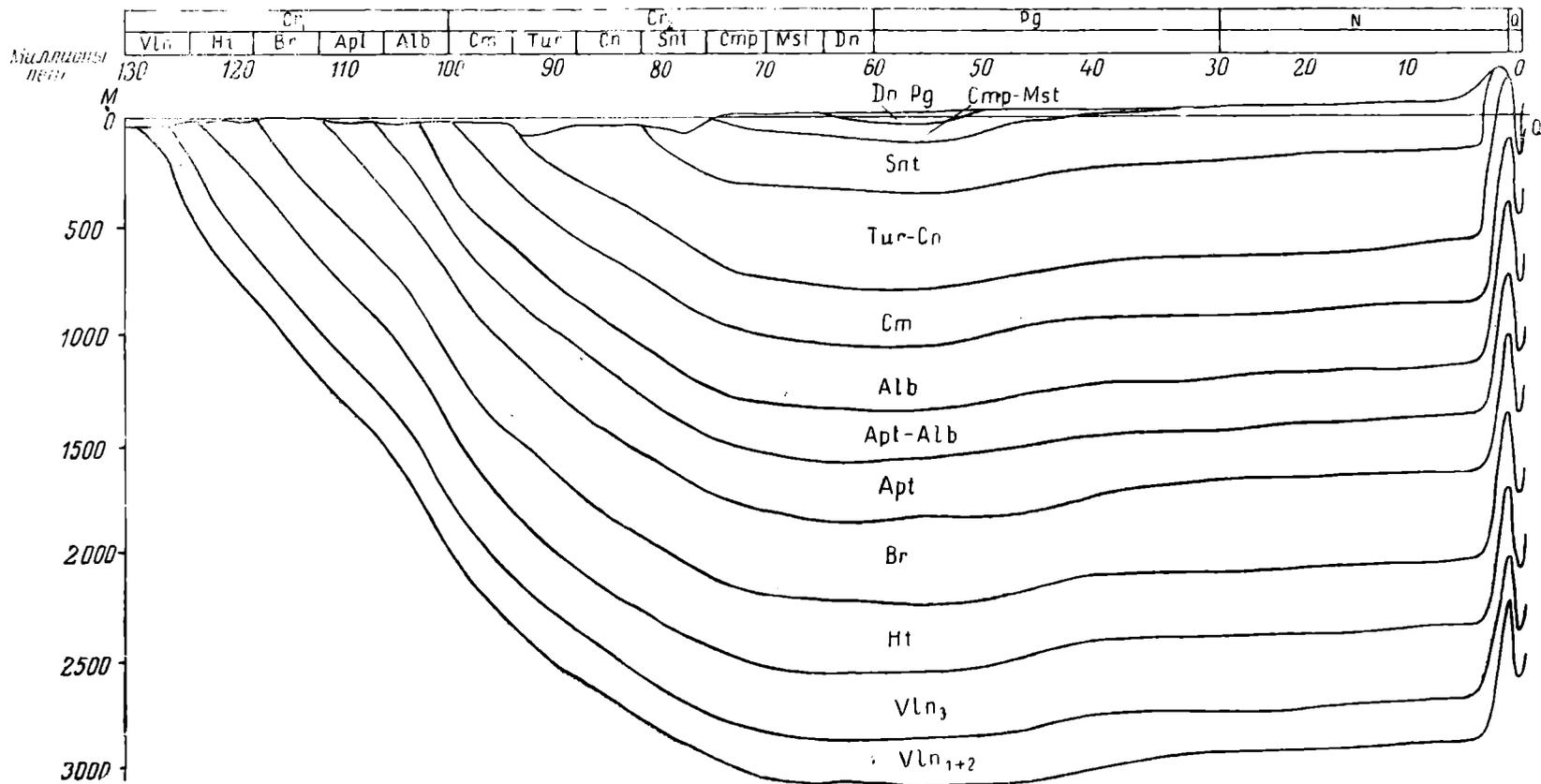


Рис. 82. Движения земной коры в пределах Яковлевского купола (с начала мелового периода)

Остается еще неясным вопрос об условиях образования Яковлевского купола. Наличие соляного ядра противоречит приуроченность к куполу положительных гравитационной и магнитной аномалий. Можно, правда, видеть в Яковлевском куполе скрытый глинистый диапир с ядром из пермских глинистых пород. Можно, наконец, допускать существование соляного штока, располагающегося и сейчас под толщей пермских пород с повышенной плотностью и магнитностью. Однако такие предположения нуждаются в дополнительном обосновании. В пользу диапировой природы Яковлевского купола говорит лишь намечающийся по данным бурения и сеймики и видимый на структурной схеме овал оседания вокруг купола.

Можно также рассматривать Яковлевскую структуру как проявление глыбовой тектоники в породах фундамента, результат поднятия небольшого горста, над которым изгибаются и частично, вероятно, разрываются мезозойские слои. Разрывные дислокации в мезозое Яковлевского купола пока не установлены, но кажутся, если учесть значительные вертикальные смещения слоев между скважинами, весьма вероятными.

Яковлевский купол обнаруживает явные признаки роста и в четвертичном периоде. Подошва четвертичных отложений в своде купола поднята, по сравнению с окружающими участками, на 20—30 м. В современном рельефе купол не выражен, по-видимому, вследствие абрадирующего воздействия четвертичных морских трансгрессий и деятельности ледников. Скорость поднятия купола в верхнечетвертичное время составляла, как и на Малохетской антиклинали, в среднем около 2—3 см в столетие.

Вероятно, формирование Яковлевского купола, подобно Малохетской антиклинали, в основном происходило в конце третичного периода. На это указывают следы позднейших изменений развитых вокруг купола верхнемеловых отложений, тогда как породы сеномана, лежащие в своде купола, в настоящее время непосредственно под четвертичным покровом, не несут следов такого воздействия. Поэтому кажется вероятным, что сеноман в течение длительного континентального периода, предшествовавшего нижнечетвертичной эпохе, был защищен от воздействия субэриальных факторов покровом верхнемеловых морских отложений. Последние были размыты вследствие поднятия купола лишь перед началом четвертичного периода.

Как и для Малохетской антиклинали, приходится принимать, что прогибание района Яковлевского купола в основном закончилось в верхнем мелу. Угли, залегающие в апт—альбе на глубинах в настоящее время до 1,5—2 км (на участках, где сохранился весь верхний мел до верхнего сантона—кампана включительно), относятся уже к каменным. Это говорит об известном метаморфизме углей, происходившем, по мнению В. В. Станова (1953), на глубинах порядка 1,5—2,5 км. Подобного погружения угленосная свита достигла после отложения сантон—кампана и, очевидно, позднее сколько-нибудь значительные толщи осадков здесь не накапливались.

На окружающей Яковлевский купол площади по материалам буровых скважин и сеймики устанавливается очень слабое воздымание слоев мезозоя в северо-восточном или северном направлении. Этот подъем слоев продолжается на север и за пределы разведанной площади. У устья р. Орловки на берегу Енисейского залива К. С. Забурдиным наблюдались на протяжении около 0,5 км выходы лежащих горизонтально пород сеномана, которые на Яковлевской площади опущены на 500—700 м ниже уровня моря и только в своде Яковлевского купола появляются под четвертичным покровом.

К северу от устья р. Яковлевой, вблизи зимовья Пустого, В. Н. Саксом был исследован ряд выходов пород апта. Поскольку соседние скважины нашли везде под четвертичными отложениями горизонтально ле-

жащий нижний сантон, следует считать, что эти выходы представляют ледниковые отторженцы, залегающие внутри четвертичной толщи. Могут оказаться ледниковыми отторженцами мелкие выходы сеномана, обнаруженные А. П. Пуминовым (1948) на правых притоках р. Яковлевой, к северу от ее нижнего течения. Однако самый факт обилия на площади севернее р. Яковлевой ледниковых отторженцев и мелких выходов меловых пород, нигде более в низовьях р. Енисея в таком количестве не встречающихся, указывает на близость соответствующих пород в коренном залегании под четвертичными отложениями. Еще севернее, в бассейнах рр. Мезениной и Казачьей, в четвертичных породах наблюдается в изобилии галька меловых углей, С. Л. Троицким в верховьях р.левой Мезениной отмечен коренной выход предположительно сеноманских песков.

Все это говорит о распространении, вероятно, на больших площадях альб-сеноманских отложений, а местами, судя по отторженцам у зимовья Пустого, и апт—альба, лежащего даже в своде Яковлевского купола на 700—1000 м ниже уровня Енисейского залива. Возможно, здесь имеются один или несколько куполов типа Яковлевского, или располагается крупная складка, аналогичная Малохетской антиклинали. Последнее кажется более вероятным, если учесть постепенное поднятие меловых слоев от р. Яковлевой на север и резкость магнитных аномалий в районе рр. Мезениной и Казачьей, указывающих на приближение к поверхности на большой площади палеозойских пород с залежами траппов.

Зона поднятия палеозойского основания, сопровождающаяся появлением на поверхности более древних горизонтов меловых отложений, продолжается от района рр. Мезениной и Казачьей на запад через Енисейский залив на п-ов Дорофеевский. Здесь также наблюдаются резкие магнитные аномалии, на берегах полуострова встречены мелкие, возможно и не коренные выходы пород сеномана. В центральной части Дорофеевского п-ова альб-сеноманские отложения, по описанию С. Л. Троицкого, слагают довольно большую площадь, будучи приподняты до 120 м над уровнем залива. Слои сложены в пологие складки, имеют углы падения 19—23°, простираются преимущественно северо-северо-восточное. Впрочем, доверять замерам падений здесь, как и вообще в обнажениях, нельзя, вследствие вероятного проявления ледниковых дислокаций.

Севернее области развития альб-сеноманских пород на восточном берегу Енисейского залива появляются выходы морского верхнего мела (верхний турон—коньяк). Обнажения располагаются между зимовьем Прилучье и селением Воронцово и дают разрез слоев, лежащих почти горизонтально. По данным С. Л. Троицкого (1955), устанавливается в общем близкое к меридиональному простираение слоев с углами наклона к востоку до 1—4°. В центральной части обрывов намечается слабый прогиб, в ядре которого находятся отложения коньяка.

К северу от выходов верхнего турона—коньяка у селения Воронцова, по данным А. П. Пуминова (1949), снова обнажается сеноман. Далее, после некоторого перерыва, западнее селения Чайки и на р. Сопочной, опять выходят отложения верхнего турона—коньяка.

В обнажениях к западу от устья р. Чайки на протяжении 1640 м С. Л. Троицким (1955) установлено моноклиальное падение слоев верхнего турона—коньяка на запад-северо-запад под углами 5—15°. По-видимому, здесь мы имеем северо-западное крыло антиклинальной складки, к своду которой может быть приурочен выход сеномана у селения Воронцова. На р. Сопочной слои верхнего турона—коньяка, по наблюдениям К. С. Забурдина, падают на восток-юго-восток под углом 20°, что говорит о нахождении между рр. Сопочной и Чайкой синклинали. Гравитационные и магнитные аномалии на участке Воронцово—Чайка—Сопочная, исследованные И. В. Власовой, распределяются так, что вполне возможным кажется нахождение выходов у р. Чайки на северо-западном крыле одной антиклинали, а выходов на р. Сопочной на юго-восточном.

крыле другой. К югу от селения Воронцова изолинии гравитационного поля приобретают действительно меридиональное направление, что может быть связано с наличием положительной структуры к западу от линии современного берега. На восточном крыле этой структуры могла появиться сравнительно мелкая волнистость слоев, видимая в обнажениях.

К северу от селения Сопочной Карги пробуренные по меридиональному профилю три колонковые скважины установили присутствие отложений альб—сеномана, под которыми лежат породы апт—альба. Кровля апт—альба подходит ближе всего к поверхности в скв. 2-К, расположенной примерно на 72-й параллели, где, вероятно, находится свод пологой складки (см. рис. 23).

По данным геофизики, кровля палеозоя к северу от селения Сопочной Карги залегает скорее всего на глубинах 1100—1500 м. Об этом говорит резкость магнитных и гравитационных аномалий, источники которых — залегающие среди палеозоя траппы — должны располагаться на сравнительно небольших глубинах. Сейсмика же показала, что, начиная с упомянутых глубин, появляются сравнительно интенсивно дислоцированные породы, лежащие согласно вплоть до глубин 4—5 км. Есть все основания думать, что это — палеозой. Сказанное позволяет предполагать наличие севернее селения Сопочной Карги меловых отложений мощностью 800—1200 м (допуская по аналогии с альб—сеноманом и апт—альбсм, что мощности нижележащих горизонтов мела будут близкими к разрезу Малохетской антиклинали), и под ними юрских отложений мощностью 300—400 м. Подобно Яковлевской площади, вероятно и здесь сохранились в разрезе только верхнеюрские отложения.

Таким образом, к северу от Дорофеевского полуострова на восточном берегу Енисейского залива вырисовываются в меловых отложениях по крайней мере две антиклинальные складки. Первая из них — Чайкинская имеет северо-восточное простирание и устанавливается по выходам к западу от р. Чайки и к югу от селения Воронцова турон—коньяка. Эти выходы располагаются на северо-западном и юго-восточном крыльях антиклинали. Следующая к северу синклиналь находится между выходами турон—коньяка западнее р. Чайки и на р. Сопочной.

Вторая антиклиналь — Сопочная намечается по профилю скважин к северу от Сопочной Карги, свод ее располагается у 72-й параллели, или несколько южнее, северное крыло на расстоянии 4 км от скв. 2-К и скв. 3-К погружается на 275 м. Южное крыло между скв. 1-К и 2-К оказывается более пологим (погружение 200 м на 8 км), хотя возможно смещение свода к югу от скв. 2-К, попадающей в таком случае на северное крыло складки. Быть может, на продолжении свода Чайкинской антиклинальной складки находятся выходы меловых пород, найденные С. Л. Троицким на р. Малой Гольчихе и, судя по минералогическому составу, относящиеся к апт—альбу. Если это так, простирание рассматриваемой антиклинали окажется северо-северо-восточным, шарнир ее испытывает поднятие к северо-востоку. Сопочная антиклиналь, если судить по палеозою, имеет восточно-северо-восточное простирание.

Далее на север, вплоть до выходов траппов на р. Глубокой, под четвертичными отложениями, по-видимому, всюду развиты породы меловой угленосной толщи (скорее всего, альб—сеноман). Верхнемеловые морские отложения, по наблюдениям С. Л. Троицкого, не встречаются даже в валунах. Могут быть здесь и складки, о которых мы пока ничего не знаем. Мощность мезозоя, по данным сейсмики, обнаруживающей по мере движения к северу все ближе к поверхности складчатые, очевидно палеозойские, структуры, в районе р. Сарихи составляет, по-видимому, около 900 м, сокращаясь по мере приближения к р. Глубокой до 500 м. Вырисовывающиеся (по данным геофизики) две антиклинальные складки в палеозойских отложениях (к югу от р. Сарихи и к югу от р. Глубокой) могут и не совпадать с мезозойскими структурами. По крайней

мере, Сопочная антиклиналь в меловых отложениях располагается на южном крыле Сарихской палеозойской антиклинали.

На существование пологих складок в меловых отложениях северной части Усть-Енисейской впадины указывает также выход нижнего турона на р. Пуре, найденный В. Н. Саксом (1945) сравнительно близко к северному борту впадины. Слои падают на север под углами 15—18°. Этот выход скорее всего приурочен к синклиналиному прогибу, южнее которого на р. Быстрой (приток р. Пуры) обнажаются более низкие горизонты меловой толщи (альб—сеноман). Не исключено, что в нижнем течении р. Быстрая пересекает антиклинальную складку, в своде которой и появляется альб—сеноман.

В. Д. Дибнер (1953) обнаружил при просмотре аэрофотоснимков в бассейне р. Пясины к северу от правого притока р. Пуры — р. Буатонг-Кага сопку очень правильной округлой формы. Сопка эта, названная В. Д. Дибнером холмом Круглым, имеет относительную высоту 100—120 м и 3,5 км в поперечнике. Геологами сопка Круглая не обследована, возможно, она представляет куполовидную структуру, выраженную в современном рельефе и аналогичную Яковлевскому куполу. В таком случае кажется вероятным широкое распространение, наряду со складками, и куполов в северной части Усть-Енисейской впадины. Существенно отметить, что сопка Круглая располагается в зоне крупной (до 800 гамм) магнитной аномалии северо-восточного направления, вдоль которой западнее р. Пуры наблюдаются выходы на поверхность сеномана, ограниченные с севера зоной развития морского нижнего турона. Таким образом, сопка Круглая может быть на продолжении антиклинальной складки, намечающейся на р. Пуре.

#### СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВПАДИНЫ

К востоку от р. Енисей, по всем имеющимся данным, происходит поднятие слоев мезозоя, сопровождающееся, вероятно, поднятием кровли доюрских пород. На р. Пясине мы не находим уже валунов фаунистически доказанного сantonа. Сантонские отложения, широко распространенные в осевой части Усть-Енисейской впадины на р. Енисее, по направлению к р. Пясине, вероятно, в основном выклиниваются, сохраняясь лишь в отдельных небольших мульдах.

Следует думать, что к востоку от р. Пясины под четвертичными отложениями лежат частью турон—коньяк, а на больших площадях непосредственно меловая угленосная толща (баррем—сеноман). На поверхности появляются совершенно отсутствовавшие на р. Енисее породы валанжина и верхней юры, найденные в среднем течении р. Пясины, на рр. Янгоде и Дудыпте в валунах, а на рр. Хете и Верхней Таймыре дающие уже коренные выходы. На р. Хете и на левых притоках р. Верхней Таймыры имеются указания на нахождение нижней и средней юры.

Восточнее р. Пясины, в районе рр. Янгоды, Горбиты и верховьев р. Верхней Таймыры, мощность мезозойского покрова очень невелика, а местами он и вовсе отсутствует. Близко к поверхности лежат магнитные породы, очевидно траппы, связанные, судя по вытянутости всех аномалий на юго-запад, с дислоцированными пермскими отложениями. Выходы траппов и вмещающих их пермских пород между р. Верхней Таймырой и низовьями р. Горбиты исследованы Н. Н. Урванцевым (1931).

Очевидно, в районе рр. Янгоды и Горбиты располагается блок складчатого палеозоя, прикрытый с поверхности лишь маломощными четвертичными и мезозойскими отложениями. Этот блок представляет горстовое поднятие, подобное ряду других горстов в пределах Таймырско-Североземельской складчатой зоны, выраженных в современном рельефе (о-ва Северной Земли, п-ов Челюскин, блоки между Енисейским заливом и р. Пясиной, между заливом Фаддея и бухтой Прончищевой). Янгодо-

Горбитский блок, в отличие от других, остался в погребенном состоянии. Тем не менее он бесспорно ограничивает с востока Усть-Енисейскую впадину.

К югу от Янгодо-Горбитского блока, в бассейнах р. Дудыпты и верхнего течения р. Хеты, несомненно, продолжается подъем мезозойских слоев по направлению на восток от р. Пясины. Вблизи р. Пясины—на р. Икон у самого края Средне-Сибирского плоскогорья—имеется выход апт—альба, на р. Дудыпте, у селения Летовье, в осевой части прогиба выходит турон—коньяк, восточнее же на р. Дудыпте, на сопке Чагдай обнажается уже апт. Правда, сопка Чагдай представляет собой куполовидную структуру, судя по отрицательной аномалии силы тяжести, с погребенным соляным ядром. В своде структуры могут выходить более древние отложения, чем вокруг нее.

Хотя непосредственных данных о глубине залегания подошвы мезозоя в верхнем течении р. Хеты и в бассейне р. Дудыпты нет, можно все же предположить, что мощность мезозойской толщи в этом районе не должна превосходить 1000 м. Палеозойский и нижнетриасовый фундамент даже в сел. Хатанге в непосредственной близости к выходам верхнего сантона погружен, по данным сейсмоки, лишь на 1200 м. Следовательно, надо считать вероятным, что сложенный палеозоем погребенный порог восточнее р. Пясины протягивается от гор Бырранга вплоть до края Средне-Сибирского плоскогорья, будучи лишь глубже погружен в своей южной части. Тем самым Усть-Енисейская впадина должна отделяться от Хатангской впадины.

Мезозойские отложения в бассейне р. Пясины изучены еще слишком слабо для того, чтобы можно было судить о деталях их строения. Буровых скважин здесь нет. Единственная устанавливаемая в настоящее время структура—купол Чагдай на р. Дудыпте. Возможно, что подобный же купол—сопку, сложенную с поверхности меловыми угленосными отложениями, видел А. Ф. Миддендорф (1848) на притоке р. Хеты—р. Боганиде. Точное местонахождение сопки неизвестно. Молодое, хорошо выраженное в рельефе поднятие, весьма вероятно с мезозойскими отложениями в ядре, представляет возвышенность Ушкан-камень на левобережье р. Дудыпты выше устья р. Пайтурмы, имеющая в поперечнике около 15 км. В. Н. Сакс в 1942 г. посетил эту возвышенность, но выходы дочетвертичных пород обнаружить не удалось.

Турон-коньякские слои на р. Джангоде, по наблюдениям В. С. Ломаченкова, смяты в серию крутых складок северо-северо-западного простирания. Кажется вероятным при этом проявление ледниковой тектоники. Выходы турон—коньяка прослеживаются на протяжении около 40 км в широтном направлении (на запад и отчасти на восток от р. Джангоды). Можно думать, что это—блок, приподнятый по линиям молодых разломов. Одновременно нельзя не отметить непрерывность положительной магнитной аномалии, протягивающейся вдоль северо-западного крыла Малохетской антиклинали, пересекающей р. Джангоду вблизи выходов верхнего турона—коньяка и выходящей на р. Пясины севернее устья р. Дудыпты. Однако поскольку магнитная аномалия связана со строением фундамента, послемеловая структура на р. Джангоде вполне может быть не зависимой от Малохетской антиклинали.

Вдоль южного борта Усть-Енисейской впадины, по-видимому, проходит сброс. Альбские отложения на р. Икон, совершенно не содержащие продуктов разрушения траппов, находятся всего в 8 км по прямой линии от края траппового плато, приподнятого сейчас над ними на 350 м. Подобное положение трудно объяснить без признания послемелового, скорее всего, судя по выраженности в рельефе, четвертичного или поздне-третичного сброса, по плоскости которого край Средне-Сибирского плоскогорья оказался поднят над Усть-Енисейской впадиной. Амплитуда сброса, вероятно, не менее 500 м. Сброс, по-видимому, продолжается и

далее на восток, вплоть до р. Авам. На р. Авам и его левом притоке р. Чопко, в 15—20 км от уступа лавового поля, имеются, по данным Н. Н. Цесарцевой и В. Г. Плотниковой, выходы верхнемеловых (верхнесантонских) отложений, появление которых у самого края впадины трудно объяснить без допущения сброса. Вполне возможно, что в бассейне р. Авам амплитуда сброса даже возрастает, по сравнению с районом р. Икон. Вряд ли все же сброс очерчивает весь южный борт впадины. Скорее можно думать, что на отдельных участках, например, на рр. Хете, Пясины, к западу от р. Пясины происходит постепенное погружение палеозойских и нижнетриасовых отложений Средне-Сибирского плоскогорья под мезозой Усть-Енисейской впадины.

Такая картина кажется вероятной и для северного борта Усть-Енисейской впадины. На одних участках край впадины может быть очерчен сбросами, на других — погружение фундамента происходило постепенно, без разломов или с небольшими разломами, приведшими к появлению сбросов малой амплитуды, не отразившихся заметно в рельефе.

### СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВПАДИНЫ

Усть-Енисейская впадина открыта на запад в сторону Западно-Сибирского прогиба. Сейсмические исследования и буровые скважины, проведенные на территории к западу от р. Енисей, установили, что кровля палеозоя полого погружается на запад.

На междуречье Большой и Малой Хеты верхнемеловые отложения лежат почти горизонтально, образуя лишь очень пологий прогиб (амплитуда погружения около 60 м на протяжении 7 км). Этот прогиб фиксируется, по данным сеймики, и в более древних меловых и юрских горизонтах, продолжая и здесь оставаться весьма пологим (углы падения порядка 0,5—1,5°). К востоку от р. Малой Хеты верхнемеловые слои постепенно воздымаются: в бассейне р. Большой Лайды выходят на поверхность сначала породы маастрихта, а начиная с устья р. Харелянг и выше по течению р. Большой Лайды, появляются отложения сантон—кампана. Углы падения в обнажениях доходят до 4—5°, но общее погружение слоев к западу меньше и составляют лишь 1—2°. На р. Енисее в селении Лузине колонковая скважина нашла под четвертичными отложениями уже породы турон—коньяка, что свидетельствует о продолжающемся очень пологом подъеме меловых слоев по направлению на восток.

Глубинное строение между средним течением р. Большой Хеты и р. Енисеем на широте селения Лузина (примерно 69-я параллель) вырисовывается довольно ясно, благодаря сейсмическим работам, проведенным М. П. Зенченко. На междуречье Большой и Малой Хеты выделяются два комплекса отложений, разделенные угловым несогласием на глубинах 4000—4300 м. Верхний комплекс, по всей вероятности относящийся к юре и мелу, залегает почти горизонтально, обнаруживая лишь слабый подъем слоев к востоку. В районе, тяготеющем к р. Большой Хете, намечается также более слабое поднятие слоев к северу. На водоразделе рр. Большой и Малой Хеты к северу от 69-й параллели устанавливается очень пологий прогиб меридионального направления, южнее замыкающийся. Нижний комплекс отложений имеет углы падения на запад от 3—4 до 8—12° в бассейне р. Малой Хеты и дает почти горизонтальные площадки отражений до глубин около 5500 м вблизи р. Большой Хеты.

К востоку от р. Малой Хеты подъем слоев верхнего комплекса в восточном направлении становится более заметным, возрастая, по данным М. П. Зенченко, от 0,5—1° в верхних горизонтах до 1,5—2° и даже 4—5° в нижних горизонтах комплекса. Хорошо прослеживается кровля предположительно верхнеюрских пород. Нижне- и среднеюрские отложения, по-видимому, довольно быстро к востоку выклиниваются. Судя по положению отражающих площадок, непосредственно восточнее р. Малой

Хеты выпадает из разрезов нижняя юра, а между нижними течениями рр. Большой Лайды и Харелянг — средняя юра. В верховьях р. Большой Лайды, возможно, исчезает также верхняя юра и непосредственно на древние (палеозойские?) породы налегает нижний мел. Такое предположение подтверждается и приводимыми М. П. Зенченко данными о скоростях распространения сейсмических волн в породах верхнего комплекса.

Начиная с глубин 1500—1550 м, залегают с явным угловым несогласием породы нижнего (палеозойского?) комплекса. Еще далее на восток, по мере приближения к р. Енисею, кровля пород нижнего комплекса поднимается до глубин 1400—950 м.

Отложения нижнего комплекса к востоку от р. Малой Хеты сохраняют падение на запад с углами от 5—11°, залегая явно несогласно со слоями верхнего комплекса. На водоразделе рр. Большой Лайды и Енисея слою нижнего комплекса образуют две складки с углами падения на крыльях до 15—20°. Эти складки в очень слабой степени отражаются в залегании слоев верхнего комплекса (вероятно, нижнего мела), но здесь углы падения не превосходят 3—5°.

В. Н. Соколов (1950) отметил наличие крупной (201 м над уровнем моря и около 50—100 м над окружающим пространством) куполовидной возвышенности между рр. Малой Хетой и Кодла, к юго-западу от озера Кодла. Возвышенность имеет в поперечнике около 4—4,5 км, располагается на северном склоне крупной гравитационной и магнитной аномалии, и как полагает В. Н. Соколов, может представлять куполовидную структуру.

К югу от 69-й параллели в обнажениях на р. Соленой (правый приток р. Большой Хеты) появляются более молодые породы датского яруса — палеоцена. Они же развиты, по наблюдениям В. С. Ломаченкова, и близ восточного берега Тазовской губы, указывая на погружение в этом направлении (на юг и запад) по крайней мере верхних горизонтов мезозойской толщи. Далее на юг и юго-запад, в бассейнах рр. Турухана, Таз, на р. Пур и его притоках, снова под четвертичным покровом лежат верхнемеловые породы (сымская свита), свидетельствующие о воздымании мезозойских слоев, а соответственно и палеозойского фундамента. На р. Турухане в селении Янов Стан, подошва мезозоя, по данным сейсмике, погружена на 2400 м — значительно меньше, чем на междуречье Большой и Малой Хеты. В Красноселькупске на р. Таз колонковой скважиной достигнуты меловые отложения, более древние, чем сымская свита, что свидетельствует о дальнейшем подъеме палеозойского фундамента. Наконец, предположительно, верхнемеловые слои найдены Н. Н. Куликовым и Г. А. Значко-Яворским и вдоль восточного берега Обской губы, что тоже может указывать на поднятие здесь палеозойского фундамента.

К северу от 69-й параллели на левобережье р. Енисея маастрихтские породы, насколько можно судить по находкам валунов, сменяются нижележащими сантон-кампанскими отложениями. Этот подъем верхнемеловых слоев, судя по разрезу Яковлевской площади, компенсируется возрастанием мощностей более древних горизонтов мела, вследствие чего палеозойский фундамент не должен подниматься. Глубина залегания кровли палеозоя, надо думать, остается свыше 4 км вплоть до районов, расположенных севернее р. Танама.

Пологое, по-видимому типа брахиантиклинали, поднятие представляет возвышенность Сигирте-Надо на р. Танаме, которая, поднимаясь до 150 м над уровнем р. Танама, господствует над окружающей сложной четвертичными отложениями равниной. В обнажениях на склонах возвышенности и внутри ее выходят породы верхнего сантона—кампана. В обрывах по р. Танаме, омывающей возвышенность с запада, севера и востока, вскрываются всюду одни и те же горизонты. Нижний глинистый горизонт верхнего сантона местами вовсе не виден в береговых

обнажениях, местами слагает основание их, не поднимаясь выше 7—10 м над уровнем р. Танамы. Напротив, верхний глинистый горизонт (кампан) присутствует лишь в самой верхней части береговых обрывов, залегая на высоте 40—50 м над уровнем реки. Такое постоянство разрезов по р. Танаме выдерживается, несмотря на ряд подмеченных впервые В. Н. Соколовым и Ю. Н. Кулаковым псевдотектонических (ледниковых) нарушений в меловых слоях. На западном и северо-западном склонах возвышенности Сигирте-Надо меловые отложения, имея мощность до 40—45 м, надвинуты на четвертичные морские глины. Надвиги с перемещением надвинутых глыб к западу, несомненно, произошли под давлением ледника. Местами меловые отложения разбиты на отдельные блоки. На восточном склоне возвышенности в меловых, а также в четвертичных отложениях наблюдаются смятия слоев в складки с углами падения до 70°, следует думать, тоже обусловленные действием ледника.

По мере перехода от склонов возвышенности Сигирте-Надо к ее центральной части в оврагах устанавливается постепенный подъем слоев. Нижний глинистый горизонт верхнего сантона имеет видимую мощность в обнажениях до 30 м (по данным И. Е. Ширяева), причем основание обнажений в верховьях оврагов находится не менее, чем на 50—75 м над уровнем р. Танамы. Верхний глинистый горизонт выходит местами непосредственно на поверхности возвышенности, поднимаясь до 120 м над уровнем реки. В центре возвышенности этот горизонт исчезает и под четвертичными отложениями на отметках около 120 м лежит средний — алевроитовый горизонт верхнего сантона.

Эти факты позволяют рассматривать Сигирте-Надо как пологое периклинальное окончание какой-то структуры около 20 км в поперечнике с поднятием слоев на своде порядка 80—120 м. Южная часть структуры ввиду отсутствия обнажений остается неизвестной. Однако возвышенность Сигирте-Надо, сохраняя отметки до 150 м над уровнем р. Танамы, продолжается до р. Салпада-Яха. Последняя огибает возвышенность с юга так же, как р. Танама с севера. За пределами возвышенности отметки водораздельных плато редко превосходят 100 м.

Таким образом, намечается существование выраженной в рельефе брахиантиклинальной складки северо-северо-восточного направления длиной около 35—40 км. В известной степени это подтверждается наблюдением И. Е. Ширяевым на западном склоне южной части брахиантиклинали выхода глин верхнего глинистого горизонта уже у уреза воды в Танаме.

Наблюдающиеся в меловых отложениях разломы и складки, надо думать, связаны исключительно с ледниковой тектоникой. Направленное с северо-востока давление ледника обусловило преимущественно северо-западное простираание нарушенных слоев. Выраженность возвышенности Сигирте-Надо в рельефе не оставляет сомнения в том, что поднятие структуры (скорее всего, пологой брахиантиклинали) происходило в четвертичном периоде. На это же указывает значительный (не менее 100 м) подъем среднечетвертичных ледниковых и морских слоев в центральной части возвышенности по сравнению с окружающими участками.

Среднечетвертичные (а может быть, даже верхнечетвертичные) морские отложения у склонов возвышенности Сигирте-Надо не обнаруживают признаков близости берега. Поэтому можно думать, что в основном подъем Сигирте-Надо произошел во второй половине четвертичного периода. Если даже принять среднечетвертичный возраст морских отложений у края Сигирте-Надо, средняя скорость поднятия составит около 5 см в столетие.

По аналогии с Сигирте-Надо возможно наличие в пределах западной части Усть-Енисейской впадины и других подобных же структур. Таковы, например, сильно приподнятые над общим уровнем равнины, сложенные четвертичными отложениями, уже упоминавшиеся выше выходы сено-

мана на Дорофеевском полуострове. Может быть, имеют тектоническое происхождение и многие другие выходы меловых пород в Усть-Енисейской впадине, хотя и не выраженные в современном рельефе, но бесспорно заметно выступающие над общей поверхностью подошвы четвертичных отложений.

К северу от р. Танама можно предполагать общий подъем меловых слоев по направлению к Дорофеевскому полуострову. На р. Монгоче найден выход, предположительно, турон-коньякских пород. Создается впечатление, что различные горизонты меловой системы последовательно окаймляют с юго-запада постепенно погружающееся в этом направлении продолжение Таймырской складчатой зоны. На берегах Каменной губы описаны выходы, предположительно, третичных отложений. Можно предполагать, по имеющимся сейчас данным, наличие третичных пород на южном берегу Гыданской губы и в низовьях р. Юрибей. Все это указывает на достаточно глубокое погружение мезозойских пород к западу от Гыданской губы. В районе же самой Гыданской губы основание мезозоя может лежать сравнительно неглубоко, причем, возможно, присутствуют только самые верхние горизонты меловых и третичных отложений. В пользу такого предположения говорит наличие в районе Гыданской губы и непосредственно к востоку от нее крупной магнитной аномалии, обусловленной, очевидно, основными породами. Продукты разрушения этих пород (пироксены), по-видимому, имеются в верхнемеловых (сантон-кампанских) отложениях на р. Танаме и на п-ове Оленьем, тогда как на берегах р. Енисея, Енисейского залива и восточнее их нет.

В целом западные границы Усть-Енисейской впадины остаются еще неясными. Скорее всего Усть-Енисейская впадина, являясь на территории к западу от р. Енисея частью Западно-Сибирского прогиба, отделена от других впадин этого прогиба поднятиями палеозойского фундамента (к югу от р. Турухан, в верхнем течении р. Таз, в бассейне р. Пур, вдоль восточного берега Обской губы). Эти поднятия образуют в общем погребенный вал, протягивающийся от верховьев рр. Таз и Пур к устью р. Ныды и далее на север вдоль Тазовского и западной части Гыданского полуостровов (Пуровский погребенный хребет). Есть основания думать, что этот вал служил источником сноса для юрских и в меньшей степени меловых отложений Усть-Енисейской впадины.

---

---

## Глава V. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

### НИЖНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Начало прогибания Усть-Енисейской впадины устанавливается по времени отложения в районе Малохетской антиклинали нижней свиты среднего лейаса. Расчлененность рельефа подошвы среднего лейаса на Малохетской антиклинали, присутствие в среднем лейасе прослоев конгломератов и рассеянных галек преимущественно нижнетриасовых пород являются косвенными указаниями на то, что среднелейсовая трансгрессия была первой после отложения и смятия в складки нижнего триаса. Нижнелейсовое море устанавливается только в Хатангской впадине и, по-видимому, не заходило даже в западную часть Хатангской впадины (в районы Сындаско и западного побережья Хатангского залива).

В Усть-Енисейской впадине на протяжении нижнеюрской эпохи фиксируется совершенно определенная ритмичность осадконакопления (см. рис. 48). Море трижды и, по-видимому, всякий раз довольно быстро затопляло район Малохетского поднятия, здесь откладывались глинистые осадки, в начале среднего лейаса с прослоями конгломератов, выше по всему разрезу нижней юры с рассеянной галькой и большим количеством растительных остатков. Затем происходило обмеление моря и переход к накоплению прибрежных осадков — мелкозернистых песков с подчиненными прослоями алевритов и глин. Пески формировались в речных долинах, дельтах, отчасти, возможно, в прибрежной зоне моря, алевриты и глины — в лагунах.

Нам неизвестно, распространялись ли такие фации на всю площадь Усть-Енисейской впадины или они ограничивались ее окраинными частями, тогда как в средней части впадины существовал в среднем и верхнем лейасе устойчивый морской режим. Если мы обратимся к данным сейсмоки, то увидим, что к юго-западу и западу от Малохетской антиклинали на глубинах, где вероятно присутствие нижнеюрских отложений, скорости распространения сейсмических волн очень высоки и довольно постоянны. Быть может, это является указанием на то, что в зоне наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины нижняя юра представлена сплошной толщей глинистых пород.

Выделяются три крупных ритма, охватывавшие каждый, вероятно, по несколько миллионов лет и относящиеся — первый к среднему лейасу, а два последних — к верхнему лейасу. Ритмы эти отражают характер колебательных движений дна Усть-Енисейской впадины — более интенсивное прогибание ее в начале отложения глинистых горизонтов и более медленное опускание во время накопления песчаных горизонтов. Несомненно, указанные крупные ритмы, в свою очередь, распадаются на более мелкие, которые фиксируются появлением прослоев глин и алевритов среди песков, и, наоборот, песков и алевритов среди глин. Однако для выделения таких ритмов низших порядков данных еще недостаточно.

Наиболее вероятно существование в нижней юре в Усть-Енисейской впадине глубоко вдававшегося в сушу залива или внутреннего моря, сообщавшегося с открытым морем через сравнительно узкий и возможно неглубокий пролив на месте Енисейско-Хатангского прогиба. Временами пролив мог и вовсе закрываться. В зоне наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины скорее всего располагались и наибольшие глубины, приуроченные, таким образом, к замкнутой впадине. Здесь, особенно благодаря проникновению более тяжелых соленых вод со стороны Хатангской впадины, создавались условия для появления застойного режима, сокращения вертикальной циркуляции вод, обеднения придонных слоев воды кислородом, развития восстановительной среды и, быть может, сероводородного заражения. С окружающих участков суши в Усть-Енисейское море поступали в большом количестве органические остатки, которые могли при недостатке кислорода разлагаться по пути формирования углеводородных соединений.

Полузамкнутый характер бассейна в Усть-Енисейской впадине определял, вероятно, и более слабое, по сравнению с открытым морем, развитие волнений, причем приливы могли почти не проявляться. Соответственно глинистые осадки, возможно, располагались на малых глубинах (порядка 30—50 м).

Авторы не располагают данными, достаточными для того, чтобы судить, каково было распространение нижнеюрского Усть-Енисейского моря. К востоку и юго-востоку от Малохетского поднятия, по-видимому, близко располагалась сложенная траппами суша. Очевидно также, рельеф этой суши был достаточно расчлененным, размыв возвышенных участков давал галечный материал, попадавший в нижнеюрские осадки Малохетского поднятия. Можно допустить, что восточнее южный берег нижнеюрского моря примерно совпадал с границей Сибирской платформы. Северный берег моря мог, если судить по предполагаемому современному распространению нижнеюрских пород, находиться даже южнее устья р. Яковлевой и в бассейне р. Пясины, южнее р. Янгоды. Западные берега нижнеюрского моря остаются совершенно неизвестными. Можно лишь в первом приближении, учитывая наиболее вероятную замкнутость на западе контуров нижнеюрского бассейна, совмещать этот берег с положением Пуровского хребта, с его гранитными и щелочными интрузиями, и с продолжением к западу Таймыра.

На юго-востоке к Усть-Енисейскому морю подходили трапповые плато Средне-Сибирского плоскогорья, испытавшие подъем перед среднеплейстоценовой трансгрессией, в дальнейшем же все более нивелировавшиеся. На юго-западе располагались тоже, по-видимому, невысокие возвышенности палеозойского складчатого сооружения — Пуровского хребта. С севера море граничило со слабо размывавшейся, а следовательно, мало приподнятой горной системой Таймыра. На Западном Таймыре в основном были развиты, вероятно, тоже трапповые покровы.

То, что лейкасовое море в Усть-Енисейской впадине носило характер залива, в который с расположенного южнее материка поступали речные воды, определяло направление движения в нем водных масс и соответственно обломочного материала — с юга на север в собственно Усть-Енисейском море и с запада на восток в Енисейско-Хатангском проливе.

Характер фауны Усть-Енисейского нижнеюрского моря, обилие сидерита и состав воднорастворимых солей и обменных оснований в осадках приводят к выводу о некоторой опресненности вод, вполне естественной в таком полузамкнутом бассейне. Минералогический состав осадков, большое количество в них разрушенных минералов и полевых шпатов говорят о том, что процессы выветривания на берегах моря шли при сравнительно невысоких температурах. Климат в нижней юре в районе Усть-Енисейской впадины был, по-видимому, прохладным. Довольно однообразный характер имела и растительность, характеризовавшаяся пре-

обладанием папоротников из семейств циатейных и чистоустовых и ограниченного количества форм хвойных.

Свойственные теплым климатическим обстановкам саговые и беннеттитовые слабо представлены даже в спорово-пыльцевых комплексах, что говорит о значительном удалении областей их местообитания. Несколько больше, но тоже невелико количество пыльцы гинкговых, которые, как отмечает А. Н. Криштофович (1941), составляли основной элемент растительности юрского периода в Южной Сибири.

Ухудшение климатических условий в течение нижнеюрской эпохи устанавливается, как указывает М. Шварцбах (1955), по существу для всего земного шара. Все же вряд ли можно думать, что в Усть-Енисейском районе климат был в нижней юре столь же холодным, как сейчас. Каолинизация полевых шпатов в песках, подвергавшихся субаэральному выветриванию, свидетельствует о температурных условиях, во всяком случае умеренных, а не холодных. Интенсивное химическое выветривание продуктов размыва траппов (разрушение пироксенов, преобразование титанистых минералов) является показателем тоже отнюдь не арктического или субарктического климата.

Возможно, развитию химических процессов в зоне выветривания содействовала влажность климата. О последнем свидетельствуют также широкое развитие папоротников и обилие среди хвойных древних елей. Об умеренном прохладном и влажном климате говорит и повышенный вынос в море железа и марганца, который легче всего связывать с подзолистым и болотным типами почвообразования (Страхов и др., 1954). Железо и марганец переходили в гуминовые соединения, которые при сравнительно низких температурах воды достигали моря, где и произошло выпадение гидроокислов этих элементов. Существование в Усть-Енисейском районе в нижней юре прохладного климата приводит к выводу о том, что полюс тогда занимал уже современное или близкое к современному положение. Смена климатических зон подчинялась тем же закономерностям, что и сейчас. На севере Сибири климат был умеренно-прохладными, в Южной Сибири, где росли гинкговые леса, — умеренно-теплым и, наконец, далее на юг располагались субтропическая и тропическая зоны с преобладанием цикадофитов. Надо, однако, оговориться, что подобное распространение растительных зон могло быть и при предполагаемом Л. Б. Рухиным (1955) смещении полюса в северную часть Тихого океана.

На протяжении нижней юры, начиная со среднего лейаса, происходило прогибание дна Усть-Енисейской впадины. Общая амплитуда погружения в западной части Малохетской антиклинали и, по данным сейсмоки, на междуречье Большой и Малой Хеты составила около 500 м. Возможно некоторое возрастание амплитуды прогибания по направлению к центру впадины. Вероятно, вовлекались в опускание и затоплялись нижнеюрскими трансгрессиями и участки на окраинах впадины, где сейчас нижнеюрские отложения отсутствуют. При регрессиях моря отложившиеся перед этим осадки могли на таких участках размываться. Быть может, одним из подобных участков было Точинское поднятие, следы вероятного размыва которого, как указывалось выше, мы находим в нижнеюрских отложениях Малохетского поднятия. Вряд ли можно допустить, что размыву подвергались на протяжении миллионов лет останцы древнего доюрского рельефа. Более вероятно думать, что подобные Точинскому поднятия продолжали подниматься одновременно с размывом.

#### СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Среднеюрская эпоха в Усть-Енисейской впадине характеризовалась такой же ритмичностью осадконакопления, как и в нижней юре. Выделяются два крупных ритма, из которых первый приходится на аален,

а второй на байос и бат. В начале каждого ритма море быстро вторгалось в район Малохетской антиклинали, начиналось отложение преимущественно глинистых осадков, в аалене с галькой, сносившейся с соседних участков берега, в байосе — с признаками развития подводных оползней. То и другое указывает на совпадение с максимальным прогибанием омоложения рельефа как за пределами области аккумуляции, так и внутри ее. Затем скорость прогибания уменьшалась, происходило обмеление моря, начинали накапливаться прибрежные, преимущественно песчаные осадки с прослоями лагунных глинистых отложений и пропластками угля.

В это время происходило общее выравнивание рельефа, в областях сноса формировалась кора выветривания. Регрессивные фации аалена представлены преимущественно песками — прибрежно-аллювиальными или дельтовыми, в бате же пески переслаиваются с глинами и алевритами, содержащими в одном из прослоев морскую фауну и микрофауну, что указывает на существование поблизости нормальных морских условий.

Как и для нижней юры, не известно, распространяется ли подобное чередование глинистых морских и песчаных прибрежных осадков средней юры на всю площадь Усть-Енисейской впадины, или оно ограничено ее окраинными частями. Сейсмические данные по районам к юго-западу и западу от Малохетской антиклинали позволяют допустить, что и средняя юра, подобно нижней, представлена в центральных частях Усть-Енисейской впадины однообразной глинистой толщей морских осадков.

Среднеюрские моря отличались от нижнеюрских тем, что соленость в них, особенно в байосе и бате, приближалась к нормальной. Даже в аалене, наряду с пелелиподами, встречаются представители стеногаглинной группы иглокожих, в байосе уже развиваются разнообразные фораминиферы и остракоды, появляются головоногие, что вряд ли могло быть при солености, отличающейся для того времени от нормальной. В бате в прослоях с морской фауной находятся разнообразные фораминиферы — указатель нормальной солености в прилегающем морском бассейне.

В общем можно думать, что среднеюрские моря в Усть-Енисейской впадине, сохраняя, быть может, характер полузамкнутого бассейна — залива, имели уже, вероятно, по-прежнему через Енисейско-Хатангский прогиб, более широкую связь с открытым морем. В бате, а возможно и в байосе, было соединение с морем на севере и западе, с районами Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и западной части Западно-Сибирской низменности. Границы среднеюрских трансгрессий в Усть-Енисейской впадине установить нельзя. К востоку и юго-востоку от свода Малохетской антиклинали, по-видимому, близко находилась суша, с которой сносились гальки и растительные остатки. Точинское поднятие, вероятно, затоплялось среднеюрскими морями, но осадки их здесь, за исключением бата, не сохранились вследствие позднейших размывов.

Восточнее Малохетской антиклинали южный берег моря скорее всего совпадал с краем Сибирской платформы. К югу от Малохетской антиклинали море заходило во всяком случае до верховьев р. Большой Хеты, а возможно, и значительно южнее. Западные и северные берега остаются совершенно неизвестными. Можно лишь предположительно намечать их вдоль края Пуровского погребенного хребта на западе и вдоль подножья складчатых сооружений Таймыра на севере. При этом можно думать, что горы Бырранга тогда продолжались на запад далее, чем сейчас, и, возможно, южный их край располагался гораздо южнее.

Берега среднеюрского моря были невысокими. Средне-Сибирское плоскогорье испытало подъем в начале средней юры и более слабый — в начале байоса. Все же здесь, по-видимому, находилось низкое плато с корой выветривания на поверхности, прорезавшееся реками со слабым

течением. Нет признаков существования высоких гор и в областях Пуровского хребта и Таймыра. Вероятно, здесь тоже были слабо размытые низкие возвышенности. В байосе в области Пуровского хребта обнажились и стали размываться слюдоносные породы докембрия, в бате оказались вскрытыми субщелочные интрузии Северного Таймыра, в западной части последнего залегающие, надо думать, среди осадочных пород палеозоя.

Дно Усть-Енисейской впадины продолжало прогибаться на протяжении среднеюрской эпохи примерно с той же интенсивностью, как и в нижней юре. Прогибание впадины привело в байосе к появлению подводных склонов, достаточно крутых для развития процессов оползания и оплывания вновь откладывающихся осадков. На фоне этого прогибания колебательные движения обусловили ту ритмичность в осадконакоплении, которая уже отмечалась выше. Наряду с колебательными движениями продолжались подвижки отдельных блоков, происходившие в нижней юре. Продолжался подъем Точинского поднятия, а возможно, и всего свода Малохетской антиклинали к северо-востоку от него. Только в бате свод Точинского поднятия оказался перекрыт осадками, которые в дальнейшем уже не подверглись размыву.

Климатические условия в средней юре, судя по характеру растительности на берегах моря, а также по обилию в осадках зерен разрушенных минералов и полевых шпатов, были, как и в нижней юре, умеренными, прохладными. Вероятно, климат в Усть-Енисейской впадине оставался сравнительно постоянным на протяжении ниже- и среднеюрской эпох. Это определило и постоянство растительности и одинаковый характер выветривания и процессов новообразования минералов как на суше, так и на дне водных бассейнов. По-прежнему на прилегающих к морю пространствах суши произрастали преимущественно папоротники из семейств цицетейных и чистоустовых, второе место в спорово-пыльцевом комплексе занимает пыльца хвойных (сосновых). Среди последних много древних елей, что можно рассматривать как свидетельство влажного климата. Пыльца теплолюбивых семейств саговых, беннеттитовых и гинкговых содержится в среднеюрских отложениях еще в меньших количествах, чем в нижнеюрских, хотя в листовой флоре наряду с хвойными и папоротниками присутствуют и гинкговые.

Вынос в море железа и марганца осуществлялся даже в больших масштабах, чем в нижней юре, что должно рассматриваться как указание на развитие подзолистого и болотного типов почвообразования на прилегающей суше и на низкие температуры воды, способствовавшие переносу гуминовых соединений указанных элементов.

В конце средней юры, в батский век, возможно, произошло некоторое улучшение климата, которое привело в южной части Западно-Сибирской низменности к формированию красноцветных толщ. Непосредственно в Усть-Енисейском районе признаки потепления климата в бате не устанавливаются.

## ВЕРХНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

На протяжении верхнеюрской эпохи в Усть-Енисейской впадине существовало, по-видимому непрерывно, открытое море с нормальной соленостью. Ритмичность осадконакопления выражена в верхнеюрских отложениях несравненно слабее, чем в нижней и средней юре. Все же намечаются три крупных ритма: первый в келловее (трансгрессия) и оксфорде (регрессия), второй в кимеридже (нижний подъярус — трансгрессия, верхний — регрессия) и, наконец, третий — в нижнем волжском (трансгрессия) и верхнем волжском (регрессия) веках. На фоне этих ритмов шло постепенное расширение бассейна и возрастание его глубин.

Соответственно в келловее в районе Малохетской антиклинали трансгрессивные фации выражены алевритами, а регрессивные в оксфорде преимущественно песками, но, в отличие от нижне- и среднеюрских регрессивных фаций, — морскими. В кимеридже преобладают глинистые осадки и лишь на начальном этапе трансгрессии откладывались перемежающиеся с глинами глауконитовые пески. В период регрессии в верхнем кимеридже осадки почти или вовсе не откладывались. Волжские отложения представлены в основном глинами, и только на востоке, в районе Точинского поднятия, т. е. ближе к берегу, на начальной стадии нижневолжской трансгрессии среди алевритов и глин наблюдаются прослойки песков.

В районах к западу, юго-западу, а вероятно, и к северу от Малохетской антиклинали в зоне наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины верхнеюрские осадки, судя по данным сейсмоки, состояли целиком или почти целиком из глин. Наоборот, в окраинной части впадины, как показывают выходы верхней юры на рр. Хете и Верхней Таймыре, откладывались мелководные морские песчаные осадки, свидетельствующие о существовании суши на месте Сибирской платформы и складчатой зоны Таймыра.

В течение верхнеюрской эпохи происходило, как видно на рис. 79, весьма интенсивное, возможно, наиболее интенсивное на протяжении всего мезозоя, прогибание Усть-Енисейской впадины, обусловившее накопление здесь мощной (до 600 м) толщи осадков. Особенно интенсивное опускание происходило во второй половине верхнеюрской эпохи, в кимеридже — верхнем волжском веке, что, очевидно, и повлекло за собой установление в Усть-Енисейской впадине режима открытого моря. За это сравнительно короткое время отложилось более 400 м морских, преимущественно глинистых, осадков (к тому же верхняя часть верхнего волжского яруса, вероятно, размыта еще перед валанжинской трансгрессией). Накопление осадков в общем отставало от скорости прогибания, благодаря чему море к концу верхней юры становилось все более глубоким.

Только на границе юрского и мелового периодов опускание сменилось поднятием. В конце верхнего волжского века в районе Малохетской антиклинали, а весьма возможно, судя по редкости находок верхневолжских отложений в пределах Енисейско-Хатангского прогиба, и почти на всей площади Усть-Енисейской впадины установился континентальный режим. Время существования суши могло измеряться сотнями тысячелетий, а могло достигать и 1—2 млн. лет. За это время верхнеюрские отложения подверглись континентальному выветриванию, содержащийся в них пирит в значительной части окислился, причем сера перешла в сульфаты. Из состава легкорастворимых солей в верхних горизонтах верхней юры был частично удален хлор.

Наряду с колебательными движениями в пределах Усть-Енисейской впадины в верхней юре происходили глыбовые подвижки, локализовавшиеся на отдельных участках. Размыв оксфорда и налегание нижнего кимериджа непосредственно на верхний келловей в своде Точинского поднятия указывают, по-видимому, на то, что в начале верхней юры еще продолжался подъем Точинского поднятия, проявлявшийся на протяжении нижней и средней юры. В конце кимериджа началось поднятие свода Малохетской антиклинали и произошел разлом, по которому стал подниматься и оказался надвинут на юго-восточное крыло антиклинали блок, включавший в себя Малохетское и Фунтусовское поднятия. Подъем этого блока, продолжавшийся и в начале нижнего волжского века, в дальнейшем прекратился, возобновившись уже после отложения верхнего волжского яруса (см. рис. 77, 78).

Состав фауны указывает на тесные связи Усть-Енисейского верхнеюрского моря с морями в областях Хатангской впадины, Карского моря

и севера Русской равнины. Морской бассейн, располагавшийся к востоку от Урала в западной части Западно-Сибирской низменности, судя по фауне, был отделен от Усть-Енисейского моря барьером, вероятно на месте Пуровского хребта. Барьер вряд ли был сплошным и соединение между морями все же существовало, хотя и не прямое. Влияние же барьера усугублялось течениями, направлявшимися с юга в Западно-Сибирский прогиб и с севера в Усть-Енисейскую впадину.

Границы верхнеюрского моря в Усть-Енисейской впадине надежно установить пока невозможно. Как уже указывалось, к востоку, юго-востоку, а вероятно, и к югу от Малохетской антиклинали море заходило, особенно начиная с кимериджа, дальше, чем в нижней и средней юре. Вероятно, в большей мере, чем раньше, подверглись затоплению окраины Таймырского складчатого сооружения. На западе или северо-западе, где-то в западной части Гыданского полуострова существовало соединение Усть-Енисейского моря с бассейном в области Карского моря, в свою очередь представлявшем, надо думать, часть крупного Полярного бассейна, простиравшегося от Гренландии до Русской равнины и Верхоянско-Чукотской области. Это море было населено холодолюбивыми формами аммонитов, ауцеллами и другими животными, либо вовсе отсутствовавшими, либо очень редкими в более южных морях верхнеюрской эпохи, в том числе и в море, занимавшем западную часть Западно-Сибирского прогиба.

Сказанное позволяет сделать вывод об относительно низкой температуре воды в верхнеюрском море Усть-Енисейской впадины. Однако присутствие устриц, лингул, развитие оолитов, уменьшение по сравнению с ниже- и среднеюрскими осадками роли разрушенных минералов в составе осадков, — все это приводит к выводу о том, что Усть-Енисейское верхнеюрское море обладало умеренными, а не низкими, близкими к нулю, температурами воды. Появление глауконитовых осадков тоже, возможно, указывает на повышение температуры воды по сравнению с нижней и средней юрой (не исключено, однако, что в ниже- и среднеюрском полузамкнутом бассейне образованию глауконита препятствовали не температурные, а другие условия, например более интенсивный принос обломочного материала или низкая соленость).

С повышением температур может быть связано и появление среди минералов глин, начиная с кимериджа, бейделлита. Заметно сокращается также вынос с суши в море железа и марганца, что стоит, вероятно, в связи с повышением температур и скорейшим окислением и осаждением этих элементов (еще в пределах суши). Состав растительности продолжает оставаться однообразным, но здесь причина может быть не столько в однообразии растительного покрова на суше, сколько в ограниченности заноса пыльцы и особенно спор в открытое море. Только этим обусловлено, надо думать, резкое возрастание роли наиболее подвижной пыльцы хвойных, особенно сосновых, в спорово-пыльцевых комплексах кимериджского, нижнего и верхнего волжских ярусов, формировавшихся в наибольшем удалении от берега.

В целом же верхнеюрская эпоха, в соответствии с общими выводами М. Шварцбаха (1955) для земного шара, характеризовалась в Усть-Енисейском районе улучшением климатических условий по сравнению с нижней и средней юрой. Климат, надо полагать, оставался все же умеренным, перейдя от умеренно-прохладного к умеренно-теплому.

Таймыр, оставшийся на протяжении всей верхнеюрской эпохи островом, был приподнят и размывался более интенсивно, чем в средней или нижней юре. Уже с начала верхней юры стали выноситься с Северного Таймыра на юго-запад продукты разрушения субшелочных интрузий, в конце эпохи стали размываться и эпидотсодержащие кристаллические сланцы верхнего протерозоя. Надо, однако, оговориться, что появление характерных для этих пород минералов в осадках Усть-Ени-

сейской впадины могло быть в значительной степени обусловлено существованием в Енисейско-Хатангском проливе восточного течения. Средне-Сибирское плоскогорье в верхней юре размывалось слабо и, вероятно, представляло равнину, с которой происходил медленный и ограниченный снос. Западное обрамление Усть-Енисейского моря — предполагаемый Пуровский хребет — сравнительно слабо размывался в начале верхней юры, но уже с кимериджа здесь были обнажены, по-видимому непосредственно на морском побережье, метаморфические биотитовые сланцы или гнейсы. Размыв этих пород, наряду с размывом апатитсодержащих кислых или щелочных интрузивных пород, продолжался до конца верхней юры, указывая, вероятно, на поднятие области Пуровского хребта, разграничивавшей верхнеюрские моря в Усть-Енисейской впадине и северо-западной части Западно-Сибирского прогиба.

#### НИЖНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

Нижнемеловая эпоха, как показано в соответствии с выводами Г. В. Войткевича (1954) на рис. 76, по продолжительности превосходила весь юрский период. На протяжении нижнего мела продолжалось интенсивное прогибание дна Усть-Енисейской впадины, причем в центральной части впадины, в районе р. Яковлевой, а может быть, и в районе Сопочной Карги, скорость прогибания почти не уступала той, которая характерна для верхней юры (см. рис. 82). Скорость погружения здесь приблизилась к тем, которые известны в геосинклинальных областях, например на Кавказе. Мощность нижнего мела в Усть-Енисейской впадине доходит до 2 км, на Кавказе, по данным В. В. Белоусова (1938—1940) 1,3—3 км. Вместе с тем быстрое опускание дна Усть-Енисейской впадины полностью компенсировалось накоплением осадков. Море, затоплявшее впадину в валанжине и отчасти готериве, в дальнейшем сохранялось лишь в ее западной части. На остальной площади откладывались прибрежно-лагунные осадки.

Очевидно, это может объясняться лишь возрастанием интенсивности размыва областей сноса. Обломочный материал стал поступать в пределы Усть-Енисейской впадины в большем количестве, чем в юре, благодаря усилению денудации прилегающих возвышенностей, в первую очередь Таймыра. Это подтверждается минералогическим составом откладывавшихся осадков, в котором все большую роль начинают играть минералы магматических и метаморфических пород Таймыра. Одновременно на задний план отходят такие минералы, как вторичные титанистые — продукт выветривания титансодержащих трапповых минералов в условиях медленного разрушения материнских пород и медленного переноса обломочного материала к зоне отложения.

На Таймыре в нижнем мелу впервые были обнажены на большой площади верхнепротерозойские эпидотсодержащие зеленокаменные породы. Вынос продуктов разрушения их и кислых интрузий Таймыра направлялся в Усть-Енисейскую впадину к району р. Малой Хеты в валанжине при помощи восточного течения, а начиная с баррема, реками. В конце нижнего мела денудация на Таймыре достигла и нижнепротерозойских — амфиболовых гнейсов. Была приподнята и область Сибирской платформы, вынос из которой гальки траппов говорит об энергичной деятельности здесь рек. Напротив, Пуровский хребет, вероятно, все более разрушавшийся, давал ограниченное количество материала, хотя временами поднятия, по-видимому, происходили и здесь, обуславливая периодическое усиление выноса таких минералов, как слюды и апатит.

Таким образом, можно думать, что равнины с массой рек, озер и лагун, которые занимали на протяжении большей части нижнего мела территорию Усть-Енисейской впадины, граничили со значительными возвышенностями, располагавшимися на месте Таймырской складчатой

зоны и с более низкими возвышенностями на месте Сибирской платформы и Пуровского хребта. Море более или менее постоянно могло находиться только в западной части впадины. Валанжинский морской бассейн, просуществовавший до готерива включительно, отступил на восток в Хатангскую впадину, а затем, по-видимому, и далее на север. В барреме и апт—альбе морской бассейн продолжал занимать северную часть Западно-Сибирского прогиба, но лишь эпизодически, в апт—альбе, он распространялся на восток до р. Енисея.

Следует подчеркнуть, что область накопления во второй половине нижнего мела угленосных прибрежно-лагунных и континентальных осадков не ограничивалась пределами Усть-Енисейской впадины или даже всего Енисейско-Хатангского прогиба. Опускания, сопровождавшиеся отложением подобного типа осадков, происходили во всех краинных частях Сибирской платформы, на участках даже внутри ее (например, на р. Попигае), на отдельных участках внутри Таймырской складчатой зоны, на восточных окраинах Урала и на Пай-Хое, наконец, на обширных площадях к северу от Таймыра в пределах современного Карского моря до Земли Франца-Иосифа включительно. Апт-альбская трансгрессия, проникшая на р. Енисей, одновременно, вероятно, достигла Пай-Хоя, о-вов Уединения и, предположительно, Визе в Карском море. Эта трансгрессия была кратковременной и не нарушила общий режим аккумуляции прибрежно-лагунных осадков.

Условия, которые способствовали, по-видимому, установлению такого, в целом очень постоянного режима, заключались в теплом влажном климате, благоприятствовавшем развитию пышной растительности и образованию угленосных пластов. Основным же фактором, предопределившим чрезвычайно широкое распространение прибрежно-лагунных осадков, явился характер тектонических движений. Происходили относительно медленные опускания, которые полностью компенсировались приносом реками обломочного материала с одновременно поднимавшихся и потому интенсивно размывавшихся соседних возвышенностей на месте Сибирской платформы, Таймырской и Уральской складчатых зон.

Характер тектонических движений в Усть-Енисейской впадине в нижнемеловую эпоху существенно изменился по сравнению с юрой. В юре, особенно на протяжении ниже- и среднеюрской эпох, четко выделяются ритмы осадконакопления, которые характеризовались быстрыми погружениями в начале ритма, постепенно затухавшими в регрессивной его части. В валанжине также произошло погружение впадины, но уже не столь быстрое и достигшее максимума лишь в середине валанжина. Затем наступила очень длительная регрессивная часть ритма, захватывавшая верхний валанжин и готерив. Окончание ритма ознаменовалось перерывом на границе готерива и баррема. Следующий ритм осадконакопления охватывает вторую половину нижнего мела, с баррема до альба включительно. К трансгрессивной части ритма относятся прибрежно-лагунные, дельтовые и аллювиальные фации баррема и начала апт—альба. Максимуму погружения отвечает вторжение моря во время отложения нижнего безугольного горизонта апт—альба. Вышележащие отложения апт—альба относятся к регрессивной части ритма.

Следовательно, на протяжении нижнемеловой эпохи выделяются два крупных ритма, в несколько раз превосходившие по продолжительности ритмы осадконакопления в юре. Внутри этих крупных ритмов в период накопления прибрежно-лагунных и континентальных осадков (готерив—альб) выделяются ритмы второго порядка, устанавливающиеся по появлению горизонтов угленосных лагунных отложений. Таких ритмов насчитывается по два в готериве, барреме и апт—альбе. При этом среди песчаных дельтовых и аллювиальных фаций готерива и баррема эпохи лагунного режима и угленосных отложений отвечают максимумам погружения,

тогда как угленосные горизонты среди лагунных безугольных, иногда с морской фауной, фаций апт—альба знаменуют собой эпохи осушения лагун и относительного поднятия местности.

Нижнемеловая (валанжинская) трансгрессия моря не достигла тех размеров, которые имели верхнеюрские трансгрессии. Площадь и глубины моря были меньше. Море обладало нормальной соленостью, сюда свободно проникали воды из морей, занимавших Хатангскую впадину и районы Новой Земли и севера Русской платформы. Море в западной части Западно-Сибирской низменности, как уже давно отметил В. И. Бодылевский (1944), по-прежнему было отделено от Усть-Енисейского барьером, препятствовавшим в сочетании с различно направленными течениями обмену фауной. В среднем валанжине море достигло максимального, хотя и меньшего, чем в верхней юре, развития, но уже с начала верхнего валанжина наступила регрессия. Постоянство морских фаций нижнего и среднего валанжина, прибрежно-морских верхнего валанжина и прибрежно-лагунных готерива во всем районе Малохетской антиклинали указывает на то, что зона аккумуляции осадков в нижнемеловую эпоху, по сравнению с верхней юрой, даже расширилась, по крайней мере в южной части впадины. На севере впадины поднятие Таймыра могло привести и к некоторому сокращению области прогибания.

На границе верхнего валанжина и готерива море покинуло район Малохетской антиклинали, несколько позже отступило оно и из района р. Яковлевой. Однако вплоть до конца готерива (точнее — до конца времени отложения осадков, которые авторы принимают за готеривские) море сохранялось в центральной части Усть-Енисейской впадины, периодически вторгаясь и в районы рр. Малой Хеты и Яковлевой (см. рис. 68). Вероятно, это был в той или иной мере опресненный залив, открытый лишь в сторону Хатангской впадины. Последнее предположение кажется более вероятным, если учесть, что все виды пеллеципод и фораминифер, находимые в отложениях готерива Усть-Енисейской впадины, встречаются и в Нордвикском районе, тогда как фауна и микрофауна готерива и даже верхнего валанжина Западной Сибири обнаруживает при сравнении с усть-енисейской существенные различия.

Наряду с колебательными движениями на территории Усть-Енисейской впадины в нижнемеловую эпоху продолжался постепенный рост локальных структур. Для Малохетской антиклинали устанавливаются медленное поднятие ее свода на протяжении валанжина и готерива, более быстрый подъем, приведший к размыву на границе готерива и баррема, и затем снова медленное поднятие в барреме и апт—альбе.

Не вполне ясен вопрос о том, проявлялся ли повсеместно в Усть-Енисейской впадине перерыв между готеривом и барремом, который устанавливается на Малохетской антиклинали и мог быть обусловлен воздействием ее свода. По существу прямых данных в пользу существования такого регионального перерыва у нас нет. Наличие в галечниках в основании баррема Малохетской антиклинали чуждых пород указывает на принос гальки с граничащих с Усть-Енисейской впадиной возвышенностей реками, приобретшими большую скорость течения. Реки могли перейти от боковой эрозии к глубинной и в пределах впадины, что и повлекло за собою появление перерыва. Судя по отсутствию следов длительного континентального выветривания в геохимической характеристике подстилающих баррем пород и по сохранению эрозионного рельефа в кровле этих пород, перерыв в осадконакоплении мог быть лишь очень коротким.

С начала нижнемеловой эпохи мы видим ряд признаков потепления климата. В составе растительности при общем господстве папоротников и хвойных широко развиваются приуроченные ныне к тропической зоне папоротники семейства схизейных (лианы — *Lygodium*, *Aneimia*, позже

*Mohria*), появляются таксодиевые, кипарисовые. Усиливаются процессы выветривания, разложение разрушенных минералов, породы обогащаются кварцем, среди глинистых минералов все большую роль начинает играть бейделлит, активнее идет разложение органического вещества, что сказывается на более светлой окраске меловых пород, на морском дне образуется глауконит. Сокращается, по сравнению с юрским периодом, вынос в море соединений железа и марганца. Все чаще в осадках встречаются оолиты, которые, по мнению Н. М. Страхова (1947), указывают на сравнительно высокие температуры среды осадкообразования. Среди фауны присутствуют лингулы — обитатели современной литорали исключительно тропической и субтропической зон. Все это говорит об установлении во всяком случае умеренно теплого и, вероятно, влажного климата.

На умеренно теплый, но сухой климат нижнемеловой эпохи на западе Западно-Сибирской низменности указывает и В. П. Ренгартен (1951). В барреме к югу от Усть-Енисейской впадины формируются красноцветные толщи, связанные, вероятно, с развитием латеритного типа почвообразования. Признаки засоления лагун в барреме в Усть-Енисейском районе также свидетельствуют о достаточно высоких температурах воздуха, способствовавших усиленному испарению с поверхности лагун.

Несколько иная картина наблюдается в апт—альбе. Засоление лагун прекращается, нет и красноцветных пород в южных частях Западно-Сибирской низменности. Среди растительности сильно сокращается роль схизейных — папоротников, появление которых выше авторы связывали со значительным потеплением климата на границе юры и мела. Они замещаются глейхениевыми — тоже современными тропическими лианами. Все более широкое развитие приобретают таксодиевые и кипарисовые. Среди хвойных много елей, что является свидетельством бесспорно влажного климата.

Возможно произошло некоторое похолодание и увлажнение климата, которое могло быть обусловлено и расширением площади моря как в Западной Сибири, так и на всех прилегающих к северу Евразии пространствах (альбская трансгрессия). Увлажнение климата отмечается и В. П. Ренгартеном (1951) для конца нижнего мела на восточном склоне Урала. Повышенная влажность климата в апт—альбе привела к формированию в это время наиболее мощных угольных пластов. Болота, в которых шло накопление углей, временами пересыхали, что сказалось на образовании в углях фюзенизированных участков и связано, надо думать, с наличием все же высоких температур воздуха.

В апт-альбе впервые появляются в спорово-пыльцевых комплексах Усть-Енисейской впадины единичные представители покрытосеменных. В более южных областях, в том числе и на юге Западно-Сибирской низменности, покрытосеменные в это время были представлены уже довольно богато (Ренгартен, 1951). Это указывает на менее благоприятные вследствие, очевидно, более низких температур воздуха условия для развития первых представителей покрытосеменных в Усть-Енисейском районе, как и других районах Крайнего Севера. Следовательно, появление и развитие покрытосеменных происходило в теплых, возможно даже субтропических, климатических обстановках.

### ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА

На протяжении почти всей верхнемеловой эпохи господствующим в Усть-Енисейской впадине был морской режим. Это указывает на возрастание скорости прогибания дна впадины, уже не компенсировавшееся полностью сносом обломочного материала с окружающих возвышенностей. Между тем последние в верхнемеловую эпоху, судя по характеру обломочного материала, поднимались более интенсивно и сильнее размывались, чем в нижнем меле.

Верхнемеловые моря были мелководными. Максимальные глубины, устанавливавшиеся в верхнем сантоне—кампане и отчасти в нижнем туроне, значительно уступали тем, которые были в Усть-Енисейской впадине в верхней юре. В конце нижнего мела и в сеномане вдоль р. Енисея существовала вообще прибрежная обстановка, прибрежно-морской режим чередовался с лагунным и дельтовым. Такие же прибрежные условия наступили после верхнего сантона—кампана в маастрихте. Наконец, в конце верхнего мела в датском веке Усть-Енисейская впадина полностью осушилась, и море надолго покинуло ее пределы. С начала третичного периода прекратилось и прогибание впадины.

Море в пределы Усть-Енисейской впадины на протяжении верхнемеловой эпохи проникало с запада. Здесь располагался по существу залив Западно-Сибирского моря, который все же обнаруживает черты самостоятельности в отношении состава фауны и температурного режима, заставляющие предполагать наличие препятствовавшей свободному водообмену суши в районе Пуровского хребта. Наиболее глубоко на восток, до р. Хеты включительно, море проникло в верхнем сантоне—кампане. В турон—коньяке и, вероятно, в нижнем сантоне береговая линия вряд ли заходила к востоку от р. Пясины, в альб—сеномане и маастрихте берег находился вблизи р. Енисея.

Основным источником сноса в верхнем мелу являлся Таймыр. Здесь были, по-видимому, горы, достаточно интенсивно размывавшиеся. Уже в верхнем туроне—коньяке оказалась размыта в своде антиклинория толща верхнего протерозоя и обнажился нижний протерозой — амфиболовые гнейсы, явившиеся источником амфиболов в осадках. Размыв шел настолько быстро, что в осадки попадали и такие сравнительно легко разрушающиеся минералы как пироксены. Верхнемеловые моря, особенно турон-коньякское, затопляли окраины Западного Таймыра, где, вероятно, сохранялись лишь гористые острова.

Наряду с Таймыром можно предположить существование дополнительного источника выноса пироксенов на севере Гыданского полуострова — возможно острова, находившегося на месте крупной магнитной аномалии, обнаруженной в районе Гыданской губы С. М. Крюковым и Д. В. Левиным. В пользу такого предположения говорит обогащение пироксенами осадков сантон—кампана р. Танамы и п-ова Оленьего, а также предположительно верхнемеловых отложений на западе Гыданского полуострова. Эти породы оказываются более богаты пироксенами, чем верхний мел на периферии Таймыра — в районах селений Чайки, Воронцова и р. Яковлевой. Несомненно, усилился в верхнем мелу и размыв Средне-Сибирского плоскогорья, у подножья которого верхнемеловые (сантонские) отложения обогащены пироксенами. Происходил размыв и остаточных возвышенностей Пуровского хребта, продукты разрушения которых входят в состав континентальных отложений конца верхнемеловой эпохи на р. Соленой.

В верхнем мелу Усть-Енисейская впадина продолжала интенсивно прогибаться. Амплитуда прогибания достигла в районах р. Яковлевой и междуречья Большой и Малой Хеты 800—1100 м, что мало чем уступает величине опускания дна Кавказской геосинклинали в эту же эпоху, составляющей, по мнению В. В. Белоусова (1938—1940), величины порядка 1000—2100 м. Выделяются два крупных ритма осадконакопления, характеризующиеся каждый длительным постепенным погружением и возрастанием глубин бассейна в трансгрессивную фазу и столь же постепенным последующим обмелением бассейна в регрессивную фазу. Первый ритм начался в альб—сеномане, в туроне погружение достигло максимума, регрессивная фаза приходится на верхний турон—коньяк. Трансгрессивная фаза второго ритма занимает нижний сантон, максимальное погружение относится к верхнему сантону—кампану, постепенное обмеление бассейна и переход к континентальным условиям происходили в

маастрихте и датском веке — палеоцене. Внутри этих крупных ритмов намечаются ритмы второго порядка, для выделения которых по всему разрезу верхнего мела пока еще недостаточно данных. По два ритма второго порядка устанавливаются лишь в альб—сеномане и верхнем сандоне—кампане.

На границе мелового и третичного периодов опускание Усть-Енисейской впадины прекратилось. Рыхлость и слабая уплотненность верхнемеловых отложений, наряду с низкой степенью метаморфизма меловых углей, свидетельствуют о том, что меловые породы не опускались на большие глубины и не перекрывались сколько-нибудь мощным третичным покровом. Следы воздействия на верхнемеловые породы длительного континентального режима (вынос калия из обменных оснований, окисление сульфидов) говорят о том, что на протяжении третичного периода господствовали континентальные условия, а верхний мел лежал у самой поверхности.

По-видимому, в третичном периоде в Усть-Енисейской впадине существовала низменная равнина с примерно уравнивающимися тенденциями к поднятию и опусканию. На западе в пределах Западно-Сибирского прогиба происходило слабое погружение, которое привело к накоплению сравнительно маломощного покрова третичных отложений. В конце третичного периода трансгрессии, вероятно кратковременные, все же затопляли территорию впадины, обусловив привнос в верхнемеловые отложения хлора в легкорастворимых солях.

Неизвестно, продолжался ли в верхнемеловую эпоху, на фоне общего опускания Усть-Енисейской впадины, рост в ней локальных структур. Современные структуры в мезозойских отложениях впадины оформились, несомненно, после отложения верхнего мела. Изменение пород в континентальных условиях в третичном периоде коснулось только верхнемеловых отложений и не затронуло нижний мел и альб—сеноман там, где сейчас они лежат непосредственно под четвертичным покровом. Это указывает на то, что верхнемеловые морские отложения сохранялись на сводах таких структур, как Малохетская антиклиналь и Яковлевский купол, до конца третичного или начала четвертичного периода. Следовательно, современные структуры созданы тектоническими движениями в конце третичного и в четвертичном периоде. Есть все основания думать, что постепенный рост структур, начавшийся в плиоцене, продолжается и доныне, причем с середины четвертичного периода этот процесс идет на фоне возобновившегося общего погружения Усть-Енисейской впадины, не менее интенсивного, чем в юрском и меловом периодах (четвертичный покров мощностью свыше 100 м образовался за сто с небольшим тысячелетий).

Сказанное не исключает возможности и даже вероятности проявления локальной тектоники в конце мелового периода или в начале третичного, когда прекратилось прогибание впадины. Эти движения могли быть такого же порядка, как, например, после отложения готерива (амплитуда поднятия Малохетской антиклинали около 200 м). Но для выделения таких движений данных в настоящее время еще нет. Позднетретичные и четвертичные движения имели несравненно больший размах, приведя к размыву на сводах Малохетской антиклинали и Яковлевского купола толщи пород мощностью до 1000 м и более (см. рис. 79, 82).

Верхнемеловая эпоха характеризовалась некоторым ухудшением климата по сравнению с нижним мелом. Это отразилось, в частности, на появлении зеленоцветных пород, связанных частично с усилением выноса в море соединений железа, частично с выносом хлорита, осуществлявшимся в условиях ослабленного выветривания на суше. Почти отсутствуют в верхнемеловых морях Усть-Енисейской впадины белемниты, совершенно не развивались устрицы, брахиоподы. Климат стал прохладнее, хотя все же был, вероятно, более теплым, чем в нижней и средней юре.

В пользу отнюдь не прохладного климата говорят наличие в осадках глауконита, бейделлита, оолитов, шамозита, крупные и толстостенные раковины пелеципод, интенсивность процессов каолинизации на суше на южной окраине впадины.

Надо заметить, что на протяжении верхнемеловой эпохи не полностью устанавливается в Усть-Енисейском районе та последовательность температурных колебаний, которая была выявлена Г. А. Лоуенштамом и С. Эпштейном (1954) для Западной Европы и, в частности, для Дании и Швеции. Г. А. Лоуенштам и С. Эпштейн опирались на определения палеотемператур водной среды по содержанию  $O^{18}$  в ростках белемнитов. По их данным, максимума температура воды в верхнемеловую эпоху

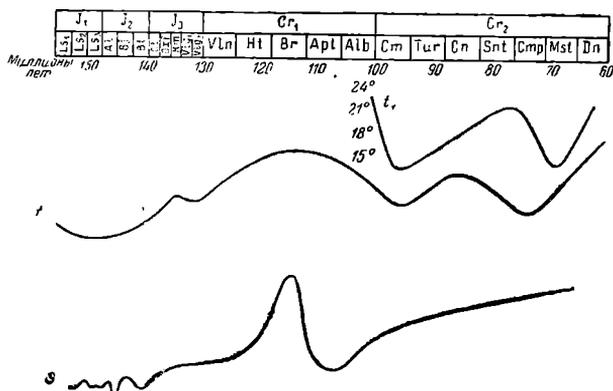


Рис. 83. Предполагаемые температурные условия и соленость моря Усть-Енисейской впадины в юрском и меловом периодах

S—кривая предполагаемых колебаний солености моря; t—кривая предполагаемых колебаний температурных условий; t<sub>1</sub>—кривая температур воды в морях Западной Европы по  $O^{18}$

в Европе достигала перед началом верхнего мела в альбе (до 24°), на границе сантона и кампана (22°) и в датском веке (до 21°), тогда как минимумы (15—16°) приходятся на сеноман и маастрихт (рис. 83). В Усть-Енисейском районе есть основания предполагать охлаждение климата в сантон—кампане, когда появляются опокovidные глины, развиваются диатомовые водоросли. Данных же для того, чтобы считать, что температурные условия ухудшались при переходе от сантон—кампана к маастрихту, у нас нет. Наоборот, состав растительности в маастрихте говорит о заметном потеплении климата. В дальнейшем климатические условия стали еще лучше. В датском веке — палеоцене — установился теплый влажный климат, возможно приближавшийся к субтропическому. Очевидно, на границе мелового и третичного периодов произошло значительное потепление климата.

Таким образом, здесь подтверждается та схема изменений климата, которую наметили Г. А. Лоуенштам и С. Эпштейн (1954) для Западной Европы. Соответствуют их выводам также ухудшение климата между апт—альбом и альб—сеноманом и последующее потепление при переходе к турону и коньяку. Что же касается расхождения в климатических изменениях в сантоне, кампане и маастрихте, то причина может заключаться в действии местных факторов, например течений. Прекращение или даже ослабление связи Западно-Сибирского моря с южными морями в сантон—кампане могло привести к существенному охлаждению вод. Наоборот, в маастрихте расширение и углубление таких связей могло обусловить значительное потепление вод, которое сказалось и в Усть-Енисейском заливе.

У авторов пока нет данных для того, чтобы судить, каковы были температуры воды и воздуха в верхнем мелу в Усть-Енисейской впадине. Можно думать, что среднегодовые температуры воды были во всяком случае на несколько градусов ниже, чем в верхнемеловом море Западной Европы, т. е. приближались к существующим сейчас в Северном и Норвежском морях (порядка 8—15°).

Отложения верхнемеловых морей характеризуются значительно более высоким содержанием хлора среди легкорастворимых солей, чем отложения морей юры и валанжина. В известной мере это может объясняться позднейшей инфильтрацией морских вод в породы верхнего мела. Однако причина может быть частично иной. Как указывают Н. С. Спиро, И. С. Грамберг и Ц. Л. Вовк (1955), осадки юрских и нижнемеловых морей и за пределами Усть-Енисейской впадины отличаются очень низким содержанием хлора и, возможно, формировались в водах с значительно меньшей соленостью, чем современный мировой океан. Такое положение могло возникнуть в результате интенсивного солеобразования на протяжении пермского и триасового периодов (пермские моря, по данным упомянутых исследователей, обладали соленостью, близкой к современной). Начиная с юрского периода, шло постепенное накопление солей в мировом океане (современный вынос солей в море реками таков, что 150 млн. лет, прошедших с начала юрского периода, достаточно для возрастания солености более чем вдвое). Если это так, то верхнемеловые моря, существовавшие 60—95 миллионов лет назад, должны были обладать значительно более высокой соленостью, чем юрские и нижнемеловые, что и нашло отражение в содержании хлора в их осадках, даже в отложениях альб—сеномана и турон—коньяка, ныне глубоко погруженных и потому мало доступных для инфильтрации сверху хлорсодержащих вод.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как уже указывалось, в задачу авторов входило изучение стратиграфии и фациального состава мезозойских отложений Усть-Енисейской впадины. Эта задача решалась комплексно с привлечением палеонтологов-специалистов по макрофауне (В. И. Бодылевский и Н. И. Шульгина), микрофауне (Н. В. Шаровская), спорам и пыльце (Э. Н. Карамурза, Н. М. Бондаренко и В. Д. Короткевич). Широко использовались литологические и геохимические методы исследования как для стратиграфических целей, так и для фациального анализа и палеогеографии. Был изучен ряд разрезов, сопоставление которых дано на рис. 84.

Рассматриваемая в работе Усть-Енисейская впадина выполнена юрскими, меловыми и частично четвертичными отложениями. Впадина располагается между Таймырской складчатой зоной и Сибирской платформой вместе с прилегающими к последней с запада палеозойскими складками на р. Енисее. Усть-Енисейская впадина открыта на запад и представляет собой ответвление Западно-Сибирского прогиба, занимающего Западно-Сибирскую низменность. Как и Западно-Сибирский прогиб в целом, Усть-Енисейскую впадину нельзя считать краевым прогибом. Насколько сейчас известно, впадина начала формироваться лишь в юрском периоде (с начала среднего лейаса) и продолжала прогибаться до конца мелового периода, тогда как на Таймыре основная складчатость приходится на конец перми — начало триаса.

С востока Усть-Енисейская впадина на правобережье р. Пясины ограничена Янгодо-Горбитским погребенным глыбовым поднятием палеозоя, прикрытым лишь маломощным чехлом четвертичных и мезозойских отложений. Южнее этого поднятия, в районе рр. Дудыпты и Хеты, существует узкий прогиб, связывающий Усть-Енисейскую и Хантайскую впадины, но отличающийся, по-видимому, сравнительно неглубоким (около 1 км) залеганием палеозойского фундамента.

На запад Усть-Енисейская впадина продолжается в пределы Западно-Сибирского прогиба, будучи, по-видимому, ограничена поднятием раннепалеозойского или протерозойского складчатого фундамента — погребенным Пуровским хребтом, протягивающимся через бассейны рр. Таз и Пур к устью р. Ныды и далее на север через Тазовский полуостров и западную часть Гыданского полуострова. Вдоль этого поднятия располагаются выходы верхнемеловых отложений.

Фундамент Усть-Енисейской впадины сложен палеозойскими и нижнетриасовыми отложениями (в том числе траппами). Есть все основания думать, что таймырские складки, имея западно-юго-западное направление, переходят на Янгодо-Горбитское погребенное поднятие, затем погружаются в центральную часть Усть-Енисейской впадины и далее соединяются со складками Приенисейской зоны.

Выполняющие Усть-Енисейскую впадину юрские и меловые отложения достигают в ее центральных частях мощности не менее 4,5—5 км.

Нижняя юра представлена морскими и прибрежно-лагунными отложениями среднего и верхнего лейаса общей мощностью более 400 м. Средний отдел юрской системы (выделяются аален, байос и бат) охарактеризованный теми же фациями, имеет мощность более 500 м. В верхней юре, сложенной морскими осадками мощностью до 600 м, выделяются келловей, оксфорд, кимеридж, нижний волжский и верхний волжский ярусы. Устанавливаются размывы в подошве кимериджа, нижнего волжского яруса и в кровле юры.

Морские фации нижнего мела мощностью до 850 м представлены тремя подъярусами валанжина и предположительно готеривом. Выше лежит прибрежно-лагунная угленосная толща мощностью до 1500 м, относящаяся к баррем—сеноману и в средней части заключающая альбскую микрофауну. На нее несогласно налегают отложения морского верхнего мела мощностью до 850 м. По фауне выделяются нижний и верхний турон, коньяк, нижний и верхний сантон, маастрихт и, предположительно, кампан. В западной части Усть-Енисейской впадины верхнемеловые морские отложения перекрываются континентальными осадками датского яруса—палеоцена.

Зона наибольшего прогибания Усть-Енисейской впадины, располагающаяся по р. Енисею между Малохетской антиклиналью и р. Яковлевой, несколько смещена к югу. Северный склон впадины, судя по данным геофизики, оказывается более пологим, чем южный. Сокращение мощностей мезозоя на склонах впадины идет отчасти за счет уменьшения мощностей отдельных свит, отчасти благодаря постепенному выклиниванию нижних горизонтов разреза — нижней, средней юры, а далее, вероятно, и верхней юры. По краям впадины местами, как, например, к востоку от верхнего течения р. Пясины, развиты сбросы. Начало прогибания Усть-Енисейской впадины устанавливается по времени отложения в районе Малохетской антиклинали морских осадков нижней свиты среднего лейаса.

Наиболее вероятным надо считать существование в нижней юре в Усть-Енисейской впадине глубоко вдававшегося в сушу залива или внутреннего моря, сообщавшегося с открытым морем лишь через Енисейско-Хатангский прогиб. На юго-востоке к Усть-Енисейскому морю подходили трапповые плато Средне-Сибирского плоскогорья, перед среднелейасовой трансгрессией испытавшие подъем, в дальнейшем же все более нивелировавшиеся. На юго-западе располагались, по-видимому, невысокие возвышенности палеозойского складчатого сооружения — Пуровского хребта. С севера море граничило со слабо размывавшейся, а следовательно, мало приподнятой горной системой Таймыра. На Западном Таймыре в основном были развиты, вероятно, тоже трапповые покровы.

С расположенного южнее материка в Усть-Енисейское море поступали речные воды, что определяло направление движения в нем водных масс и соответственно обломочного материала — с юга на север в собственно Усть-Енисейском море и с запада на восток в Енисейско-Хатангском проливе.

Среднеюрские моря в Усть-Енисейской впадине, сохраняя, быть может, характер полузамкнутого бассейна — залива, имели уже, вероятно по-прежнему через Енисейско-Хатангский прогиб, более широкую связь с открытым морем. В бате, а возможно и в байосе, установилось соединение с морем на севере и западе, с районами Земли Франца-Иосифа, Новой Земли и западной части Западно-Сибирской низменности.

Берега среднеюрского моря были невысокими. Средне-Сибирское плоскогорье испытало подъем в начале средней юры и более слабый — в начале байоса. Все же это было, по-видимому, низкое плато с корой выветривания на поверхности, прорезавшееся реками со слабым течением. Нет признаков существования высоких гор и в областях Пуров-

ского хребта и Таймыра. Вероятно, здесь тоже были слабо размывавшиеся невысокие возвышенности. В байосе в области Пуровского хребта обнажились и стали размываться слюдоносные породы докембрия, в бате оказались вскрыты субщелочные интрузии в западной части Северного Таймыра, залегавшие, надо думать, среди осадочных пород палеозоя.

На протяжении верхнеюрской эпохи в Усть-Енисейской впадине существовало, по-видимому, непрерывно открытое море. Таймыр, ставший островом, был приподнят и размывался более интенсивно, чем в средней или нижней юре. Уже с начала верхней юры стали выноситься с Северного Таймыра на юго-запад продукты разрушения субщелочных интрузий, в конце эпохи стали размываться и эпидотсодержащие кристаллические сланцы верхнего протерозоя. Средне-Сибирское плоскогорье в верхней юре размывалось слабо и, вероятно, представляло равнину, с которой шел медленный и ограниченный снос. Западное обрамление Усть-Енисейского моря — Пуровский хребет сравнительно слабо размывался в начале верхней юры, но уже с кимериджа здесь были обнажены, по-видимому, непосредственно на морском побережье, толщи метаморфических биотитовых сланцев или гнейсов. Размыв этих толщ наряду с размывом апатитсодержащих кислых или щелочных интрузивных пород продолжался до конца верхней юры, указывая, вероятно, на поднятие области Пуровского хребта, разграничивавшей, судя по составу фауны, верхнеюрские моря в Усть-Енисейской впадине и северо-западной части Западно-Сибирского прогиба.

Море, существовавшее в Усть-Енисейской впадине в юрском периоде, перед отложением меловых осадков регрессировало. Начавшаяся затем в валанжине трансгрессия захватила площадь, несколько меньшую, чем в верхней юре. Валанжинский морской бассейн, сохранявшийся до готерива включительно, отступил на восток в Хатангскую впадину, а затем, по-видимому, и далее на север. В барреме и апт — альбе морской бассейн продолжал находиться в северной части Западно-Сибирского прогиба, но лишь эпизодически, в апт—альбе, распространялся на восток до р. Енисея.

На Таймыре в нижнем мелу впервые были обнажены на большой площади верхнепротерозойские эпидотсодержащие зеленокаменные породы. Вынос продуктов разрушения их и кислых интрузий Таймыра направлялся в Усть-Енисейскую впадину к району р. Малой Хеты в валанжине при помощи восточного течения, а начиная с баррема, — благодаря рекам, впадавшим в Западно-Сибирское море. В конце нижнего мела денудация на Таймыре достигла и нижнепротерозойских — амфиболовых гнейсов. Была приподнята в нижнем мелу и область Сибирской платформы. Напротив, Пуровский хребет, вероятно все более разрушавшийся, давал ограниченное количество материала, хотя временами поднятия, по-видимому, происходили и здесь, обуславливая периодические усиления выноса слюд и апатита.

На протяжении верхнемеловой эпохи море в пределы Усть-Енисейской впадины проникало с запада. Тут располагался залив Западно-Сибирского моря, который все же обнаруживает черты самостоятельности в отношении состава фауны и температурного режима, заставляющие предполагать наличие в районе Пуровского хребта суши, препятствовавшей свободному водообмену.

Основным источником сноса в верхнем мелу являлся Таймыр. Здесь были, по-видимому, горы, достаточно интенсивно размывавшиеся. Уже в верхнем туроне — коньяке оказались размыты в своде Таймырского антиклинория толщи верхнего протерозоя и обнажились нижний протерозой — амфиболовые гнейсы, явившиеся источником амфиболов в осадках. Верхнемеловые моря, особенно турон-коньякское море, затопляли окраины Западного Таймыра, где, вероятно, сохранялись лишь гористые

острова. Наряду с Таймыром, можно предположить существование дополнительного источника выноса пироксенов на севере Гыданского полуострова — возможно острова. Несомненно, усилился в верхнем мелу и размыв Средне-Сибирского плоскогорья, у подножья которого верхнемеловые (сантонские) отложения обогащены пироксенами.

Нельзя не отметить, что преобладающие в разрезе юры и мела Усть-Енисейской впадины мелководные морские фации надо считать благоприятными для нефтеобразования. В нижней и средней юре, как мы видели, неоднократно устанавливались условия мелководного морского бассейна, по-видимому несколько опресненного, с затрудненным доступом кислорода в придонные слои воды. В бассейн в большом количестве сносились с берегов растительные остатки. Обильная органическая жизнь, надо думать, развивалась и в самом бассейне.

Нижне- и среднеюрские отложения очень богаты органическим веществом. Содержание органического углерода в нижней юре в среднем составляет около 1,6%, в средней — около 1,8%, что в пересчете на исходное органическое вещество должно давать свыше 3% органических остатков в отлагавшихся на морском дне илах. В некоторых свитах, например в байосе, среднее содержание органического углерода доходит до 2,2%, достигая в отдельных образцах даже 3,6%. Это соответствует 6,5% исходного органического вещества в илах. Следует думать, что первоначальные содержания органики были выше приводимых Л. Б. Рухиным (1953) и Н. М. Страховым и др. (1954) максимальных содержаний органического углерода в осадках Баренцова моря (3—4%) и в осадках Черного (4—4,7%) и Каспийского морей (1,5—2,9%). Необходимо учитывать, что часть органического углерода, присутствующего в современных осадках, бесспорно разрушается в процессе диагенеза и теряется. Только в илах центральных частей Балтийского моря, где содержание органического вещества достигает 5—10% (Рухин, 1953), можно видеть аналоги ниже- и среднеюрских илов Усть-Енисейской впадины. Недостаток кислорода у дна должен был способствовать тому, что разложение органического вещества шло по пути преобразования его в битумы. В таких условиях, существовавших в Усть-Енисейской впадине в среднем лейасе, верхнем лейасе, аалене и байосе, в процессе диагенеза богатых органическим веществом осадков кажется вполне вероятным появление соединений, исходных для образования нефти.

Единственным препятствием для процессов нефтеобразования могли быть относительно низкие температуры воды в юрских морях, занимавших Усть-Енисейскую впадину. Как уже указывалось в гл. V, есть все основания думать, что в ниже- и среднеюрскую эпохи температуры в районах, прилегающих к низовьям р. Енисея, были сравнительно низкими. Об этом говорит обедненный и своеобразный состав фауны и флоры, сохранение в осадках разрушенных зерен плагиоклазов, гидродлюидистый состав глин. В то же время несравненно более интенсивное, чем в настоящее время, химическое выветривание продуктов разрушения траппов, переход части полевых шпатов в песках в каолинит свидетельствуют о климате, во всяком случае не холодном, а умеренном, скорее всего умеренно прохладном (быть может, тоже приближавшемся к условиям Балтийского моря). В такой обстановке разложение органического вещества в осадках на дне водоемов и в процессе диагенеза вполне могло идти, будучи лишь немного замедленным, по сравнению с более южными областями.

Л. А. Назаркин (1955) исключает возможность нефтеобразования в высоких широтах в мезозое, ссылаясь на малую продуктивность биомассы водоемов при низких температурах и сравнивая при этом биомассы и продуктивность современных Баренцова и Каспийского морей. Однако температурные условия Баренцова моря не соответствуют мезозойским морям Усть-Енисейской впадины, даже ниже- и среднеюр-

ским, а тем более позднейшим, скорее приближавшимся по температурам воды и воздуха к Черному и Каспийскому морям. Кроме того, решающую роль для нефтеобразования играет не продуктивность биомассы, а накопление органического вещества, содержание которого в осадках даже в Баренцовом море выше, чем в Каспийском, так как при более высоких температурах более интенсивно идут и процессы разложения органических остатков. Образование битумов в настоящее время наблюдается в осадках на дне даже Баренцова моря и Ледовитого океана, температура воды в которых бесспорно не выше, а ниже, чем могла быть в юрских морях Усть-Енисейской впадины.

Преобладание в осадках нижней и средней юры среди аутигенных минералов сидерита, а не пирита, казалось бы, можно рассматривать как признак того, что на дне бассейнов существовала лишь слабо восстановительная обстановка, не благоприятствующая нефтеобразованию. З. Л. Маймин (1955), изучая условия образования нефти в девоне Волго-Уральской области, показала, что здесь не было резко восстановительной обстановки, развивались сидеритовые фации, и в то же время существовали почти по всему разрезу девона предпосылки для перехода органического вещества в нефть. Кроме того, как указывалось выше, бедность пиритом ниже- и среднеюрских отложений Усть-Енисейской впадины обуславливалась опресненностью бассейнов.

Против предположения об образовании нефти в Усть-Енисейской впадине в юрском периоде в известной степени говорит состав воднорастворимых солей в осадках, а именно присутствие среди этих солей сульфатов. Однако в значительных количествах сульфаты появляются лишь на погруженных участках структур. Это наводит на мысль об их образовании в результате окисления содержащегося в породах пирита водами, вторгшимися уже после образования структур и принесившими свободный кислород.

На протяжении верхнеюрской эпохи в Усть-Енисейской впадине господствовали условия открытого моря, не благоприятствовавшие накоплению органического вещества. Все же и в верхнеюрских отложениях содержание органического углерода достаточно велико (в среднем 1,4%).

Отложения валанжина формировались в мелководном море с богатой органической жизнью, с обильной растительностью на берегах, остатки которой сносились в море. Нормальная соленость благоприятствовала перемешиванию вод и хорошей аэрации придонных слоев воды. При обилии исходного органического вещества часть его не разлагалась, переходила в осадок и в дальнейшем в процессе диагенеза могла преобразоваться в органические соединения нефтяного ряда. Правда, в нижнемеловых отложениях Усть-Енисейской впадины содержание органического углерода падает по сравнению с юрой (в валанжине и готериве в среднем 0,9%), что, вероятно, связано с повышением температуры воды и более интенсивным разложением органики. Как указывалось в гл. V, устанавливается заметное улучшение климатических условий при переходе от юры к мелу. Поскольку мы не знаем, каковы должны быть содержания органики в породах, предопределяющие возможность нефтеобразования, можно считать вполне вероятными и процессы нефтеобразования в нижнем мелу, особенно в глинистых породах нижнего и среднего валанжина. Следует также напомнить, что к меловому периоду, по-видимому, относится формирование нефтяных залежей на севере Аляски, где климат, судя по составу пород и фауны, был сходным с Усть-Енисейской впадиной.

Во время отложения меловой угленосной толщи происходило образование угольных пластов, и условия для перехода органического вещества в продукты нефтяного ряда скорее всего были неблагоприятными, по крайней мере на р. Енисее и к востоку от него. Невелико здесь и со-

держание в породах органического углерода (в среднем 1,2%). К западу от р. Енисея располагалась прибрежная зона морей, занимающих Западно-Сибирский прогиб, но о ней пока ничего неизвестно.

На протяжении верхнемеловой эпохи на р. Енисее снова установились условия мелководного моря с нормальной соленостью, с богатой органической жизнью, с приносом большого количества растительных остатков с суши. А. И. Бочарникова, исходя из состава воднорастворимых солей в породах, высказала мнение о возможности образования на дне верхнемеловых морей соединений нефтяного ряда. Такую точку зрения надо считать вероятной. Более благоприятные, чем в юре, климатические условия (хотя и хуже, чем в нижнем мелу) определили разложение большей части органического вещества, отлагавшегося на морском дне, вследствие чего содержание органического углерода в породах (1,3%) ниже, чем в нижней и средней юре, но выше, чем в морском нижнем мелу.

Иногда высказывается мнение о том, что образование нефтяных залежей в мезозое вне складчатых зон не могло происходить вследствие отсутствия воздействия высоких температур и высоких давлений. Для Усть-Енисейской впадины такое мнение надо признать совершенно несомнительным — мощности юры и мела здесь не менее велики, чем в геосинклинальных зонах, нижние горизонты юры опускались на глубины до 5 км, нижние горизонты мела находились на глубинах 3 км и более, и только для верхнего мела можно сомневаться в возможности образования значительных скоплений нефти.

В заключение авторы считают нужным подчеркнуть, что проведенные исследования, конечно, не могут претендовать на полное освещение всех вопросов стратиграфии, литологии, тектоники и геологической истории мезозоя Усть-Енисейской впадины. До осуществления буровых и геофизических работ в районах, прилегающих к Таймырской складчатой зоне и к предполагаемому авторами Пуровскому хребту, а также в западной части Усть-Енисейской впадины — на Гыданском полуострове и в восточной части впадины — в бассейне р. Пясины, ряд важнейших вопросов, связанных с изучением мезозоя, остается нерешенным. Неясно еще, как меняются мощности и фации мезозоя к западу и востоку от р. Енисея, можно только предполагать наличие многих мезозойских структур. Тем не менее и сейчас описанный выше разрез юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины, будучи в пределах западной и северной Сибири наиболее полным и в достаточной степени палеонтологически охарактеризованным, может стать опорным для всех окружающих территорий.

---

## ЛИТЕРАТУРА

Александров Д. К. Новые данные о неогеновых и верхнемеловых отложениях низовий р. Енисея. Проблемы советской геологии, № 3, 1938.

Александров Д. К. Мезозой низовьев реки Енисея. Труды Аркт. ин-та, т. 121, 1939.

Александров Д. К. Материалы по геологии района Усть-Енисейского порта. Труды Аркт. ин-та, т. 126, 1939.

Балахматова В. Т., Липман Р. Х. Стратиграфическое расчленение девонских, верхнеюрских, меловых и третичных отложений по Барабинской опорной скважине I-P на основании изучения микрофауны. Материалы Всесоюз. научн.-иссл. геол. ин-та, нов. сер., вып. 9, 1955.

Батурин В. П. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, ч. I. АН СССР, 1932.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. АН СССР, 1947.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 1—3, Труды Центр. научн.-иссл. геол.-разв. ин-та, вып. 108, 121 и 126, 1938—1940.

Бодылевский В. И. Заметка об ауцеллах из Таймырской коллекции Миддендорфа. ДАН СССР, № 14—15, 1928.

Бодылевский В. И. О следах верхневолжского яруса в Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. I, № 1, 1936.

Бодылевский В. И. К стратиграфии мезозойских отложений Анабарско-Хатангского района. Проблемы Арктики, № 10—11, 1939.

Бодылевский В. И. Морская юра и морской мел Урала: Геология СССР, т. 12, ч. I, 1944.

Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.

Ботвинкина Л. Н. О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Труды Ин-та геол. наук, вып. 156, 1954.

Веденева Н. К., Викулова М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. Госгеолиздат, 1952.

Викулова М. Ф. Электронномикроскопическое исследование глини. Госгеолиздат, 1952.

Войткевич Г. В. Современные проблемы радиогеологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.

Гедройц Н. А. О возрасте угленосной толщи и некоторых других вопросах геологии Усть-Енисейского порта. Проблемы Арктики, № 4, 1939.

Гедройц Н. А. Усть-Енисейский порт и перспективы его нефтеносности. Проблемы Арктики, № 3, 1940.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала (глины). АН СССР, 1951.

Городков Б. Н. Тундры Обь-Енисейского водораздела. Советская ботаника, № 3, 1944.

Громов В. И. Гидрографические работы в устье Енисея. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 56, вып. 2, 1924.

Емельянцева Т. М. Геологические исследования в районе рек Хегы, Хатаги и Таймырского полуострова в 1935—1936 гг. Сб. «Геол. иссл. Нордвик-Хатангского района», Изд. Горно-геол. упр., 1939.

Ермилов И. Я. Геологические исследования Гыданской тундры летом 1927 г. Осведом. бюлл. ком. экспед. иссл. АН СССР, № 11 (48), 1928.

Ермилов И. Я. Геологические исследования на Гыданском полуострове в 1927 г. Труды Полярн. ком., вып. 20, 1935.

Жемчужников Ю. А. Что такое фация. Литолог. сб., вып. 1, 1948.

Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. ДАН СССР, т. 97, № 5, 1954.

Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. Вопросы геологии Азии, т. 1, АН СССР, 1954.

Липман Р. Х., Романова В. И. Стратиграфическое расчленение верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложений по Тюменской опорной скважине I-P на основании изучения микрофауны. Материалы Всесоюзн. научн.-иссл. геол. ин-та, нов. сер., вып. 9, 1955.

Лопатин И. А. Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея к северу от 60° с. ш. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., т. 4, 1871.

Лопатин И. А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 г. Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., т. 28, № 2, 1897.

Маймин З. Л. Некоторые результаты работ по изучению условий образования нефти. Сб. «Об условиях образования нефти», Труды Нефт. ин-та, нов. сер., вып. 82, 1955.

Моор Г. Г., Кордииков А. А., Кабанов П. Н. Геологический очерк северных окраин Сибирской платформы. Труды Горно-геол. упр., т. 14, 1941.

Назаркин Л. А. Роль палеоклимата в прогнозах нефтеносности круинных регионов. Изд-во Саратовск. гос. ун-та, 1955.

Папулов Г. Н. К вопросу о нижнем мезозое в Среднем Зауралье. ДАН СССР, т. 97, № 1, 1954.

Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. Труды Ин-та океанологии, т. 8, 1954.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.

Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. Труды Ин-та геол. наук, вып. 138, 1951.

Ростовцев Н. Н. К газоносности района Усть-Енисейского порта. Проблемы Арктики, № 3, 1938.

Рухин Л. Б. Гранулометрия и генезис песков. Сов. геол., № 18, 1947.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. Климаты прошлого. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 87, № 2, 1955.

Рябухин Г. Е. Геологическое строение и нефтеносность района Усть-Порта на р. Енисее. Проблемы Арктики, № 3, 1939.

Рябухин Г. Е. О некоторых проявлениях вечной мерзлоты в районе Усть-Порта. Проблемы Арктики, № 6, 1939.

Рябухин Г. Е. Использование фракции тяжелых минералов для корреляции осадочных толщ в низовьях Енисея. Проблемы Арктики, № 12, 1939.

Рябухин Г. Е. Новые данные по геологии нижнего течения Енисея. Сов. геол., № 11, 1940.

Сакс В. Н. Геологический очерк Обь-Енисейской низменности. Труды Аркт. ин-та, т. 87, 1937.

Сакс В. Н. Основные этапы формирования Таймырской депрессии. Проблемы Арктики, № 10, 1940.

Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении бассейна реки Пясинь. Труды Горно-геол. упр., вып. 16, 1945.

Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды Горно-геол. упр., вып. 22, 1946.

Сакс В. Н., Антонов К. В. Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Труды Горно-геол. упр., вып. 16, 1945.

Сакс В. Н., Ширяев И. Е. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея—Пелятке, Яре и Танаме. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 56, вып. 2, 1924.

Соболев А. Н. На реке Танаме. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. 56, вып. 2, 1924.

Соболев В. С., Вартанова Н. С., Шайнюк А. И. Проблема роста зерен граната и других метаморфических минералов в осадочных породах. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, ч. 80, № 2, 1951.

Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. Памяти акад. А. Д. Архангельского. АН СССР, 1951.

Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. О генетической классификации природных вод. ДАН СССР, т. 93, № 3, 1953.

Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. О границах изменений химического состава глинистых минералов. ДАН СССР, т. 100, № 1, 1955.

Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Состав поглощенных оснований глинистых пород и его связь с фациальными условиями осадкообразования. ДАН СССР, т. 105, № 4, 1955.

Станов В. В. Метаморфизм углей. Химия и генезис твердых горючих ископаемых. Труды I Всесоюзн. совещ. 1950 г., АН СССР, 1953.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Труды Ин-та геол. наук, вып. 73, 1947.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного образования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шнипова М. С. Образование осадков в современных водоемах. АН СССР, 1954.

Страхов Н. М., Залмансон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1955.

Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Труды Нефт. ин-та, нов. сер., вып. 53, 1952.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ НКТП СССР, 1936.

Урванцев Н. Н. Геологические исследования в устье Енисея. Изв. Геол. ком., т. 40, № 7 (отчет за 1920 г.), 1921.

Урванцев Н. Н. Таймырская геологическая экспедиция 1929 г. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 65, 1931.

Урванцев Н. Н. Геология и полезные ископаемые Хатангского района. Проблемы Арктики, № 2, 1937.

Урванцев Н. Н. К геологии Енисейско-Ленской области. Проблемы Арктики, № 3, 1937.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, вып. 3—4, 1932.

Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб. Памяти акад. А. Д. Архангельского, АН СССР, 1951.

Шатский Н. С. (редактор). Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 4 000 000. Изд. Главн. упр. геол. и картогр., 1952.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29, № 5, 1954.

Шварцбах М. Климаты прошлого. ИЛ, М., 1955.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты геологии севера Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. ИЛ, М., 1950.

Donoven D. T. The Jurassic and cretaceous stratigraphy and palaeontology of Traiöl, East Greenland. Meddeleö. om Grönland, Bd. 111, No. 4, Köbenhavn, 1954.

Freibold H. Geologie des Barentsschelfes. Abhandl. der Deutsch. Akad. der Wiss. zu Berlin, Nr. 5, 1951.

Krynin P. D. The tourmaline group in sediments. Journ. of Geol., vol. 54, No. 2, Chicago, 1946.

Lowenstam H. A. and Epstein S. Paleotemperatures of the post-aptian cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journ. of Geol., vol. 62, No. 3, Chicago, 1954.

Middendorff A. Sibirische Reise. Bd. 1, Th. 1. Einleitung. Klimatologie. Geognosie. Bd. IV, Th. 1, Uebersicht der Natur Nord- und Ost-Sibriens. St. Petersburg, 1848, 1859.

Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammothcadavers von der Kais. Akad. der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mem. de l'Acad. Imp. des Science de S. Petersb., 7 ser., t. 18, № 1, 1872.

Schmidt F. Über die neue Gattung Lopatinia und andere Petrefacten aus den mesozoischen Schichten am unteren Jenissei. Зап. Минерал. об-ва. т. 6, СПб, 1872.

Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Стратиграфия</b>	
Доюрские отложения . . . . .	8
Юрская система . . . . .	9
Нижний отдел юрской системы . . . . .	10
Средний лейас . . . . .	10
Верхний лейас . . . . .	15
Средний отдел юрской системы . . . . .	20
Аален . . . . .	20
Байос . . . . .	24
Бат . . . . .	27
Верхний отдел юрской системы . . . . .	30
Келловей . . . . .	30
Оксфорд . . . . .	31
Кимеридж . . . . .	33
Нижний волжский ярус . . . . .	36
Верхний волжский ярус . . . . .	39
Меловая система . . . . .	42
Нижний отдел меловой системы . . . . .	42
Валанжин . . . . .	42
Готерив (?) . . . . .	51
Баррем (?) . . . . .	58
Апт — альб (?) . . . . .	62
Верхний отдел меловой системы . . . . .	71
Альб — сеноман (?) . . . . .	71
Турон — коньяк (?) . . . . .	79
Сантон — кампан (?) . . . . .	88
Маастрихт (?) . . . . .	95
Датский ярус — палеоцен (?) . . . . .	96
Отложения неопределенного возраста . . . . .	97
<b>Глава II. Литология</b>	
Текстурные особенности пород . . . . .	99
Краткая петрографическая характеристика . . . . .	101
Минералогический состав песчано-алевритовых фракций . . . . .	105
Характеристика минералов . . . . .	107
Характеристика разреза . . . . .	113
Геохимическая характеристика . . . . .	122
Нижний отдел юрской системы . . . . .	123
Средний отдел юрской системы . . . . .	127
Верхний отдел юрской системы . . . . .	128
Нижнемеловые морские отложения (валанжин — готерив) . . . . .	130
Меловые угленосные отложения (баррем — сеноман) . . . . .	133
Верхнемеловые морские отложения (турон — маастрихт) . . . . .	136
<b>Глава III. Фации</b>	
Нижний отдел юрской системы . . . . .	140
Средний отдел юрской системы . . . . .	147
Верхний отдел юрской системы . . . . .	153
Нижний отдел меловой системы . . . . .	161
Верхний отдел меловой системы . . . . .	173
<b>Глава IV. Тектоника</b>	
Строение палеозойского фундамента . . . . .	184
Строение южной части впадины . . . . .	185
Строение северной части впадины . . . . .	196
Строение восточной части впадины . . . . .	202
Строение западной части впадины . . . . .	204
<b>Глава V. Геологическая история</b>	
Нижнеюрская эпоха . . . . .	208
Среднеюрская эпоха . . . . .	210
Верхнеюрская эпоха . . . . .	212
Нижнемеловая эпоха . . . . .	215
Верхнемеловая эпоха . . . . .	218
З а к л ю ч е н и е . . . . .	223
Л и т е р а т у р а . . . . .	229

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
2	3 сверху	Л. Б. Рухин	Л. Б. Рухин
6	4 сверху	М. П. Алексеевой	Н. П. Алексеевой
13	16 сверху	( <i>Haaldioides</i> sp. № 27)	( <i>Healdioides</i> sp. № 27)
90	25 сверху	<i>Snt</i> <sup>2</sup> —Стр(?)	<i>Snt</i> <sub>2</sub> —Стр(?)
107	18 сверху	$N > 1,540$	$N > 1,550$

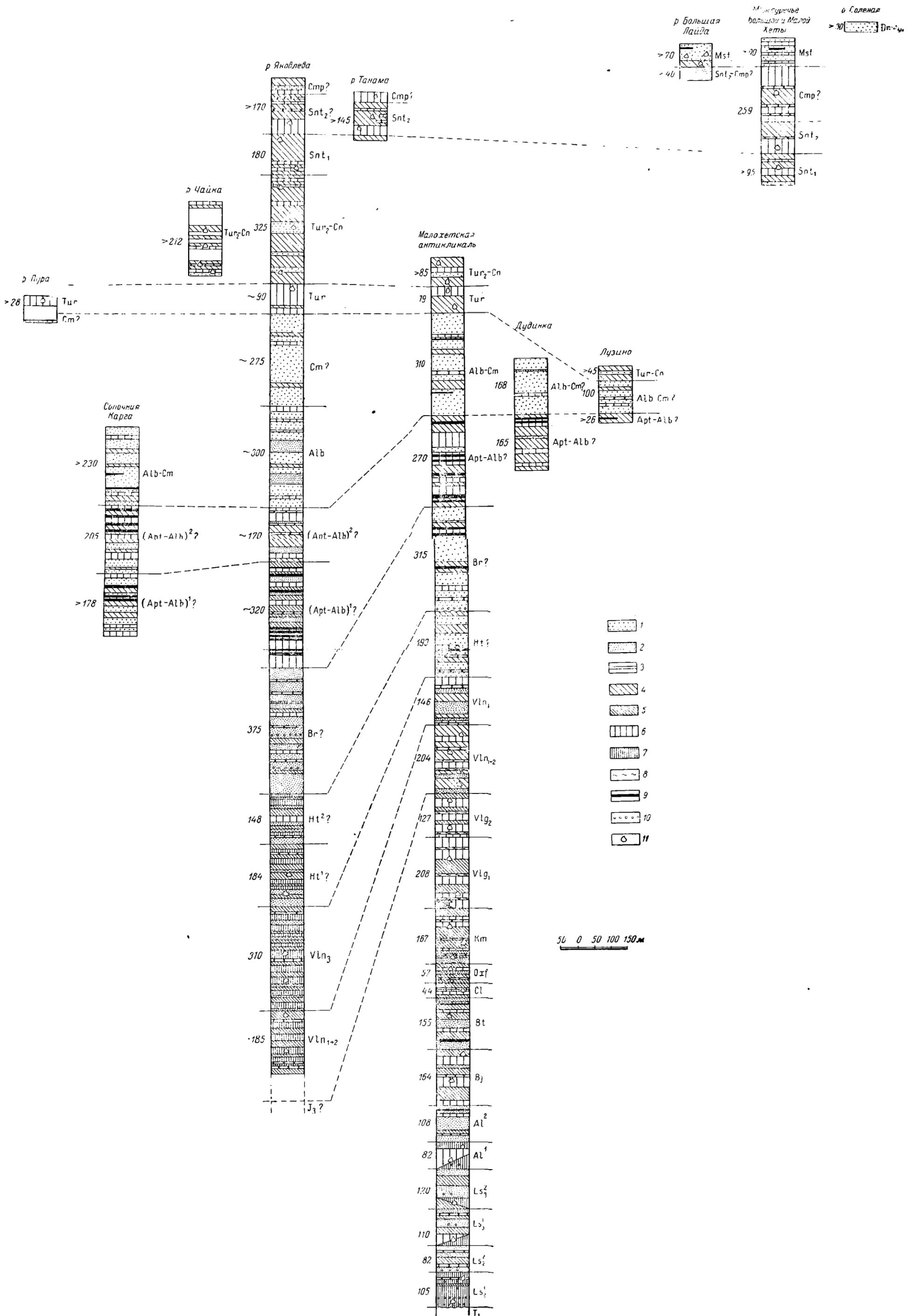


Рис. 84. Схема сопоставления разрезов юрских и меловых отложений в пределах Усть-Енисейской впадины  
 1—пески; 2—песчаники; 3—известковые песчаники; 4—алевриты; 5—алевоалевриты; 6—глины; 7—аргиллиты; 8—мергели; 9—уголь; 10—конгломераты и рыхлые гальки; 11—находки фауны