

799₂₂
876
0111
2

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 76. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (23) 1944

В. В. БЕЛОУСОВ

ФАЦИИ И МОЩНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	1
I. Фацис отложений	1
1. Кембрийская система	1
2. Силурийская система	2
3. Девонская система	4
4. Каменноугольная система	7
5. Пермская и триасовая системы	11
6. Юрская система	13
7. Меловая система	14
8. Третичная система	17
II. Мощности отложений	19
III. Некоторые выводы	22

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
АН СССР за № 2193*

Редактор А. Г. Грум-Гржимайло

Подписано к печати 18/VII—44 г. Л-60178. Печ. л. 7¹/₆, уч.-изд. л. 10,5. Тираж 2000. Цена 7 руб.

6-я тип. треста «Полиграфинга» ОГИЗ при СНИК РСФСР
Москва, 1-й Самотечный, д. 17. Зак. 1429.

В. В. БЕЛОУСОВ

ФАЦИИ И МОЩНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

С целью выяснить историю развития колебательных движений земной коры и фациальных условий на территории Европейской части СССР и установить закономерности в этом развитии автор составил фациальные и изопактические схемы для всех главных стратиграфических подразделений — от кембрия до третичного периода включительно. При этом была использована вся основная литература и большое число рукописных фондовых материалов (более 600 названий). Была подготовлена к печати большая монография, содержащая изложение всего фактического материала, положенного в основу схем, с полными ссылками на источники. Эта монография по независящим от автора обстоятельствам до сих пор не напечатана.

Настоящая работа представляет собою атлас тех же схем, с кратким пояснительным текстом, в котором приводятся лишь самые главные соображения, положенные в основу всех построений. Ссылки на источники здесь не даются. В конце специальная глава посвящена главнейшим выводам, полученным из сопоставления схем.

Рассматриваемая территория охватывает основную часть Русской равнины, включая Донбасс и Урал. Для каледонского цикла в рассмотрение включена Скандинавия, а для альпийского — Кавказ. Крым из анализа исключен.

1. ФАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ

1. КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний кембрий (рис. 1)

В Скандинавии нижний кембрий в песчаной фации известен лишь на северо-западе, в пределах горной области.

Для Прибалтики схема составлена применительно ко времени максимальной нижнекембрийской трансгрессии (эпоха отложения в южной части Ленинградской области синей глины). В это время песчаная фация, развитая в районе Ленинграда в начале и конце нижнекембрийской эпохи (гдовские, зофитоновые и фукоидные слои), должна была сместиться в этом районе к северу — в область, где в настоящее время кембрийские осадки не сохранились.

Остров Готланд в течение всего нижнего кембрия оставался в зоне преимущественно песчаных отложений, что, в сопоставлении с отсутствием

нижнекембрийских пород в Швеции, позволяет наметить северную границу Прибалтийского бассейна. Юго-восточная граница того же бассейна показана условно между Ленинградской областью, где нижний кембрий известен, и Московской областью, где кембрийских осадков нет.

Для Урала наши построения основываются на известной стратиграфической схеме, разработанной главным образом О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой и А. И. Олли. Согласно этой схеме, к нижнему кембрию могут быть причислены свиты зильмердакская, катавская, под-инзерская и инзерская.

Изображенное на Южном Урале распределение фаций соответствует, как и в Прибалтике, эпохе максимальной трансгрессии (время отложения катавской и под-инзерской свит). В это время песчаные фации, распространенные в горной части современного Урала в начале и конце нижнего кембрия (зильмердакская и инзерская свиты), должны были сместиться к западу или северо-западу — в направлении трансгрессии. Грубость зильмердакских и инзерских осадков возрастает к западу, что указывает на существование области размыва западнее Урала.

Вопрос о кембрийских отложениях на Северном Урале и Тимане все еще продолжает оставаться неясным.

Средний и верхний кембрий (рис. 2)

В Скандинавии средние и верхние кембрийские отложения распространены много шире нижнекембрийских. Увеличение грубости этих отложений к юго-востоку, вместе с полным отсутствием их на Готланде, дает возможность наметить приблизительно положение береговой линии, проходящей вдоль побережья Балтийского моря и Ботнического залива.

В Прибалтике среднее и верхнее кембрийские отложения отсутствуют, но близ Таллина в базальном конгломерате силура были обнаружены обломки ископаемых как среднего, так и верхнего кембрия. Отсюда можно заключить, что после регрессии в конце нижнего кембрия море снова покрыло по крайней мере западную часть Прибалтики, но впоследствии его осадки были размывы.

На Южном Урале среднекембрийская фауна была найдена в миньярской свите (главным образом известняки). Хотя верхнекембрийская фауна здесь пока неизвестна, условно можно считать, что та же свита включает в себя и верхний отдел системы.

На схеме предположительно показана полоса терригенных отложений между областью распространения известняков и сушей, лежащей к западу.

2. СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний силур (ордовик) (рис. 3)

Распространение нижнесилурийских отложений в Скандинавии шире кембрийских. Три фации этих отложений устанавливаются в пределах полуострова: песчано-глинистая, приуроченная к горной части Скандинавии, известняковая — к юго-востоку от гор и фация граптолитовых сланцев — на крайнем юге в провинции Шонен.

В Прибалтике лишь в основании разреза нижнего силура обнаруживаются терригенные отложения (оболовые песчаники, диктионемовые сланцы, глаукопитовые пески), а выше располагается почти сплошная толща известняков.

Наша схема соответствует времени значительного развития нижнесилурийской трансгрессии в Прибалтике, когда песчаная фация, ранее располагавшаяся в районе Ленинграда, должна была сместиться к северу, уступив свое место известнякам.

Границы Прибалтийского бассейна показаны условно, приблизительно там же, где они находились во время максимальной нижнекембрийской трансгрессии.

В Башкирской части Южного Урала к нижнему силуру отнесена «ашинская свита». К югу от Башкирии, а также на восточном склоне Южного Урала нижнесилурийские отложения были выделены во многих пунктах. Всюду они представлены терригенными осадками, причем к востоку от меридиана верхнего течения реки Сакмары в их разрезе большое участие принимают вулканические породы.

На Северном Урале нижний силур выражен разрезами, повидимому, двух типов. В бассейне реки Чусовой и на реке Косье к нему относят толщу обломочных пород (главным образом песчаников), тогда как севернее (реки Унья, Ильч, Шугор и т. д.) лишь нижняя часть нижнего силура представлена песчаниками, выше которых залегают известняки. Для эпохи максимальной трансгрессии, которой соответствует наша схема, здесь следует предполагать смещение терригенных фаций в направлении трансгрессии, т. е. к западу.

Нижнесилурийские известняки известны на Канином полуострове.

Существование суши западнее Урала аргументируется увеличением грубости осадков ашинской свиты к западу в Башкирии.

Верхний силур (рис. 4)

В Скандинавии грубая песчаная и конгломератовая фация верхнего силура развита на северо-западе в горной области. Она сменяется менее грубой песчано-глинистой фацией к юго-востоку. На юге полуострова обнаруживается фация граптолитовых сланцев. На Готланде намечается фациальный переход сланцев к известнякам, которые полностью (вместе с доломитами) представляют разрез этого отдела в Прибалтике. В настоящее время верхнесилурийские отложения распространяются здесь до Чудского озера, но первоначально они должны были иметь более широкое развитие, так как в районе Ленинграда они, вероятно, уничтожены в связи с девонским разрывом.

Восточная и северная границы Прибалтийского бассейна показаны на схеме предположительно, точно так же предположительно нанесена зона терригенных верхнесилурийских отложений между областью известняков и сушей.

На западном склоне Южного Урала в Башкирии после отложения ашинской свиты отмечается длительный перерыв: верхний силур здесь отсутствует. Наиболее западные выходы его встречаются в районе верхнего течения реки Белой, где он представлен граптолитовыми сланцами с линзами рифовых известняков. Восточнее, на реке Урале, большую роль играют вулкано-генные породы.

В районе Златоуста к верхнему силуру относят толщу грубых песчаников, сланцев и конгломератов без фауны, с остатками флоры. Возможно, что такого типа породы отлагались на Южном Урале западнее зоны граптолитовых сланцев, но были смыты во время послесилурийского поднятия. Это предположение отражено на нашей схеме.

Терригенная фация района Златоуста вытесняется постепенно к северу (к Нижне-Сергинскому району) известняками, а затем (на реке Чусовой) — снова песчаниками и глинистыми сланцами. Но от реки Косье далее к северу тот же отдел представлен исключительно известняками.

Следует думать, что зона терригенных фаций, развитых на Среднем Урале, уклоняется на Северном Урале к западу, уходя за пределы полосы современных выходов верхнего силура.

На восточном склоне как Среднего, так и Северного Урала тот же отдел представлен преимущественно вулкано-генными породами. Верхнесилурийские известняки констатированы на Канином полуострове и на северной оконечности Тимана.

3. ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний девон (рис. 5)

В конце силура происходит интенсивное поднятие поверхности в Скандинавии и на северо-западе СССР. Огромная территория становится областью размыва.

На Северном Урале, на западном склоне, нижний девон представлен известняками и доломитами, которые на восточном склоне почти полностью замещаются вулканогенными породами. Южнее реки Вишеры, на западном склоне Урала, от Кизеловского района вплоть до района Златоуста нижний девон представлен почти исключительно толщей пестрых песчаников и сланцев с растительными остатками. На восточном склоне и здесь преобладают вулканогенные породы с линзами известняков. Та же вулканогенная фация прослеживается по восточному склону Южного Урала. Западнее, в районе верхнего течения Белой, нижний девон представлен известняками и кремнистыми породами (на юге).

Западнее меридиана верхнего течения Белой, как указывалось, нижнедевонские отложения в разрезе отсутствуют.

При составлении схемы мы исходили из предположения, что большая область размыва, лежащая к западу от Урала, образовывала выступ к востоку в районе Уфимского плато, благодаря чему здесь наблюдаются обломочные фации. К северу и к югу отсюда эти фации, следуя за очертаниями области размыва, уклоняются к западу от полосы современных выходов нижнего девона. На Южном Урале эти прибрежные осадки были уничтожены размывом.

Эйфельский ярус (рис. 6)

Распределение фаций первой половины среднего девона почти в точности повторяет ту картину, которая ранее была выяснена для нижнего девона.

На Северном Урале в эйфельское время значительно более широкое распространение получают терригенные осадки (грубые песчаники и сланцы). Известняковая фация обнимает восточный склон Урала, где, однако, известняки образуют лишь линзы среди вулканических пород.

На Южном Урале распределение фаций эйфельского яруса не отличается от распределения их в предыдущую эпоху.

Живетский ярус (рис. 7–9)

Отложения второй половины среднего девона пользуются очень широким распространением на территории Европейской части СССР и почти всю ее покрывают.

На западном склоне Урала живетские слои почти полностью представлены известняками (и доломитами). Лишь между Кизеловским и Кыновским заводами на Чусовой верхняя часть этого яруса сложена рудоносной толщей (мергели, пески, глины, конгломераты, железистые соли). На восточном склоне известняки почти полностью замещаются вулканогенными породами.

Несравненно разнообразнее живетские отложения на Русской равнине. Чтобы в какой-то мере отразить это разнообразие, мы составили три отдельные схемы для начала, середины и конца живетского века.

В начале века (рис. 7) в области Главного девонского поля отлагались перновские континентальные слои. С ними может быть параллелизована нижняя толща, повидимому, лагунных песков и глин Московской скважины. В области центрального поля слоев, соответствующих этим нижним горизонтам живетского яруса, повидимому, нет. Здесь находилась область размыва, которая распространялась, вероятно, далеко к югу.

В южном Тимане в основании девонского разреза залегает толща кварцевых песчаников с растительными остатками и скелетами рыб. Эти песчаники, имеющие очень неравномерную мощность, содержат в бассейне реки Ухты нефть.

В Сызрани буровая скважина обнаружила в основании девонского разреза песчано-глинистые породы, сходные с московскими.

Бурение в Туймазах (Западная Башкирия) показало, что в Приуралье, непосредственно на кристаллических породах, залегает свита песков и глин с прослоями органических и обломочных известняков. Эту свиту следует отнести, повидимому, к самому началу живетского яруса. То обстоятельство, что здесь встречаются пески иногда более грубые, чем в Москве и в Сызрани, заставляет предполагать наличие близких областей размыва. Присутствие последних, как мы увидим, будет устанавливаться более отчетливо для последующих эпох. На схеме мы располагаем эти области размыва по простиранию зоны малых мощностей, протягивающейся в меридиональном направлении в Приуралье (Приуральская субгеоантиклиналь, см. дальше), исходя из общей закономерной приуроченности областей размыва к геоклиналильным зонам. Точное местоположение этих областей размыва совершенно неизвестно, и картина, изображенная нами, должна лишь обрисовать общую идею и указать, в какой именно полосе располагаются, согласно нашим предположениям, участки, подвергавшиеся размыву.

Границы между выделенными фациями на Русской равнине проведены в значительной степени предположительно.

Следующая схема (рис. 8) соответствует эпохе отложения нарвских слоев (доломиты, мергели, гипсы) в Главном поле и преимущественно доломитов в Москве. На Ухте этим отложениям отвечает, повидимому, верхняя часть песчаниковой толщи или нижняя часть свиты пестроцветных сланцев.

В области Центрального девонского поля отложения этого времени снова обнаруживаются. Но восточнее, в Новохоперске, были обнаружены известняки со среднедевонской фауной, стратиграфическое положение которой заставляет включить их в эту схему. При составлении последней мы исходили также из предположения, что соль, выходящая в сложных тектонических условиях в Днепроовско-Донецкой области (Ромны, Исачки), принадлежит к живетскому веку и именно к той его части, которая характеризуется широким развитием лагунных отложений, в частности гидрохимических (гипсы Главного поля).

В Туймазинской буровой скважине в средней части разреза живетского яруса мы обнаруживаем терригенную свиту песчаников и глин. Эта терригенная свита, будучи противопоставлена известнякам сызранского разреза и известнякам же западного склона Урала, на этот раз с полной очевидностью указывает на существование областей размыва в Приуралье, в частности вблизи Туймазов. Как указывалось выше, наиболее вероятное место расположения этих областей размыва приурочено к Приуральской субгеоантиклинали, где они условно нами и показаны. Границы ореола обломочных пород, окружающих их, показаны также условно.

Последняя схема (рис. 9) посвящена концу живетского века. На ней отражены фациальные условия того времени, когда в Центральном девонском поле отлагались глины со *Stringocephalus burtini* Defr, в Москве — пески и глины с растительными остатками, а в области Главного поля — красноцветная толща оредежских и лужских слоев. К этому же времени следует отнести образование солитовых железистых руд в бассейнах Чусовой и Косьвы на Северном Урале и в Новохоперском районе. На Тимане в это время отлагалась пестроцветная толща песчаников и сланцев.

В области Центрального девонского поля граница зоны размыва отступила к югу, и здесь отложились глины с морской фауной. Мы должны предположить, что здесь существовал морской пролив между громадной терри-

торией отложения красноцветных континентальных пород на севере и вероятной Украинской сушей на юге.

Сызранская скважина вскрыла в верхних горизонтах живетского яруса известняки и доломиты, а Туймазинская — песчано-глинистую свиту, содержащую нефть. Такое распределение фаций заставляет нас снова показать на схеме области размыва в Приуралье, там же, где они были намечены на двух предыдущих схемах.

Верхний девон (рис. 10—11)

Для этого отдела составлены две схемы, характеризующие фациальный режим франского (рис. 10) и фаменского (рис. 11) ярусов.

На западном склоне Урала верхний девон представлен главным образом известняками и доломитами. Исключениями являются районы реки Вишеры и Кизеловский, с юдной стороны, где верхняя часть этого отдела представлена песчаниками и сланцами (иногда с растительными остатками), а также рек Сакмары и Урала, с другой, где почти весь верхний девон представлен обломочными породами.

Последние преобладают в разрезе верхнего девона на восточном склоне Урала (зилаирская граувакковая свита), причем в фаменский век граница известняковой и терригенной фаций проходит на Южном Урале несколько западнее, чем в франский век.

На Русской равнине не везде разделение верхнего девона на два яруса может быть стратиграфически строго обосновано, но могущие возникнуть отсюда ошибки не имеют принципиального значения.

В Главном девонском поле, в полосе Чудово-Новгород-Псков, франские отложения представлены преимущественно доломитами и мергелями с прослоями глин. Смена этих пород красноцветными отложениями к северо-востоку, а также расположение красноцветных осадков на северо-западе Европейской части СССР в живетский и фаменский века позволяют думать, что зона красноцветной фации и в течение франского века располагалась к северу от указанной области развития доломитов. Она охватывала Северный и Средний Тиман.

В Москве и на Окско-Цнинском валу известняково-доломитовая толща франского яруса содержит много прослоев глин, которые, повидимому, во все отсутствуют в разрезе Жегулей. Это позволяет разделить соответствующие фациальные зоны, граница между которыми, однако, может быть проведена лишь предположительно.

В районе Туймазов (Западная Башкирия) нижняя часть разреза состоит из перемежаемости глин (частично битуминозных) и известняков, тогда как верхняя, большая часть разреза представлена известняками. Отсюда можно заключить, что области размыва, обнаруженные нами в Приуралье для живетского века, проявили себя еще в начале франского века, но затем исчезли, будучи закрыты морской трансгрессией. Наша схема в этом случае относится ко второй половине франского времени.

В районе Ухты разрез франских слоев, повидимому, близок московскому. Специфическая фация доманика на нашей схеме не выделена, так как преобладающими породами этой фации являются известняки и мергели. На Южном Тимане верхний девон представлен известняками.

Сравнение щигровских слоев Московской скважины и Центрального поля показывает, что эти две области лежат в различных фациальных зонах. Преобладанию карбонатных пород в Москве противопоставляется резкое преобладание глинистых осадков в Центральном поле. Здесь к югу отмечается возрастание грубости щигровских отложений и переход их в континентальные фации. Южнее Нового Оскола (где нижний карбон лежит непосредственно на докембрии), повидимому, располагалась область размыва. Исходя из наблюдений в нескольких пунктах (например, в районе Россоши) сменяется

Фаций, эта область размыва предположительно окружена нами на схеме зоной преимущественно глинистых отложений. Но еще южнее, в Донбассе, в течение франского века отлагались главным образом известняки и доломиты с прослоями глин и песков.

Наличие франских отложений в Ромнах заставляет считать, что участок суши, располагавшийся к северу от Донбасса не имел соединения с той более значительной областью размыва, которую можно предполагать на юге и юго-западе Украины.

Зона континентальных отложений вдоль границы Юго-западной области размыва, показанная на схеме, более чем вероятна, так как в разрезе нижней толщи девонских слоев есть немало песков, отложившихся в континентальных условиях.

Фаменские отложения (рис. 11) обнаруживают несколько иное, хотя и сходное расположение фаций. В Главном поле значительно расширяется зона красноцветных континентальных отложений, которые распространяются к югу, вплоть до Западной Двины. Иная фациальная зона (известняки и доломиты с многочисленными прослоями песков и глин) обнаруживается в Смоленске и в Центральном поле. Заметно беднее терригенным материалом фаменские отложения Москвы, что позволяет выделить их в самостоятельную зону. Здесь пески петинских и воронежских слоев замещаются глинами и мергелями, пески елецких слоев также переходят в прослой глини среди известняков. Наконец, почти вовсе лишены терригенного материала фаменские отложения Жегулей.

Границы между всеми выделенными таким образом зонами проведены предположительно.

Некоторое изменение фаций от Москвы к Центральному полю, а также обогащение фаменских отложений терригенным материалом к югу в районе Орла свидетельствует о существовании области размыва между Центральным полем и Донбассом. В последней области отлагались пески и конгломераты континентального происхождения.

На Среднем Тимане и в районе Ухты разрез фаменских отложений литологически приблизительно сходен с разрезом их в Смоленске.

4. КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Нижний карбон (рис. 12—16)

Турнейский ярус (рис. 12). На западном склоне Северного Урала турне представлен известняками. На западном склоне Южного Урала, фациальные условия более сложны: здесь в бассейне Белой и Сакмары тот же ярус выражен в фации песчаников и глин. Угленосная песчано-глинистая свита турне развита на восточном склоне Северного Урала. Турнейские отложения рскы Сосьвы, представленные известняками, сланцами и песчаниками, могут рассматриваться в качестве промежуточной фации между известняками и угленосной свитой.

В Подмосковном бассейне к турнейскому ярусу принадлежат малевко-муравнинские, упинские и чернышинские слои. Они представлены внизу глинами с прослоями известняков, выше — известняками, которые в свою очередь покрываются толщей глин и песков с углистыми прослоями. Вверху залегают известняки.

На северном и западном крыле бассейна к турне относят нижнюю часть угленосной песчано-глинистой свиты, залегающей здесь непосредственно на верхнем девоне. Согласно сопоставлениям М. М. Толстихиной, в районах рек Андомы, Витегры, Онеги и Двины, а также на Тимане турнейские отложения отсутствуют.

В Жегулях тот же ярус представлен известняками. Граница между Московской фацией известняков, глин и песков, с одной стороны, и известняковой фацией Жегулей, с другой — показана предположительно.

Увеличение грубости терригенного материала турнейских отложений к югу от Москвы позволяет наметить область размыва, захватывающую, по видимому, район Курска. Южнее нижнекаменноугольные отложения снова появляются, начиная от линии Новый Оскол — Россошь, причем здесь замечается уменьшение количества обломочного материала в разрезе с севера на юг — к Донбассу, где турнейские отложения почти полностью представлены известняками.

К северо-западу от Донбасса, в Ромнах, турнейские отложения отсутствуют, и здесь предполагается существование суши, вдоль которой мы показываем полосу переходной известняково-терригеновой фации.

Визейский ярус (рис. 13, 14, 15). Из трех схем, составленных для визейского яруса, первая (рис. 13) соответствует времени отложения в Подмосковном бассейне угленосной свиты. Последняя сменяется на Волге песчано-глинистыми слоями, хотя и мелководного, но все же преимущественно морского происхождения. Эти слои в Волго-Уральской области содержат нефть. Мы выделяем их в самостоятельную фациальную зону, хотя следует указать, что граница этой зоны с угленосной Подмосковной фацией весьма неопределенна и расплывчата.

На западном склоне Южного Урала визе представлен известняками, которые к востоку, на реках Сакмаре и Урале, замещаются песчано-глинистыми отложениями, а еще восточнее, в Барненском, Полтавском и Брединском районах, нижняя часть визейского яруса заключена, судя по всему, еще в угленосной толще. К северу от Уфимского плато угленосная фация нижней части визейского яруса широко распространена вдоль западного склона хребта. Лишь в бассейне реки Усы снова в основании визе обнаруживаются известняки.

Смыкание угленосных толщ Подмосковного бассейна и Урала в верховьях Вятки и Камы показано предположительно.

Область размыва к югу от Подмосковного бассейна (в районе Курска) аргументируется возрастанием грубости осадков от Москвы к югу, а также сменой фаций южнее предполагаемой области размыва, где в Кантемировке (севернее Донбасса) нижняя часть визе представлена преимущественно глинами, тогда как в Донбассе на том же стратиграфическом уровне залегают известняки.

В Ромнах, к северо-западу от Донбасса, визе представлен песчано-глинистой свитой. Можно предполагать, что западная часть Азовско-Подольского массива (к югу от Киева) представляла собой в это время участок суши.

Следующая схема (рис. 14) соответствует времени отложения в Подмосковном бассейне окской свиты. В это время, как в районе Москвы, так и на Волге и на всем Урале отлагались известняки. На юго-западной, западной и северной окраинах Подмосковного бассейна к известнякам присоединяется обломочный материал — пески и глины, что позволяет выделить здесь особую фациальную зону. К окскому возрасту отнесена при составлении этой схемы нижняя часть красноцветных пород, залегающих в основании разреза карбона в районах рек Вытегры, Андермы, Онеги, Северной Двины и Тимана.

Существование Воронежской области размыва подтверждается возрастанием роли терригенного материала в разрезе окских слоев к югу от Москвы. Область размыва в районе Курска аргументируется увеличением к югу от Москвы роли терригенного материала в разрезе окских отложений.

В Донбассе после известняков, отлагавшихся в начале визе, начала накапливаться песчано-глинистая толща (грабовская свита) с незначительными не рабочими прослоями углей. Смена песчано-глинистых пород известняками к северу (от Донбасса к Кантемировке) показывает, что принос обломочного

материала происходил в Донбассе с юга. Эта южная область размыва располагалась, повидимому, южнее современного Азовско-Подольского массива, так как по южной окраине современного Донбасса в отложениях еще нет признаков непосредств \bar{c} близости области размыва. Между фациями Донбасса (пески и глины, и Кантемировки (известняки) предположительно показана полоса промеж очной фации (известняки, глины и пески). Та же промежуточная фация известна в Ромнах. Общее распределение фаций позволяет предполагать, что область отложения осадков первоначально распространялась далеко к западу от Подмосковного бассейна и соединялась через Полесский вал со Средне-Европейской областью отложения. Фациальный режим этой промежуточной области показан, конечно, предположительно.

Последняя схема (рис. 15) соответствует времени отложения серпуховской свиты в Подмосковном бассейне, которая в масштабе наших подразделений здесь может быть параллелизована со свитами от прохоровской до мандрыкинской в Донбассе. На Урале и в Поволжье в это время продолжалось отложение известняков. В центральной части Подмосковного бассейна серпуховская свита представлена известняками с большим количеством прослоев глины, что позволяет выделить соответствующую фациальную зону. Граница между последней и областью чистых известняков Поволжья может быть проведена предположительно несколько восточнее Окско-Цнинского вала.

На границах Подмосковного бассейна в серпуховской век наблюдается более широкое распространение известняковой фации, чем раньше. На севере зона значительного развития терригенных пород среди серпуховских слоев может быть намечена в районе Вытегры и Андомы (по крайней мере, для первой половины серпуховского века). Сдвинулась здесь к северу и область отложения континентальных отложений, которые, вероятно, в начале серпуховского века отлагались в районе озер Кено и Колодозеро, а в течение всего века — в районе Онего-Двинского междуречья, на Тимане и на реке Кулое. Однако на восточном берегу Чешской губы эти слои представлены известняками.

В связи с общей трансгрессией, повидимому, погрузилась под уровень моря суша в районе Курска.

В Донбассе, а также на западе нашей территории фациальный режим приблизительно повторяет картину, изображенную на предыдущей схеме.

Конец намюрского века (рис. 16)

Интересный момент в истории Русской равнины падает на конец намюрского века, когда на западе нашей территории происходит широкое поднятие поверхности, вызвавшее перерыв в отложении осадков на всей территории Подмосковного бассейна. Отсутствует намюр также и в Ромнах. Распределение фаций в Донбассе и на востоке остается таким же, как на предыдущей схеме.

Средний карбон (рис. 17 и 18)

Для среднего карбона составлены две фациальные схемы. Одна из них (рис. 17) соответствует самому началу среднего карбона, т. е. красноцветным континентального происхождения верейским слоям Подмосковного бассейна и песчано-глинистому нефтеносному мартьяновскому горизонту Поволжья. Граница между верейской и мартьяновской фациями является весьма неопределенной и может быть намечена лишь приблизительно. Верейскую фацию следует рассматривать как результат временного расширения зоны красноцветных континентальных отложений, которые ранее в течение долгого времени окаймляли с севера и северо-запада Подмосковный бассейн. Это толкование позволяет искать слои, синхроничные верейским, в верхних горизонтах

красноцветной каменноугольной толщи Онего-Двинского междуречья и Тимана.

На западном склоне Урала в течение первой половины среднего карбона отлагались известняки. Исключение составляет район Чусовой, где в основании среднего карбона залегает пачка глин и песчаников. Следует предполагать, что в этом районе песчано-глинистая фация Поволжья распространяется к востоку несколько дальше, чем в других местах Приуралья.

На восточном склоне Урала средний карбон с основания своего разреза представлен обломочными породами (песчаники, конгломераты, сланцы), которые на крайнем юге Урала частично захватывают и западный склон.

Распространение красноцветных пород в Подмосковном бассейне заставляет предполагать поднятие поверхности на западе — в районе Полесского вала, а также к югу от бассейна, причем очертания области размыва здесь сходны с теми, которые существовали в начале визе.

В Донбассе с начала среднего карбона накапливалась угленосная песчано-глинистая толща. К северу от Донбасса фации меняются в сторону преобладания известняков. Это снова указывает, что принос материала в Донбассе осуществлялся с юга, где должна была находиться область размыва.

В Ромнах устанавливается промежуточная фация известняков, песков и глин с преобладанием последних. Отсюда область отложения протягивалась, вероятно, на запад, соединяясь со Средне-Европейским бассейном. Фациальные зоны к северу и северо-западу от Донбасса показаны предположительно.

Другая схема (рис. 18) дает изображение фациальных условий для всей остальной части среднего карбона. В это время огромная территория в пределах Русской равнины была местом отложения известняков. Терригенные фации обнаруживаются на восточном склоне Урала. На южном Урале эта фация частично распространяется на западный склон, где, согласно новым данным, в некоторых пунктах верхняя часть среднего карбона заключена в основании той флишевой песчано-глинистой свиты, которая раньше целиком относилась к артинскому ярусу.

В Подмосковном бассейне внутри каширской свиты, а также в кровле среднего карбона встречаются пачки красноцветных пород. Восточная граница их распространения на схеме показана. Временное появление этих красных глин приводит к убеждению, что зона красноцветной фации продолжала существовать до конца среднего карбона по периферии Подмосковного бассейна. Она была узкой и только временами испытывала резкое расширение. Именно эти соображения позволили нам показать на схеме зону красноцветных континентальных пород по северо-западной периферии бассейна.

С другой стороны, на этот раз нет оснований предполагать замыкание области отложения к западу от Подмосковного бассейна, и мы снова предполагаем здесь широкое сообщение со Средне-Европейским бассейном. Однако осадки здесь должны были отлагаться иные. Мы показывали здесь распространение тех песчано-глинистых осадков с прослоями красноцветных глин, которые обнаружены бурением в Ромнах.

В Донбассе сохраняются те условия, которые были изображены на предыдущей схеме.

Верхний карбон (рис. 19)

На западном склоне Уральского хребта, как показывают новые исследования, верхний карбон представлен в двух фациях: песчано-глинистой флишевого типа и известняковой. Переход от первой ко второй происходит в западном направлении. Это обстоятельство в сопоставлении с полным отсутствием верхнекаменноугольных осадков на восточном склоне Урала указывает на существование к востоку от водораздела современного Урала области размыва.

Распределение фаций верхнего карбона на западном склоне хребта в настоящее время достаточно выяснено лишь для его южной части. Предпо-

ложительно мы показываем такое же распределение фаций и для Северного Урала. Здесь нанесенная на схеме зона песчано-глинистых отложений располагается восточнее современных выходов верхнекаменноугольных слез. В полосе своих выходов эти слои представлены в известняковой фации.

Широкая область в середине Русской равнины лежит в зоне известняковой фации.

Для Подмосковского бассейна выделена особая фациальная зона, так как здесь верхний карбон представлен известняками и доломитами, содержащими большое количество прослоев красных и зеленых глин. Зона красноцветных пород по периферии Подмосковского бассейна показана предположительно на основании тех же соображений, которые по аналогичному поводу были высказаны при рассмотрении фаций среднего карбона. Красноцветная фация распространяется к югу до района Ромен, где она обнаружена бурением.

В Донбассе верхний карбон, повидому, повторяет картину фациального режима среднекаменноугольных отложений.

5. ПЕРМСКАЯ И ТРИАСОВАЯ СИСТЕМЫ

Артинский ярус (рис. 20)

Вдоль западного склона Южного, Среднего и Северного Урала артинский ярус представлен песчано-глинистой свитой флишевого типа. На Полярном Урале эта свита замещается угленосной песчано-глинистой толщей. Терригенные фации по направлению к западу сменяются фацией известняков. На границе двух фациальных зон должны быть отмечены массивы рифовых известняков, играющие столь выдающуюся роль в нефтеносности Приуралья. Распределение фаций близ Урала снова указывает на принос материала с востока и на существование области размыва в этом направлении, причем западная граница ее, повидому, переместилась к западу по сравнению с ее положением в предыдущую эпоху. В пределах этой области размыва могли существовать отдельные внутренние участки опускания, где отлагались континентальные пермские осадки с растительными остатками, констатированные в последнее время на восточном склоне Среднего Урала.

К западу от Урала артинские осадки в фации известняков распространяются вплоть до Волги. Западная граница первоначального распространения отложений этого возраста может быть намечена лишь приблизительно. Она проходила, вероятно, недалеко к западу от границы современного развития этих осадков, на что указывает появление в некоторых пунктах в этом направлении в артинских отложениях гипсов.

В Донбассе синхроничной артинскому ярусу Урала является, повидому, араукаритовая песчано-глинистая толща и толща медистых песчаников. Обе эти толщи лишены морской фауны и в значительной степени, вероятно, образовались в континентальных условиях.

Распространение этих отложений на схеме показано в соответствии со следующими предположениями: а) в связи с общим поднятием поверхности страны, устанавливаемым по изменению фациального режима, Днепровско-Донецкая область отложения в нижнепермское время должна была несколько сократиться по сравнению с предыдущей эпохой; б) к началу пермского периода складчатая область Донбасса испытала поднятие и в значительной части превратилась в область размыва.

Кунгурский ярус (рис. 21 и 22)

Для кунгурского яруса составлены две схемы. Одна соответствует началу века, а другая — его концу, когда между Уралом и Волгой на широком пространстве получила развитие так называемая уфимская красноцветная фация осадков.

На Полярном Урале в начале кунгурского века продолжалось накопле-

ние угленосной свиты (рис. 21). К югу отсюда, вплоть до Колво-Вишерского края нижняя часть кунгурских отложений не отличается от артинских и выражена в той же песчано-глинистой фации. Южнее, вдоль всего западного склона Урала нижняя часть кунгура представлена лагунными гипсо-доломитовыми осадками с примесью терригенного материала в более восточных районах и почти без него западнее. В районе Соликамска получает большое развитие каменная и калийная соль. Точно так же широкое развитие соли наблюдается в Южном Приуралье и в Урало-Эмбенском районе. Гипсо-доломитовая фация нижнего кунгура распространяется далеко к западу от Урала. Однако в Поволжье она замещается фацией известняков и доломитов (не выделена на схеме), не отличимых от артинских.

Во Владимире в верхней части нижнепермского разреза наблюдаются прослои красноцветных глин. Можно предполагать, что к этому же возрасту относятся те красноцветные породы, которые на юге-востоке Ленинградской области (река Молога) залегают непосредственно на верхнем карбоне. Западная граница первоначального распространения кунгурских осадков показана приблизительно там же, где она намечалась для предыдущего века. Местные области размыва показаны в районе рек Сока и Шешмы, где уфимские слои залегают непосредственно на артинских известняках.

В Донбассе синхроничной первой половине кунгурского яруса является, повидимому, гипсово-доломитовая свита.

На второй схеме (рис. 22) показано максимальное развитие уфимской красноцветной фации конца кунгура. Такое развитие было достигнуто в течение верхнего кунгура постепенно путем прогрессивного распространения уфимской формации с востока от Урала на запад.

В Донбассе, выше гипсово-доломитовой толщи залегают соленосная свита, сложенная солью, ангидритами, гипсом и глинами.

Верхняя пермь и нижний триас (рис. 23—25)

Планы распределения фаций спириферовых и конхиферовых слоев казанского яруса весьма сходны (рис. 23 и 24). В течение обоих веков на востоке Русской равнины, в полосе, прилегающей к Уралу, продолжалось отложение красноцветных континентальных осадков, начавших образовываться здесь в верхнекунгурское время. Западнее располагается зона песчано-глинистых отложений, которые в свою очередь сменяются в Среднем Поволжье и в бассейне Северной Двины фацией доломитов, известняков и гипсов.

Граница области размыва, занимавшей западную часть Русской равнины, может быть намечена лишь предположительно. Повидимому, с приближением к ней появляются глины в верхнепермской толще в Ярославле, глины и пески в той же толще на озере Баскунчак.

В Донбассе к верхней перми предположительно относится красноцветная свита песчаников, глин и конгломератов.

К спириферовому подъярису, возможно, относится на Полярном Урале верхняя свита угленосной толщи, в чем, однако, нельзя быть уверенным. Выделяется также район Соликамска, где в спириферовое время происходило отложение главным образом доломитов, мергелей и гипсов.

Следующая схема (рис. 25) дает изображение фациальных условий для татарского века. В это время почти на всей площади отложения в центральной части Русской равнины образовывались континентальные осадки. Лишь на юго-востоке, в прикаспийской депрессии выделяется область, где среди красноцветных отложений встречаются осадки, содержащие морскую фауну.

Средний и верхний триас

Осадки среднего и верхнего триаса на Русской равнине отсутствуют. В это время вся Европейская часть СССР (за исключением Крымо-Кавказской зоны) испытала поднятие и превратилась в область размыва.

6. ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижняя юра (рис. 26)

После происшедшего во второй половине триаса общего поднятия всей поверхности Европейской части СССР большая часть нашей территории в течение лейаса оставалась областью размыва. Континентальные нижнеюрские отложения образовывались в Урало-Эмбенской области, повидимому, распространяясь отсюда к северу, вдоль западного склона Южного Урала. Песчано-глинистые морские лейасовые отложения известны на окраине Донбасса, где они занимают, повидимому, значительную площадь и широко распространены на Кавказе. Соединение Донецкого бассейна с другими морями следует предполагать в форме пролива севернее современного складчатого Донбасса. В этой области в настоящее время нижнеюрские отложения не сохранились.

Средняя юра (рис. 27)

Отложения доггера распространены несколько шире осадков лейаса. Они заходят к северу от Прикаспийской депрессии вплоть до Жегулей. Породы континентальной доггера фации средней юры в Урало-Эмбенской области содержат нефть. Подоса континентальной фации средней юры показана в виде окаймления области отложения в Поволжье на том основании, что здесь разрез доггера начинается (Доно-Медведицкий вал, Жегули) песками континентального происхождения, зона которых при дальнейшем развитии опускания должна была вместе с морской трансгрессией переместиться вслед за смещением границы области отложения. Так как схема соответствует не началу доггера, а более позднему времени, очевидно, что эта зона континентальных песков должна быть показана за пределами развития песчано-глинистых морских отложений, т. е. несколько западнее и севернее Доно-Медведицкого вала и Жегулей. В нижнем Заволжье выделяется область развития преимущественно глинистых осадков. Границы этой области намечаются пунктами проявления этой фации в Мельникове (Саратовское Заволжье) и на озере Эльтон.

Верхняя юра (рис. 28—32)

Нижний келловей (рис. 28). С наступлением верхнеюрского времени область развития процессов отложения осадков на Русской равнине значительно расширяется. Морские отложения нижнего келловей развиты в широкой меридиональной полосе, охватывающей Нижнее и Среднее Поволжье и протягивающейся отсюда, повидимому, вплоть до берегов Баренцова моря. Другая полоса отложений простирается в западо-северо-западном направлении через Днепровско-Донецкую мульду и район Воронежа, Курска, Могилева. В Среднем и Нижнем Поволжье выделяется внутренняя область преимущественно глинистых осадков нижнего келловей, которая со всех сторон окружается областями развития фации глини и песков. На Кавказе могут быть выделены приблизительно те же фации. Несомненно, что в течение всей верхней юры на Северном Кавказе принос обломочного материала происходил с севера.* Это позволяет показать на схеме область размыва в Предкавказской низменности. Эта суша предположительно соединена с областью размыва, повидимому, находившейся на месте Азовско-Подольского массива. Очертания северной границы этой Кубано-Подольской суши нанесены с предположением, что на месте Манычской депрессии уже в то время существовала область

* Здесь и дальше не дается анализа фациального режима для Кавказа, так как это было сделано автором в другой работе (Большой Кавказ, Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126, 1938—1940).

опускания поверхности. Документально опускание здесь может быть установлено лишь начиная с верхнего мела. Фестончатый изгиб линии отражает взаимоотношение поднятия складчатого Донбасса и опускания Маньчжурской депрессии.

Вятский вал в течение всей верхней юры был областью (или группой небольших областей) размыва. По аналогии с ним мы показываем области размыва в пределах Соко-Шешминского вала и Тимана, где не сохранилось отложений, которые могли бы подтвердить или опровергнуть это предположение.

На этой и последующих схемах предположительно показаны фации осадков в Среднем Заволжье, где в настоящее время верхнеюрских (и меловых, см. дальше) осадков нет. Эта предполагаемая фациальная картина легко вытекает из общего плана распределения фаций на Русской равнине.

В оксфорде (рис. 29) область отложения осадков еще более расширяется. В Подмосковном бассейне, например, морская трансгрессия проникает к северу и северо-западу за Рыбинск и Калинин. Вместе с тем значительно расширяется область образования преимущественно глинистых осадков, и наряду с этим появляются в качестве самостоятельной фации известняки (Донбасс, озеро Эльтон, Кавказ). Мы предполагаем, что известняки северо-западного Донбасса и Эльтона принадлежат к одной общей области известняковой фации оксфорда. В Урало-Эмбенской области прекратилось образование континентальных отложений, которые сменились морскими глинами. К трем внутренним участкам размыва, о которых говорилось выше (Тиман, Вятский вал, Соко-Шешминский вал), на этой схеме прибавлен аналогичный остров в бассейне Вычегды, где также наблюдается смена фаций, указывающая на существование источника обломочного материала.

Фациальные условия кимериджского века (рис. 30) почти в точности повторяют обстановку оксфордского времени. Некоторую трансгрессию моря можно предполагать на северо-западе, в районе Гыбинска.

В нижневолжское время (рис. 31) значительное поднятие поверхности на западе сильно сузило область отложения осадков. В центральной части Русской равнины могут быть выделены: периферическая песчано-глинистая фация и внутренняя фация глин. На северо-западе Донбасса кимериджские известняки покрываются толщей песков и конгломератов континентального происхождения. Это заставляет предполагать, что сообщение между Русским бассейном и Средне-Европейским прервалось.

Еще более сократилась область отложения осадков в верхневолжский век (рис. 32), когда к тому же площадь развития глинистой фации чрезвычайно сузилась и эта фация сохранилась лишь в Нижнем Заволжье. В остальных районах отлагалась лишь фация песков.

7. МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний мел (рис. 33—35)

Для рязанских и валанжинских слоев фациальных схем мы не даем. Первая схема, относящаяся к нижнему мелу, посвящена готериву и баррему (рис. 33). Это время отложения в Поволжье и на Общем Сырте черных глин с *Sibirskites*.

В глинистой и песчано-глинистой фации неоком представлен на севере в бассейне рек Сысолы, Вычегды и Печоры. К западу от области развития глин наблюдается переход в более грубые фации (например, в районе Окско-Цнинского вала или сейчас же к западу от Волги, между Саратовом и Сталинградом). Южнее Москвы на южной окраине Подмосковного бассейна к неокому относят свиту грубых континентальных песков. Однако еще южнее, в области, лежащей между Брянском, Орлом, Воронежом и Курском, снова

обнаруживаются морские неокомские отложения в песчано-глинистой фации. Следует оговориться, что стратиграфическое положение этих пород здесь не везде ясно и этот участок схемы, следовательно, носит в некоторой степени гипотетический характер.

В Урало-Эмбенском районе неоком представлен пестрыми глинами и песками главным образом континентального происхождения.

На юго-западе в бассейне Донца и Днепра следует предполагать большую область размыва. Отдельные участки размыва, несомненно, существовали внутри языка континентальных фаций в районе Тулы. Точно так же увеличение грубости неокомских осадков с приближением к Схско-Цнинскому, Доно-Медведицкому, Вятскому валам указывает на существование в их пределах участков, подвергавшихся размыву. По аналогии указаны области размыва на Тимане и в области Соко-Шешминского вала. Общее высокое стояние поверхности земли в неокоме выразилось на схеме, в частности, присоединением Тимана к большой западной суше. Та же причина заставила нас показать границу Уральской области размыва западнее, чем на предыдущей схеме. Полоса песчано-глинистых отложений вдоль этой области размыва нанесена в значительной степени предположительно, так как там нижнемеловых отложений не сохранилось, но переход от волжской глинистой фации к востоку (по направлению к Уралу) в песчано-глинистую отмечается, например, в районе Илецка.

В аптский век (рис. 34) сокращается площадь развития глинистой фации, которая занимает теперь Среднее и Нижнее Поволжье и Урало-Эмбенскую область. К северу, в Чувашской АССР и прилегающих районах Горьковской области, обнаруживается переход к песчано-глинистой фации. Западнее — на реке Проне, у Владимира, близ Москвы — к апту относят песчано-глинистые отложения континентального происхождения. Та же фация распространена между Брянском, Орлом, Курском и Воронежем. В районе Тулы, по южной окраине Подмосковного бассейна можно предполагать существование областей размыва. Местное увеличение грубости аптских отложений близ Саратова и Доно-Медведицкого вала указывает на существование и здесь участков размыва: По аналогии показан остров на месте Окско-Цнинского вала. К северу от Волги предположительно показана полоса песчано-глинистых отложений, соединяющая Поволжье с бассейном Нижней Печоры.

Изменения фациального режима, указывающие на дальнейшее поднятие поверхности, заставило еще больше расширить к западу Уральскую область размыва и на севере присоединить к большой западной суше не только Тиман, но и область поднятий в бассейне Вычегды. Эти изменения в конфигурации областей размыва и отложения не могут быть аргументированы фактическим материалом, но они следуют из общего направления развития поверхности страны.

Следующая схема (рис. 35) дает изображение фациальных условий среднеальбского века. Для этого времени не может быть выделена зона сплошного развития глинистой фации. Самая тонкая фация — песчано-глинистая — развита в Среднем и Нижнем Поволжье и Урало-Эмбенской области. К западу и северу наблюдается переход в песчаную фацию. На южной окраине Подмосковного бассейна можно снова предполагать область размыва, что может быть косвенно подтверждено при рассмотрении фаций более поздних веков, но еще южнее на большой площади под верхнемеловой карбонатной толщей залегают «подмеловые пески», нижняя часть которых относится к среднему и верхнему альбу. Эти пески имеют, по видимому, смешанное морское и континентальное происхождение.

Нет никаких оснований полагать, что среднеальбский бассейн распространялся к северу от Волги. Вскоре после перехода близ Ульяновска в северном направлении песчано-глинистой фации в песчаную альбские отложения исчезают. Нет их и на севере, в бассейне Печоры. Местные области размыва на Окско-Цнинском, Доно-Медведицком валах и на Саратовских

поднятиях устанавливаются по увеличению по направлению к ним грубости осадков.

Изменения фациальных условий от среднего альба к верхнему (рис. 36) состояло главным образом в том, что во многих районах песчано-глинистые и песчаные отложения среднего альба сменились глинистыми осадками (в Подмосковном бассейне и в Поволжье).

Верхний мел (рис.37—41)

Распределение фаций сеномана (рис. 37) в значительной степени повторяет ту картину, которая была выяснена для альба. Можно выделить, с одной стороны, песчано-глинистую фацию в Поволжье, Урало-Эмбенской области и в районах, прилегающих к Пензе и Саранску, а с другой — песчаную фацию, обнимающую Подмосковский бассейн и Днепровско-Донецкую область, через которую снова возобновилось соединение со Средне-Европейским морским бассейном. К северу от Саратова сеноманские отложения в Поволжье отсутствуют, так как они смыты во время предтуронской регрессии. Но присутствие сеномана в песчано-глинистой фации западнее Волги — в Спасском и Керенском районах, где они представлены глинами, дает основания предполагать, что зона песчано-глинистой фации сеноманских отложений, расположенная главным образом в Заволжье, пересекала Волгу севернее Саратова и охватывала некоторую площадь в верховьях рек Суры и Мокши. Как далеко вверх по Волге распространялись сеноманские отложения, мы не знаем. Следует думать, что севернее песчано-глинистой фации должна была протягиваться еще зона песчаных осадков, за которыми находилась область размыва. Подобную смену фаций с юга на север можно наблюдать на юго-востоке при продвижении от Урало-Эмбенской области к верховьям рек Эмбы и Темира, к Актюбинску и к реке Илек. Вероятнее всего северный берег сеноманского бассейна располагался приблизительно там, где он находился в альбское время.

С наступлением туронского века фациальные условия в Европейской части СССР значительно меняются. Преобладающая роль от песчано-глинистых осадков переходит к карбонатным: мелу, мергелям, известнякам. При этом устанавливается план распределения фаций, который с некоторыми изменениями сохраняется до конца верхнемелового времени (рис. 38—41). Мергельно-меловая фация осадков распространяется в Нижнем и Среднем Поволжье, с одной стороны, и в Днепровско-Донецкой области, с другой. К этой же фации принадлежат верхнемеловые отложения северного склона Кавказского хребта. Кроме этих отложений для верхнего мела Русской равнины весьма типична фация глин, мергелей и опок, которая является типом прибрежных осадков. Последние обогащаются песчаным материалом с приближением к областям размыва. Расположение этой последней фации является главным критерием для проведения границы между сушей и морем. По этому признаку устанавливается, например, существование области размыва в складчатом Донбассе, которая соединялась с большой Азовско-Подольской сушей; и с течением времени испытывала постепенное сокращение своей площади, хотя ореол глинисто-опочной фации вокруг нее становился все шире. С востока в пределы Азовско-Подольской суши включивалась область отложения от Ростова через Гуляй-Поле по направлению к Запорожью. Местные области размыва устанавливаются на Доно-Медведицком валу и в районе Саратовских поднятий. Прибрежные фации к северу от Днепровско-Донецкой области в Брянском и Жиздринском районах указывают на присутствие области размыва, которая в течение времени с турона до сантона включительно, когда продолжалось отложение осадков на некоторой площади в Подмосковном бассейне, имела форму выступа юго-восточного простирания, с осью, проходившей приблизительно через Тулу. Позже поднятие поверхности приводит к прекращению процесса отложения в

Подмосковном бассейне и очертания разросшейся северной суши становятся более простыми. Во второй половине верхнемелового времени часть береговой линии здесь ясно намечается песчаными фациями кампанских и маастрихтских отложений близ Пензы, в Чембарском районе, в верховьях рек Медведицы, Хопра и Вороны, и отсутствием послесантонских отложений верхнего мела близ Тамбова.

Доно-Медведицкий вал и Саратовские поднятия в течение всех рассматриваемых веков верхнего мела были окружены ореолом прибрежных фаций, и наличие здесь местных областей размыва не подлежит сомнению. Близ Саратова, а также в Пензе и в верховьях рек Хопра и Вороны отсутствуют, в связи с трансгрессивным залеганием более высоких горизонтов, туронские отложения. Однако эти отложения, вероятно, здесь первоначально существовали и были представлены в песчано-мергельной и глинистой фациях, области развития которых окружают эти районы. По той же причине туронские отложения отсутствуют в Общем Сырте. Там они были представлены, следует думать, в мергельно-меловой фации, характерной для соседней Урало-Эмбенской области.

Что касается северной границы первоначального распространения верхнемеловых отложений на Волге и в Заволжье, то она может быть намечена в значительной степени лишь предположительно. Переход мергельно-меловой фации Урало-Эмбенской области к северу, к Актюбинску, в прибрежные фации позволяет наметить сушу на месте современной горной области Южного Урала. В Орско-Халиловском районе в первой половине верхнего мела отлагались пески континентального происхождения.

Распространение кампанских и сантонских отложений довольно далеко к северу, вдоль западного склона Урала (в Башкирии), и присутствие таких же отложений в бассейне Печоры позволяет предполагать для этих веков существование меридионального морского рукава вдоль западного склона Урала.

Полоса прибрежных фаций, пересекающая Волгу севернее Ульяновска и окаймляющая северную сушу, показана предположительно, исходя из общего фациального режима верхнемеловой эпохи.

При нанесении границ фациальных зон между Сталинградом и Кавказом и в нижнем течении Дона были использованы данные бурения в станице Гремячей на реке Аксай и в Калмыцко-Сальских степях.

48. ТРЕТИЧНАЯ СИСТЕМА

Палеоген (рис. 42—45)

Первая схема посвящена нижнему палеоцену (рис. 42). К нему относятся сызранские и нижнесаратовские слои Поволжья и свита Горячего Ключа на Кавказе. Разрез этих отложений в Поволжье довольно сложен и состоит из осадков различного литологического характера. Наша схема отмечает лишь наиболее характерные черты разреза.

В Нижнем Поволжье и в Общем Сырте, а также к востоку от современного Уральского хребта выделяются фации опок и песков. К западу от Волги — на реках Инзе, Суре, Узе, Кададе и Кочелаве, а также на юге Вольского района, близ Саратова, Камышина и Сталинграда обнаруживается переход от этой фации к осадкам преимущественно песчаным. Это обстоятельство вместе с отсутствием нижнепалеоценовых отложений еще далее к западу (в том числе и в Днепровско-Донецкой области) позволило наметить западную границу бассейна в Поволжье. В Калмыцко-Сальских степях палеоцен представлен песчано-глинистыми осадками, сходными со свитой Горячего Ключа Северного Кавказа. В Урало-Эмбенской области весь палеоген, в том числе и нижняя его часть, представлен главным образом глинами, иногда мергелистыми. Так как нет оснований предполагать здесь отсутствие нижнего палеоцена, то, повидимому, и этот отдел представлен в указанном районе гли-

нистой фацией. Северная граница первоначального распространения нижнепалеоценовых отложений в Поволжье показана предположительно.

Следующая схема (рис. 43) соответствует верхнему палеоцену и среднему эоцену, т. е. верхнесаратовским и царицынским слоям Поволжья, а также каневским и бучакским слоям Днепровско-Донецкой области и фораминиферовой свите Кавказа.

Распределение фаций в Поволжье здесь в общем повторяет картину предыдущего века. Следует отметить, что царицынские слои развиты в настоящее время в Поволжье лишь к югу от Вольска, а севернее не сохранились. Возможно, что царицынский бассейн распространялся вверх по Волге несколько меньше, чем саратовский.

Близ Ульяновска верхнесаратовские слои представлены опоками, глинами и песками, которые западнее, на реках Инзе и Суре, сменяются песчаной толщей.

Переход от фации глин, песков и опок к фации песков отмечается также к югу от Саратова и к западу от Волги, близ Сталинграда. Каневские и бучакские слои в Днепровско-Донецкой области представлены песками. Первые выделены лишь близ города Канева, но вторые распространены очень широко. Бучакские слои налегают трансгрессивно на докембрий Азовско-Подольского массива, но к югу выклиниваются, и очевидно весь массив не был ими перекрыт. Северная граница распространения бучакских слоев устанавливается весьма предположительно. Повидимому, они все же не достигали Брянска, Курска и Воронежа.

Бурение в Калмыцко-Сальских степях показало, что здесь разрез эоцена близок разрезу его на Северном Кавказе и сложен мергелистыми глинами и мергелями. В Урало-Эмбенской области преобладают глины, хотя различие между мергельной и глинистой фациями, повидимому, очень невелико.

Верхний эоцен (рис. 44), к которому относятся «киевские слои», почти всюду представлен мергелями и мергелистыми глинами. Они известны в Урало-Эмбенской области и на Волге, в районе Сталинграда, где отмечается переход их в фацию песков в западном направлении. Мергельная фация киевских слоев развита в Днепровско-Донецкой области, где эти слои распространены шире, чем предыдущие отложения. В ряде пунктов на периферии бассейна обнаруживается переход мергелей и глин в пески. На северной границе Урало-Эмбенской области, близ Актюбинска, фация мергелей также замещается толщей песков, глин и опок. Близ Орска известны континентальные (озерные) песчано-глинистые отложения с эоценовой флорой. Такого же типа осадки известны в Башкирии. Их относят как к эоцену, так и к олигоцену. Условно эти отложения показаны на рассматриваемой схеме.

Дальше следует схема (рис. 45) распространения фаций харьковских и полтавских слоев, которые относят к миоцену. На Кавказе в это время отлагалась «майкопская свита». В Днепровско-Донецкой области харьковские и полтавские слои представлены в центральной части территории песками и глинами, а по ее окраинам — только песками. Эти слои здесь распространены значительно шире, чем предыдущие. На юге они перекрывают всю площадь Азовско-Подольского массива, в пределах которого сохранялись, повидимому, лишь отдельные незначительные местные участки размыва. Такие участки можно предполагать близ Мариуполя и в центральной части складчатого Донбасса. На севере Днепровско-Донецкой области харьковские и полтавские пески также распространяются шире нижележащих палеогеновых слоев. Первоначальную границу области отложения здесь следует провести несколько севернее площади современного развития палеогеновых отложений.

На Волге близ Сталинграда те же слои представлены в фации глин, близко напоминающих майкопские глины Кавказа. Эта же фация распространяется отсюда в Урало-Эмбенскую область, Ергени, Калмыцко-Сальские степи.

В бассейне левых притоков Тобола олигоценные отложения представлены в фации глин и песков, которая, повидимому, характерна и для района Актюбинска. В Орско-Халиловском районе и в Башкирии показано развитие континентальных озерных отложений, точный возраст которых, как сообщалось выше, не вполне ясен (эоцен или олигоцен, или весь палеоген).

Для Большого Кавказа на схеме воспроизведена картина, относящаяся к верхнемайкопскому времени.

Миоцен

Фациальный режим миоцена иллюстрирован одной схемой (рис. 46), соответствующей среднему сармату. В области Главного Кавказского хребта к этому времени уже развернулось большое поднятие поверхности, являвшееся основным фактором в распределении в этой области фациальных зон. Севернее Кавказа средний сармат в глинистой и песчано-глинистой фации известен в Калмыцко-Сальских степях и на южной окраине Ергеней. Та же фация, отличающаяся присутствием прослоев известняков, развита на юге Урало-Эмбенской области. В Северном Крыму и в низовьях Днепра и Буга для среднего сармата характерна фация известняков. Но севернее, по южной окраине Азовско-Подольского массива, наблюдается переход этой фации в песчано-глинистую и даже континентальную угленосную фацию. Песчаные отложения среднего сармата перекрывают Азовско-Подольский массив и захватывают также юго-западную и южную окраины Донбасса. Судя по изменению фаций, современная граница развития этих отложений довольно близко соответствует северному берегу среднесарматского бассейна. На западном склоне Южного Урала и в Общем Сырте во многих местах указываются континентальные (повидимому озерные) миоценовые отложения. Область, в пределах которой встречаются пятна этих озерных отложений, околтурена на нашей схеме пунктиром.

Плиоцен

Фациальный режим плиоцена иллюстрирован двумя схемами. Одна из них посвящена понтическому времени (рис. 47). Процесс поднятия и расширения области размыва в Большом Кавказе значительно продвинулся вперед. В то же время море регрессировало на севере. Близ Одессы и в Северном Крыму понтические отложения представлены главным образом известняками. На Тамани и в нижнем течении Кубани тот же ярус представлен глинами. Известняки и глины к северу быстро переходят в фации песков, конгломератов и глин, а местами и в фацию континентальных осадков. Понтический бассейн лишь незначительно проникал в область Азовско-Подольского массива. К северу от Кавказа песчано-глинистая фация понта известна в Калмыцко-Сальских степях.

Другая схема (рис. 48) воспроизводит картину распределения фаций апшеронского яруса. Его развитие приурочивается к Куринской и Терской низменностям. Из последней он распространяется в Прикаспийскую низменность, где отложения этого яруса заходят на север, повидимому, до Мельшикова (южнее города Пугачева).

II. МОЩНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ

На схемах распределения мощностей (изопахические схемы, рис. 49—73) показано распределение мощностей каждого стратиграфического подразделения в том виде, в каком оно установилось к началу следующего геологического века. Таким образом, принимаемые цифры должны соответствовать размеру мощностей, сохранившихся под подошвой следующего яруса. Там,

для нижнего кембрия дается мощность этого отдела, сохранившаяся к началу среднего кембрия, для верхней юры — мощность, сохранившаяся под подошвой нижнего мела, и т. д. Отсюда следует, что в качестве областей «нулевых мощностей» мы показываем на наших схемах участки, где отложение осадков данного яруса вовсе не происходило и где осадки образовывались, но были смыты до наступления следующего века. Естественно, что области размыва, устанавливаемые анализом фаций, должны фигурировать на соответствующих изопахических схемах в качестве зон «нулевых мощностей». Но территория последних может быть и значительно больше площади областей размыва за счет присоединения к ней тех районов, где осадки отлагались, но были смыты до начала следующего века.

Из изложенного ясен порядок составления изопахических схем. Сперва оконтуриваются области размыва, как они устанавливаются анализом фаций. К ним присоединяются участки, где осадки данного стратиграфического подразделения смыты полностью до наступления следующего века. Те и другие составят вместе площади «нулевых мощностей». Далее на карту наносится по возможности максимальное количество цифр, отвечающих наблюдаемым мощностям, и проводятся изолинии определенного сечения.

Фактические данные, на которых основывались наши изопахические схемы, чрезвычайно разнохарактерны, и степень относительной достоверности их далеко не всегда может быть определена. В процессе кропотливой работы по отбору наиболее удовлетворительных данных, конечно, были допущены ошибки. Чтобы сделать их влияние наименьшим, мы старались достигнуть максимальной простоты схем, которые в связи с этим дают обобщенную картину распределения мощностей и имеют целью выявить лишь основные закономерности этого распределения. Как показывает практика, наибольшие субъективные ошибки при подсчете мощностей случаются там, где мощности очень велики. В связи с этим мы не проводим на схемах в зонах больших мощностей все возможные изолинии. Например, цифры мощностей артинских отложений на западном склоне Урала в одной и той же полосе колеблются от 800 до 3 000 м. Вся эта полоса оконтурена изопахитой 700 м, а изолинии, отвечающие большим мощностям, не проведены вовсе. Такое упрощение несколько не мешает выявлению общего качественного плана распределения больших и меньших мощностей.

На некоторых схемах помещено мало цифр, и отсюда может возникнуть впечатление, что такие схемы плохо обоснованы. Конечно, во многих случаях, если не во всех, было бы желательно иметь в своем распоряжении значительно больше фактических данных, чем это оказалось возможным. Но при каждом сомнении в справедливости помещенных здесь схем следует попытаться, пользуясь теми же данными, нарисовать картину распределения мощностей, принципиально отличающуюся от нашей. Количество случаев, когда это удастся, будет, вероятно, невелико. Имея мало данных, мы в согласии с соображениями, высказанными выше, пытались идти по пути наибольшей простоты. В результате мы получаем, может быть, очень грубую, но, как нам кажется, принципиально правильную картину. Дополнительные данные смогут, конечно, обнаружить упущенные детали, но основной план распределения мощностей, устанавливаемый здесь, едва ли во многих случаях испытает коренное изменение.

Обратимся к примеру. Для живецких отложений Русской равнины мы имеем очень мало цифр мощностей (рис. 55). На каких соображениях основывается нарисованная нами картина? На юге-западе равнины, если воспользоваться результатами анализа фаций, может быть намечена нулевая изопахита, которая проходит приблизительно через Киев, севернее Харькова и между Доном и Северным Донцом. К северу от этой линии мы имеем отметку мощности живецких отложений (30 м на Дону). В то же время в Москве устанавливается мощность не менее 800 м. Мы не обсуждаем сейчас достоверность этих цифр, а только иллюстрируем способ оперирования

с принятыми размерами мощности. На всем протяжении между Павловском и Москвой нет никаких иных данных о мощности интересующих нас отложений, и мы вынуждены основываться только на двух этих цифрах, столь далеко отстоящих одна от другой. Пользуясь «принципом наибольшей простоты», мы делаем предположение, что изменение мощностей от Павловска к Москве совершается приблизительно равномерно, и в соответствии с этим распределяем изолинии. Уклонение от равномерности в данном случае состоит лишь в том, что расстояния между нулевой и стометровой изопахитами больше, чем между следующими. Это продиктовано тем, что район Курска и Воронежа почти во всей геологической истории нашей равнины выявляется в качестве области относительно малых мощностей. Можно думать, что эта особенность сказывалась уже и в живетский век. Последнее соображение является спорным, и возможен, конечно, иной вариант, при котором все расстояния между изопахитами будут равными.

Легко видеть, что принципиально картина от этого несколько не изменится. Она изменилась бы больше, если бы был обнаружен значительно более сложный закон изменения мощностей от Москвы к Павловску. Вероятность такой сложности очень мала, так как более или менее плавное уменьшение мощностей от Москвы к югу характерно для всех эпох, которые оставили свои отложения в Подмосковном бассейне.

Здесь был рассмотрен один из самых сомнительных случаев. В большинстве других для наших построений может быть найдена значительно более полная аргументация.

Конечно, элемент интерполяции и даже экстраполяции в изопахических схемах неизбежен, но нам кажется, что он играет в них не большую роль, чем при составлении схем распределения фаций.

Отдельно следует остановиться на тех случаях когда, обнаруживая отсутствие осадков данного стратиграфического подразделения, мы не можем определить, уничтожены ли они сейчас же вслед за своим отложением, т. е. перед наступлением следующего века или же позже. Ответ на этот вопрос весьма существенно получить, так как в зависимости от него мы должны будем показать изучаемую область зоной нулевых мощностей или же участком накопления каких-либо вещественных мощностей.

Приведем пример. К северу от Донбасса буровые скважины обнаружили непосредственное налегание верхнего мела (туронский ярус) на палеозой. Вся юрская система и нижний мел здесь в разрезе отсутствуют. Составляя схемы распределения мощностей ниже-, средне- и верхнеюрских отложений, мы оказываемся в этом случае прежде всего перед вопросом, отлагались ли здесь осадки перечисленных отделов. Анализ фаций показал, что на этот вопрос следует ответить утвердительно. В течение всего юрского периода отложение осадков в районах, лежащих непосредственно к северу от Донбасса, имело место (рис. 26—32).

В ниже- и среднеюрское время здесь протягивалась полоса моря, соединявшая большой морской бассейн Нижнего Поволжья с Днепровско-Донецкой областью. В течение келловейского, оксфордского и кимериджского веков сюда достигало открытое море, покрывавшее почти всю Русскую равнину. В волжский век в той же полосе происходило отложение осадков континентального происхождения. После длительного перерыва процесс отложения здесь возобновился в альбское время, когда в тех же районах образовались частично морские частично континентальные осадки.

Получив таким образом ответ на первый вопрос, мы должны поставить следующий: когда юрские и нижнемеловые отложения здесь были размыты? Так как фактический материал не может дать определенного ответа на этот вопрос, мы вынуждены оставаться в сфере предположений. Первое возможное предположение состоит в том, что в течение всей юрской системы и в конце нижнего мела здесь происходило накопление осадков, которые были полностью размыты перед наступлением туронского века. В этом случае

нулевые мощности должны быть показаны в интересующем нас районе только на схеме распределения мощностей нижнемеловых отложений, а на изопохических схемах нижней, средней и верхней юры там же должны быть показаны какие-то вещественные мощности.

Другое предположение заключается в том, что в указанной полосе явления поднятия и размыта совершались неоднократно и раньше, причем их суммарный эффект состоял в том, что к концу каждого отдела из числа названных все его отложения оказывались полностью размытыми. В этом случае на всех схемах, посвященных распределению мощностей юрских и нижнемеловых отложений, необходимо показать эти районы в качестве области нулевых мощностей. Возможны, конечно, и иные толкования, которые будут представлять собою некоторые комбинации из указанных предположений. Все такие комбинации, повидимому, одинаково возможны и вероятны, и принципиально они мало отличаются одна от другой. Мы избрали некоторый средний путь, который, как нам кажется, позволяет наиболее рельефно подчеркнуть особенности развития этой области. Вся геологическая история показывает, что после поднятия складчатого Донбасса (в начале пермского периода) полоса, окаймляющая Донбасс с севера, проявила себя в качестве зоны относительно большего опускания земной коры, чем районы, расположенные далее к северу по среднему течению Дона. Именно это обстоятельство определяло то, что указанная полоса являлась постоянной связью между бассейнами Поволжья и Днепровско-Донецкой области. Это соображение позволяет нам считать, что, хотя к северу от Ворошиловграда погружение земной коры отличалось значительно меньшей интенсивностью, чем на Волге или в Днепровско-Донецкой мульдe и часто прерывалось поднятиями, вызывавшими размыт, оно все же было достаточным, чтобы к концу каждого отдела юры здесь сохранялись некоторые вещественные, хотя и небольшие, мощности осадков. Последние по нашему предположению были окончательно размыты только в течение нижнего мела, когда на юго-западе нашей равнины произошло общее поднятие поверхности и на долгое время (до среднего альба) здесь установился континентальный режим. Альбские же осадки в той же полосе были размыты уже перед наступлением верхнемеловой эпохи. Нам кажется, что эти предположения являются вполне вероятными и во всяком случае в них не больше гипотетического элемента, чем в любых других предположениях, которыми поневоле приходится пользоваться при составлении каких угодно полеогеографических схем. Здесь снова следует подчеркнуть, хотя это и вытекает из всего сказанного, что далеко не все точки наших изопохических схем указывают на тот размер мощностей, который характеризует соответствующие отложения в настоящее время. Толщи отложений сейчас могут быть значительно уменьшены в своей мощности или вовсе уничтожены, между тем как на схеме они будут обладать вещественной мощностью, поскольку надлежащие умозаключения показывают, что эта свита сохранялась в данном месте к моменту начала отложения осадков последующего стратиграфического подразделения.

Следовательно, использование наших схем для прогнозов возможно лишь после некоторых коррективов. Эта оговорка не относится к тем точкам, где замеры мощностей указаны цифрами, так как повсюду эти цифры отвечают, конечно, реально наблюдаемому современному размеру мощностей.

III. НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Сопоставляя наши фациальные и изопохические схемы, не трудно выяснить, что как фациальный режим, так и распределение мощностей на территории Европейской части СССР подчиняются в грубых своих чертах некоторым весьма несложным закономерностям.

Обратимся прежде всего к областям, окаймляющим рассмотренную территорию.

Развитие геосинклиналей

Как показывают изопохические схемы, в течение кембрия и силура на северо-западе, в Скандинавии, происходило чрезвычайно интенсивное погружение земной коры. Общая мощность кембрийских и силурийских отложений превысила здесь 7 000 м. Это — Грампианская геосинклиналь, начавшая и закончившая свое развитие в течение каледонского цикла.

По смещению изопохит мы можем констатировать, что в течение кембрия и силура эта геосинклиналь постепенно расширялась по направлению к юго-востоку. Несомненно, что в пределах современного континента мы видим лишь юго-восточную периферию геосинклинали, внутренняя часть которой находится сейчас на дне Атлантического океана. Поэтому прогрессивное распространение опускания земной коры к юго-востоку следует рассматривать как половину симметричного процесса развертывания всей геосинклинали.

Фациальный характер осадков грампианской геосинклинали испытывал с течением времени изменения, составившие в своей совокупности большой цикл. В самом конце протерозоя, когда погружение геосинклинали здесь только началось, на северо-западе Скандинавии отлагалась спарамитовая формация континентального происхождения (схемы нет). Нижний кембрий имеет преимущественно песчаный состав, средний и верхний кембрий — песчано-глинистый. В нижнем силуре получают широкое распространение известняки. Однако в верхнем отделе того же периода снова преобладание возвращается к песчаным и песчано-глинистым осадкам. Можно добавить, что в течение верхнего силура грубость осадков быстро возрастала, и к концу отдела в Скандинавии широкое развитие получили отложения континентальных фаций. Обычно это — красноцветные отложения. В той же области известны также красноцветные континентальные осадки девонского периода, распространенные отдельными пятнами.

Мы видим также, что в течение кембрия принос обломочного материала в Грампианскую геосинклиналь осуществлялся снаружи, с юго-востока, из вне-геосинклинальной области. Однако в нижнем силуре условия меняются: главный принос материала идет теперь с северо-запада, т. е. изнутри геосинклинали. В последней, следовательно, возникло внутреннее поднятие (центральная геантклиналь), что не мешало периферической части геосинклинали продолжать свое интенсивное погружение. Это поднятие, несомненно, прогрессировало к началу верхнего силура, когда с него стал поступать более грубый кластический материал. Если бы мы могли проследить историю верхне-силурийского времени более подробно, мы увидели бы, что общее большое поднятие, происшедшее в Скандинавии в самом конце верхнего силура и завершившее цикл геосинклинального развития этой области, явилось с внешней стороны конечным результатом развертывания центрального поднятия. Последнее, начавшись во внутренних частях геосинклинали, лежавших, как указывалось, в пределах современного Атлантического океана, распространилось постепенно и на территорию современного континента и вовлекло ее в интенсивное воздымание, вытеснив здесь тем самым геосинклинальный режим.

Рассмотрим теперь историю области, занятой сейчас складчатым Донбассом. Здесь, как и в Скандинавии, имело место значительное погружение земной коры, и поэтому можно говорить о бывшей Донецкой геосинклинали. Но развитие ее протекало в течение следующего, герцинского цикла. Накопление осадков началось здесь, по видимому, в франкий век. Оно продолжалось в течение фаменского и турнейского времени, но всю свою интенсивность приобрело в конце визе. С этого времени до конца каменноугольного периода в Донецкой геосинклинали накопилось местами свыше 10 км осадков.

Совершенно очевидно, что Донецкий бассейн не был самостоятельной обособленной геосинклиналью. Он представлял собой лишь незначительную периферическую часть обширной геосинклинали, внутренняя часть которой располагалась много южнее.

В течение верхнего девона в Донбассе накапливались преимущественно кластические осадки, в значительной мере континентального происхождения. Но с начала каменноугольного периода они сменились известняками, которые определяли фациальный режим этой области в течение турнейского века и большей части визейского.

Хотя терригенный материал в это время почти не достигал Донбасса, важно отметить, что источник его находился на севере, т. е. за пределами геосинклинальной зоны.

В конце визейского века в Донбассе начинается накопление песчано-глинистой толщи, обнимающей собой намюр, средний и верхний карбон. В среднем и верхнем карбоне здесь происходило интенсивное углеобразование.

Распределение фаций в Донбассе и прилегающих районах в это время свидетельствует с полной очевидностью, что на этот раз принос обломочного материала осуществлялся здесь с юга, т. е. из внутренних частей геосинклинали, где, следовательно, происходило поднятие. К северу от Донбасса песчано-глинистые отложения верхнего визе, намюра, среднего и верхнего карбона сменяются известняками. Об интенсивности внутреннего поднятия можно судить по объему снесенного с него терригенного материала.

К концу каменноугольного периода происходит поднятие складчатого Донбасса, которое мы можем считать следствием расширения указанного внутреннего поднятия, постепенно распространившегося к северу. На окраинах Донецкого бассейна, по периферии поднятия, в течение пермского времени происходило накопление лагунных (гипсоносных и соленосных) и континентальных осадков, причем большую роль играли осадки красноцветные.

Мы видим, что развитие как колебательных движений земной коры, так и фациальных условий в Донецкой геосинклинали совершенно аналогично тем же процессам в Грампианской геосинклинали. К этому вопросу мы еще вернемся позже.

На востоке изучаемая территория окаймлена третьей зоной значительного погружения земной коры — Уральской геосинклиналию. Здесь опускание земной коры началось в нижнем кембрии, а ликвидировались все участки интенсивного погружения только в верхнепермское время, когда на Урале произошло общее поднятие, закончившее геосинклинальное развитие этой области. Таким образом, погружение продолжалось здесь весьма длительное время. Оно не оставалось, однако, в одной и той же зоне.

В последние стадии жизни Уральской геосинклинали наблюдается вовлечение в интенсивное опускание области, которая раньше лежала за пределами геосинклинали. Мы имеем в виду сравнительно узкую полосу Предуралья, где только с верхнего карбона начали накапливаться большие мощности осадков. Так как Уральский хребет соответствует, подобно Скандинавским горам и Донецкому бассейну, лишь периферии большой сложной геосинклинали, другое крыло которой следует искать в Сибири — на Енисее, то вовлечение в опускание Предуральской зоны следует рассматривать как расширение Уральской геосинклинали.

Фации осадков Уральской геосинклинали чрезвычайно разнообразны, и на первый взгляд здесь трудно заметить ту простую закономерную смену во времени терригенных осадков известняками и обратно терригенными, которая составляла основу фациального развития Грампианской и Донецкой геосинклиналей. Однако сквозь эту сложность все же просвечивает общая схема развития того же типа. С кембрия до эйфельского яруса среднего девона включительно среди осадков Уральской геосинклинали обломочные породы играют в общем значительную роль. Укажем на зильмердакскую и инзерскую свиты нижнего кембрия, ашинскую свиту нижнего силура, песчаники и граптолитовые сланцы верхнего силура, грубые пески нижнего девона на западном склоне Среднего и Северного Урала. Существенно при этом отметить, что принос обломочного материала происходил главным образом с запада, т. е. из областей, лежавших за пределами геосинклинали.

Живетский ярус отличается от предыдущих повсеместным развитием на Урале известняков при почти полном отсутствии терригенных отложений (вулканогенные обломочные породы, как легко понять, не противоречат этому заключению).

В верхнем девоне мы снова обнаруживаем на Урале большие массы обломочного материала, который на этот раз имеет уже восточное происхождение, т. е. поднятие, которое его порождало, возникло где-то во внутренних частях Уральской геосинклинали, лежащих в пределах современной Западно-Сибирской низменности. Этот внутренний источник давал еще больше материала в турнейский век и в течение первой половины визе, когда, сперва только на восточном, а потом и на западном склоне Урала, накапливалась угленосная свита. Далее, во второй половине визейского века наступает как бы некоторое временное возвращение к пройденному уже этапу, и мы видим на Урале всеобщее распространение известняков. Но с начала среднекаменноугольного времени наметившаяся закономерная линия развития возобновляется и удерживается вплоть до конца всего цикла. В среднем карбоне принос обломочного материала из внутренних частей Уральской геосинклинали в западную периферическую зону, которая продолжает прогибаться, становится весьма интенсивным. Впоследствии этот процесс приноса материала еще более усиливается, что указывает на увеличение интенсивности поднятия внутри геосинклинали. А постепенная миграция терригенных фаций все дальше на запад свидетельствует о расширении этой внутренней области поднятия, о смещении ее западной границы все дальше к западу.

В конце нижнепермской эпохи в периферической Предуральской зоне продолжающегося погружения наблюдается переход от морских осадков к красноцветным континентальным отложениям, которые, накапливаясь на периферии все более и более развертывающегося внутреннего поднятия, заканчивают цикл седиментации Уральской геосинклинали.

Таким образом, общая схема развития фациального режима на Урале оказывается той же, что и в двух предыдущих случаях. Однако Урал отличается, во-первых, тем, что его геосинклиналь начинает и заканчивает свое развитие не в один цикл, а в течение двух циклов — каледонского и герцинского; во-вторых, тем, что развитие фациальных условий оказывается более сложным, что выразилось, в частности, в появлении известняков в верхнем визе.

Можно показать, что эти особенности в развитии Урала легко объясняются его особым положением в сложной системе Урало-Иртышской геосинклинали, как каледонской, так и герцинской. Здесь невозможно, однако, заниматься этим вопросом, поскольку для этого необходимо было бы привлечь большой посторонний материал.

Наконец, на юге нашу территорию ограничивает Большой Кавказ. Мы рассматривали лишь мезозойскую и кайнозойскую историю его. В это время здесь существовала геосинклиналь, развивавшаяся в течение альпийского цикла. Хотя Большой Кавказ является лишь частью широкой и сложной геосинклинальной зоны, он представлял собой вместе с тем и некоторое обособленное целое, самостоятельную геосинклиналь второго порядка. При этом здесь в единственном из числа рассматриваемых случаев можно наблюдать процесс эволюции колебательных движений земной коры и фациальных условий на протяжении полного поперечного разреза через геосинклинальную область и убедиться в его симметричности.

Интенсивное погружение и постепенное расширение геосинклинали наблюдается на Кавказе в течение юрского, мелового и палеогенового времени. В юрскую и нижнемеловую эпохи общим преобладанием пользовались осадки терригенные; некоторое исключение представляет собой часть верхней юры, когда широкое распространение получили известняки. В это время

принос обломочного материала происходил главным образом с севера и с юга, из-за пределов данной геосинклинали.

Верхнемеловое, эоценовое и нижнеолигоценое время проходит на Кавказе под знаком решительного преобладания карбонатных фаций — известняков и мергелей.

Резкое изменение условий наступает в среднем олигоцене. Начиная с этого момента, вплоть до конца существования на Кавказе геосинклиналичного режима, преобладание закрепляется за обломочными осадками. При этом основной источник последних теперь располагается уже не снаружи, а внутри Кавказской геосинклинали. Здесь, приблизительно на месте наиболее интенсивного предыдущего погружения, возникает зона чрезвычайно энергичного поднятия — центральная геоантиклиналь, тогда как опускание продолжается в периферических частях геосинклинали — в Куринско-Рионской и Терско-Кубанской депрессиях. Постепенное расширение центральной геоантиклинали в течение миоцена и плиоцена ведет как бы к прогрессивному вытеснению опускания поднятием. В фациальных условиях это сказывается в форме все большего замещения морских осадков континентальными. Наконец, в четвертичное время геосинклиналичный режим на Кавказе полностью отмирает, и здесь происходит общее поднятие поверхности.

Из предыдущего видно, что развитие геосинклиналей, окаймлявших Европейскую часть СССР, происходило по одному плану. Это развитие начинается с общего погружения геосинклинали. По мере расширения последней фации осадков изменяются от первоначального преобладания обломочных к преобладанию известняков. Основные источники терригенного материала в это время расположены снаружи, за пределами геосинклиналичной зоны. Затем на некоторой стадии происходит то, что ранее было названо нами инверсией геотектонического режима: внутри геосинклинали возникает зона поднятия — центральная геоантиклиналь. Погружение земной коры сохраняется в это время на периферии геосинклинали, которая вся в целом продолжает еще свое расширение. Последнее, в совокупности с разворачиванием центральной геоантиклинали, дает картину постепенного смещения периферических зон опускания наружу, что хорошо наблюдается на примере истории Уральской геосинклинали. В эту стадию центральная геоантиклиналь представляет собой основной источник обломочного материала, направление сноса которого теперь, очевидно, становится прямо противоположным предыдущему.

Расширение центральной геоантиклинали ведет к постепенному вытеснению опускания поднятием, и цикл развития заканчивается общим поднятием всей области бывшей геосинклинали. Только на самой периферии ее сохраняются обычно узкие зоны медленного погружения (краевые субгеосинклинали, или «передовые впадины»).

Таково развитие некоторых геосинклиналей, как оно рисуется из сопоставления наших схем.

Обратимся теперь к основной, внутренней части Русской равнины.

Развитие Русской геоантиклинальной площади

Эта область, как видно из изопахических схем, не испытывала ни в палеозое, ни в мезозое и кайнозое столь значительного погружения земной коры, как соседние геосинклинали. Мощности отложений здесь относительно малы. Это внегеосинклиналичная, геоантиклинальная площадь для всех трех последних циклов — каледонского, герцинского и альпийского.

Но внутри себя, как легко видеть, Русская геоантиклиналь всегда расчленялась на геотектонические области низших порядков, различавшиеся между собой большей или меньшей интенсивностью опускания или поднятия. В связи с этим геоантиклинальная площадь распадается на субгеосинклинали и субгеоантиклинали.

Для каледонского цикла, т. е. кембрийского и силурийского периодов, может быть установлена в пределах Русской геосинклинали область относительного погружения земной коры в Прибалтике — Прибалтийская субгеосинклинали. Она отделялась от Грампианской геосинклинали Скандинавии полосой поднятия или меньшего погружения земной коры (меньшие и нулевые мощности осадков) — Финской субгеосинклинали, охватывавшей Финляндию и значительную часть Швеции.

В конце силура, вместе с отмиранием Грампианской геосинклинали и поднятием ее произошло поднятие и на прилегающих участках геосинклинальной площади. Огромная территория, от Атлантического океана до Урала, становится областью размыва. Это состояние продолжается до конца эйфельского века (средний девон) и резко меняется в начале живетского века, когда значительные площади на Русской равнине испытывают опускание поверхности и становятся ареной накопления осадков.

Если мы теперь сравним между собой изопахические схемы, начиная от живетского яруса вплоть до конца мезозоя, то не трудно будет убедиться в том, что в течение этого длительного промежутка времени, охватывающего герцинский и альпийский циклы, распределение мощностей свидетельствовало о наличии весьма устойчивого плана в расположении областей большего и меньшего опускания и поднятия, т. е. субгеосинклиналей и субгеосинклиналей.

Канва этого плана слагалась из следующих элементов: 1) Широкая меридиональная полоса, охватывающая Нижнее и Среднее Поволжье и протягивающаяся отсюда в бассейн Нижней Печоры, проявляла себя в качестве зоны относительно большого накопления осадков; это Волго-Печорская субгеосинклинали. 2) Другая не менее устойчивая область большого накопления осадков обнаруживается в Подмосковном бассейне — Московская субгеосинклинали; она является как бы большим «заливом» Волго-Печорской субгеосинклинали. 3) В Днепровско-Донецкой области в течение палеозоя, как мы знаем, располагалась Донецкая геосинклинали; в конце палеозоя, после складчатости и поднятия в Донецком бассейне, за пределами последней сохранилась область погружения земной коры — Днепровско-Донецкая субгеосинклинали; она продолжала существовать вплоть до конца палеогена. 4) Область нулевых или малых мощностей окаймляла Русскую равнину с запада, охватывая Карелию, Ленинградскую область и спускаясь отсюда к югу; мы называем здесь условно эту всю область Западной субгеосинклинали. 5) В виде выступа этой последней вырисовывается субгеосинклинали, отделявшая Подмосковный бассейн от Днепровско-Донецкой области; ось этой субгеосинклинали в палеозое проходила по линии Курск-Воронеж, но в мезозое она смещается к северу, и в меловое время ее ось проходит через Тулу; мы называем эту субгеосинклинали, соответственно, Воронежской и Тульской. 6) Наконец, в течение палеозоя, вплоть до среднего карбона включительно отмечается меридиональная полоса относительно малых мощностей, располагавшаяся между Волго-Печорской субгеосинклинали и Уральской геосинклинали. Эта Приуральская субгеосинклинали хорошо рисуется на изопахических схемах живетского яруса, верхнего девона, среднего карбона и несколько хуже на схемах турнейского и визейского ярусов, хотя и там она может быть прослежена.

В верхнекаменноугольное время та же субгеосинклинали, в связи с расширением Уральской геосинклинали и образованием предуральской зоны интенсивного погружения, смещается несколько к западу. Позже она почти не улавливается в расположении изопахит.

В дополнение можно указать, что после отмирания в конце палеозоя Уральской геосинклинали и общего поднятия на ее территории, на периферии ее в течение долгого времени сохраняется зона как бы остаточного медленного погружения, которая в Южном Приуралье сказывается, например, в течение нижне- и среднеюрского времени, а севернее она констатируется в

верхнемеловую эпоху, обеспечивая морское сообщение между Низовым За-волжьем и бассейном Печоры. Таким образом, для мезозоя можно говорить о существовании Приуральской субгеосинклинали, соответствующей периферическим частям бывшей Уральской геосинклинали и в значительной мере занявшей место ранее существовавшей в той же зоне Предуральской субгеоантиклинали.

В соответствии с расположением перечисленных субгеосинклинальных и субгеоантиклинальных зон земная кора на территории Русской равнины испытывала дифференциальные вертикальные движения. В субгеосинклиналих происходило относительно большее погружение коры, в связи с чем осадки здесь имеют сравнительно большую мощность и отличаются большей полнотой разреза. В то же время субгеоантиклинали являлись местом либо значительно менее интенсивного погружения земной коры, либо поднятия ее. В соответствии с этим мощность отложений в субгеоантиклинальных областях значительно меньше, и разрез отличается неполнотой и пропусками.

Мы легко сможем понять весь ход геологической истории Русской равнины, все основные особенности и изменения ее фациального режима, распределение путей трансгрессий и регрессий моря, если будем рассматривать эту историю как результат сложения указанных дифференциальных движений с более общими вертикальными колебаниями земной коры, охватывающими либо всю Русскую равнину в целом, либо значительную ее часть. При этом следует допустить также, что дифференциальные движения в субгеосинклиналих и субгеоантиклиналях испытывают колебания в своей интенсивности.

С этой точки зрения история Русской равнины, начиная со среднего девона, рисуется следующим образом.

С живецкого века, с момента широкой трансгрессии моря на нашей равнине, здесь устанавливается тот план дифференциальных вертикальных движений, о котором только что шла речь. С этого времени до верхнекаменноугольной эпохи включительно наблюдается как бы «игра» этих наметившихся с самого начала субгеосинклиналий и субгеоантиклиналий, вызываемая неравномерностью восходящих и нисходящих движений земной коры. В связи с этой неравномерностью, например, границы областей размыва и нулевых мощностей то расширяются, то сокращаются, и поэтому те или иные участки субгеосинклиналий могут характеризоваться в одну эпоху полным отсутствием накопления, а в другую — хотя и относительно меньшими, но все же вещественными мощностями. Например, субгеоантиклинальная область, лежащая к западу от Подмосковского бассейна, в течение живецкого века, верхнего девона и среднего карбона, согласно нашей интерпретации, характеризуется малыми мощностями отложений; в турнейскую, визейскую и верхнекаменноугольную эпохи там же обнаруживаются «нулевые мощности», т. е. в конечном счете отсутствие какого-либо накопления. Сопоставление схем показывает, что принципиально здесь ничего не меняется: относительно малые мощности или полное прекращение процесса накопления представляют собой результат лишь некоторых количественных изменений в интенсивности дифференциальных движений.*

Аналогичная «игра» дифференциальных движений захватывает и Воронежскую субгеоантиклиналь, где мы отмечаем то малые мощности осадков, то местами полное их отсутствие. После верхнекаменноугольного времени,

* Чтобы это понять, достаточно разложить вертикальные движения, происшедшие в то время на Русской равнине, на движения двух порядков: с одной стороны, представим себе общее погружение всей изучаемой территории, составляющее основной фон процесса, с другой стороны, предположим, что на этот фон накладываются (неравномерно на площади и во времени) восходящие движения земной коры второго порядка. Тогда станет очевидным, что в зависимости от своей интенсивности эти последние могут привести как к абсолютному поднятию земной коры, так и просто к более медленному, чем в других областях, ее погружению.

начиная с артинского века, наблюдается значительное расширение области нулевых мощностей на западе Русской равнины (рис. 61). Однако это расширение происходит не какими-либо случайными путями, а вполне закономерно. Контур области нулевых мощностей указывает на то, что прежний план распределения субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей сохранился и что все изменения вызваны лишь относительным расширением существовавших уже ранее субгеоантиклиналей — Западной и Воронежской. В то же время Волго-Печорская и Московская субгеосинклинали сохраняются хотя и в более узких пределах, но с вполне ясными очертаниями.

Таким образом, мы можем рассматривать эти изменения как результат суммирования установленных дифференциальных движений отдельных участков Русской равнины с более общим процессом поднятия, охватывающим всю изучаемую территорию. Вполне очевидно, что результатом такого суммирования должно явиться усиление поднятия в субантиклиналях, их расширение за счет субгеосинклиналей и некоторое замедление процесса погружения земной коры в последних.

Однако мы можем думать, что дальнейшее развитие общего поднятия всей Русской равнины приводит на более поздних стадиях к полному вытеснению явления опускания земной коры также и в субгеосинклиналях, которые, хотя и несколько позже, но тоже войдут в состав областей абсолютного поднятия поверхности или нулевых мощностей. Действительно, мы знаем, что во второй половине триаса такое повсеместное поднятие охватило Русскую равнину, превратив ее на некоторое время в область нулевых мощностей и размыва.

Новое опускание и новое превращение в арену накопления осадков Русская равнина претерпела с начала юрского периода. Это опускание развивалось исподволь, и лишь к верхнеюрскому времени оно привело к тому, что процесс накопления снова получил широкое распространение (рис. 66, 67, 68).

Если мы будем рассматривать пути, по которым распространялось это новое опускание, то легко констатируем, что они определялись все тем же планом распределения субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей, о котором выше шла речь. Действительно, волна погружения распространялась через Нижнее и Среднее Поволжье в бассейн нижнего течения Печоры. Она захватила также Днепровско-Донецкую впадину и Подмосковский бассейн. На западе мы снова находим Западную субгеоантиклиналь, а между Подмосковым бассейном и Днепровско-Донецкой областью — Воронежскую субгеоантиклиналь.

Изопахическая схема верхней юры (рис. 68), конечно, не дает картины тождественной с тем, что наблюдалось в палеозое, но все же канва, несомненно, осталась той же. Отсюда следует заключить, что первичное распределение дифференциальных движений, т. е. субгеосинклиналей и субгеоантиклиналей, при переходе от палеозоя к мезозою не нарушилось, и геотектоническая эволюция Русской равнины в течение юрского периода явилась снова следствием суммирования или интерференции частных дифференциальных движений, на этот раз с общим опусканием всей территории. Естественно, что при такой интерференции субгеосинклинали были втянуты в погружение раньше и более энергично, чем субгеоантиклинали.

В качестве изменения, происшедшего в распределении геотектонических режимов на изучаемой территории по сравнению с палеозойским временем, следует отметить, что Урал, где геосинклиальный режим умер в конце пермского времени, входит теперь в наши схемы как Уральская субгеоантиклиналь. Далее, укажем, что внутри Волго-Печорской субгеосинклинали появились мелкие области поднятия. Их мы не будем здесь касаться, так как процессы, приведшие к возникновению их, принадлежат к особой проблеме куполообразования. На юге констатируется существование Кубано-Подольской субгеоантиклинали, ограничивающей с севера Крымо-Кавказскую геосинклинали,

Донецкой субгеоантиклинали, возникшей на месте складчатого Донбасса, и Манычской субгеосинклинали. Последняя для верхнеюрского времени лишь предполагается — природный материал позволяет установить ее существование лишь начиная с верхнемеловой эпохи.

Эволюция геотектонических условий на Русской равнине с верхней юры до конца третичного периода (рис. 68–73) происходила в условиях интерференции тех же дифференциальных движений в субгеосинклиналих и субгеоантиклиналях с более общим опусканием на юге равнины и поднятием на севере. Действительно, мы видим, что в области нижнего течения Волги в верхнеюрское, меловое и палеогеновое время накапливались большие мощности осадков. Днепровско-Донецкая субгеосинклиналь испытала с верхнеюрского до верхнемелового времени расширение, и Воронежская субгеоантиклиналь, как указывалось, сместилась значительно к северу. Происходит сокращение Кубано-Подольской субгеоантиклинали, и существовавшая здесь раньше область нулевых мощностей либо полностью, либо почти полностью исчезает.

В то же время с севера движется по направлению к югу фронт широкого поднятия, и здесь происходит постепенное развертывание зоны нулевых мощностей. Это развертывание заметно уже в нижнемеловое время. В верхнемеловую эпоху оно привело к значительному сокращению площади Московской субгеосинклинали. В палеогене (рис. 71) этот процесс пошел дальше, полностью ликвидировал накопление в Подмосковье и к северу от Средней Волги. Последние две схемы (рис. 72 и 73) дают представление о дальнейших стадиях процесса, когда развертывание поднятия на севере оттеснило накопление в Прикаспийскую депрессию, Калмыцко-Сальские, Кубанские и Причерноморские степи.

Рассматривая схемы, легко видеть, что в этом случае процесс поднятия распространялся с севера в соответствии с расчленением Русской равнины на субгеосинклинали и субгеоантиклинали. Он захватывал ранее субгеоантиклинали, щадя некоторое время субгеосинклинали, где погружение продолжается, когда в соседних местах оно уже сменилось поднятием. Так, несколько запаздывает с поднятием Подмосковный бассейн, долго сохраняется погружение земной коры в Поволжье и Приуралье. Эти области отличаются, как мы знаем, субгеосинклинальным режимом. Таким образом и на этот раз интерференционный характер явления рисуется вполне отчетливо.

Хорошей иллюстрацией в пользу того, что поднятие, захватившее в течение меловой и третичной эпох Русскую равнину, не разрушило внутреннего расчленения последней на области дифференциальных вертикальных движений, является то, что в современную эпоху, когда в результате этого поднятия почти вся равнина превращена в область нулевых мощностей, указанное расчленение сохранилось: напомним опускание поверхности, наблюдаемое в низовьях Волги или в нижнем течении Печоры, в Манычской впадине и т. д.

Подводя итоги, можно, следовательно, констатировать, что вертикальные движения на Русской равнине определялись взаимодействием двух факторов: расчленением территории на субгеосинклинали и субгеоантиклинали, с одной стороны, с более общими поднятиями и опусканиями, с другой. Первый фактор отличается, повидимому, очень большой устойчивостью. Некоторая неравномерность дифференциальных движений, конечно, существует, но основной план распределения субгеосинклинальных и субгеоантиклинальных зон хорошо выдерживался в течение всей рассмотренной геологической истории.

Наиболее существенное изменение в нем произошло в конце палеозоя, когда Уральская и Донецкая геосинклинали закончили цикл своего развития и дали начало новым субгеосинклиналам и субгеоантиклиналям.

Что касается второго фактора, то он действовал с правильной ритмичностью. Он проявлялся в общем опускании Русской равнины в начале геотектонического цикла и в общем поднятии ее к концу цикла. В этом от-

ношении Русская геoaнтиклиналь имеет много общего с окружающими ее геосинклиналями, где также цикл начинался опусканием, а заканчивался поднятием. Но есть и существенные отличия, если уже не говорить о масштабе явлений, который, конечно, резко различен там и здесь.

Развитие циклов колебательных движений на Русской геoaнтиклинали идет параллельно с геосинклиналями, но с некоторым запозданием. Погружение в геoaнтиклинальной области начинается несколько позже, чем в геосинклиналях, или же оно развивается постепенно, не сразу захватывая геoaнтиклиналь. В Прибалтике, повидимому, нет отложений, синхроничных спаргамитовой формации, и погружение земной коры здесь началось с начала кембрия, а не в протерозое, как в Скандинавии. Погружение Русской геoaнтиклинали, связанное с опусканием земной коры в Уральской геосинклинали, начало развиваться лишь с живетского века, тогда как Уральская геосинклиналь погружалась уже с докембрийского времени. Погружение той же геосинклинали в альпийском цикле началось одновременно с заложением Кавказской геосинклинали, но распространялось лишь постепенно и максимальной площади своего проявления достигло в верхнеюрское время.

Во вторую половину цикла в геoaнтиклинали наблюдается процесс общего разрастания субгеoaнтиклиналей за счет субгеосинклиналей, который заканчивается поднятием всей страны, что завершает цикл. Это общее поднятие на Русской геoaнтиклинали происходило позже, чем полное превращение соседней геосинклинали в геoaнтиклиналь. В связи с этим области накопления на геoaнтиклинали сохраняются еще некоторое время после того, как в бывшей геосинклинали произошло общее поднятие. Например, Уральская геосинклиналь перестала существовать к началу татарского века, но субгеосинклинальные области на территории Русской равнины продолжали сохраняться еще до конца этого века. Точно так же в Маньчжурской субгеосинклинали процесс накопления продолжался значительно позже полного отмирания геосинклинали Большого Кавказа.

Далее мы видели, что процесс поднятия во второй половине цикла в геосинклинали начинался внутри геосинклинальной зоны, постепенно распространяясь к ее периферии, в связи с чем поднятие в конце концов оказывалось максимальным там, где раньше происходило наиболее интенсивное опускание. За пределами геосинклиналей, на Русской равнине, явления протекают, как теперь ясно, иначе. Здесь субгеосинклинали не превращаются в субгеoaнтиклинали в результате роста поднятия изнутри — мы видим лишь постепенное разрастание площади ранее существовавших субгеoaнтиклиналей.

Развитие фациального режима на Русской равнине

Предыдущий, довольно подробный анализ хода развития вертикальных движений земной коры на Русской равнине позволяет легко понять и те условия, в которых происходило формирование фациального режима на этой территории.

Характер и распределение фаций также обуславливаются в своей основе двумя факторами: расположением субгеосинклиналей и субгеoaнтиклиналей и более общими вертикальными движениями земной поверхности.

Действие первого фактора сказывается прежде всего в том, что субгеoaнтиклинали являются местом расположения областей размыва и, следовательно, источников обломочного материала. Но относительное значение отдельных субгеoaнтиклиналей в этом направлении с течением времени менялось. Так, например, в девонском и каменноугольном периодах обломочный материал на Русской равнине поступал главным образом с тех областей размыва, которые находились на территории Западной геoaнтиклинали (рис. 7—19). В конце нижней перми обстановка меняется: значительное поднятие в Уральской геосинклинали и затем общее поднятие всей восточной окраины Русской

ятие закончившей развитие каледонской геосинклинали. В конце герцинского цикла преобладание в качестве источника обломочного материала получает Урал, так как теперь там происходит интенсивное поднятие на месте закончившей свое существование Уральской геосинклинали. В конце альпийского цикла совершенно аналогично первая роль выпадает на долю Кавказа.

Эта простая схема усложняется циклами низших порядков, что в меньшей степени наблюдается и в геосинклиналях. Отметим для альпийского цикла в качестве примеров поднятие в конце юрского периода, закончившее малый кимерийский цикл, и поднятие на границе мела и палеогена, завершившее ларамийский цикл также низшего порядка. Соответствующие схемы (рис. 32 и 42) демонстрируют сокращение областей отложения в моменты поднятия и появление более грубых фаций. И в этих случаях происходящие перемены следует, очевидно, трактовать как результат наложения некоторых временных, общих для всей изучаемой территории колебаний на дифференциальные вертикальные движения, которые обусловлены внутренним расчленением Русской равнины на субгеосинклинали и субгеоантиклинали.

Геотектонические условия формирования фаций отложений

Займемся теперь кратким рассмотрением вопроса о специфических условиях образования некоторых из тех фаций осадочных отложений, которые представляют практический интерес, и в первую очередь — фаций соленосных, угленосных и нефтеносных.

Накопление соли, как и гипсоносных отложений, приурочивается к концу или к самому началу цикла. При этом преимущественное место таких отложений — в зонах погружения земной коры, близ большого поднятия, заканчивающего цикл геосинклинали развития. Таковы соленосные фации перми в Приуралье, которые формировались там в самом конце герцинского цикла, когда на месте Уральской геосинклинали разворачивалось большое поднятие. К началу герцинского цикла следует отнести гипсоносные и соленосные отложения среднего девона Главного поля и особенно Днепровско-Донецкой впадины, если только соль в последней действительно имеет среднедевонский возраст. На этот раз соль накапливалась неподалеку от большой области поднятия — Фено-Скандии, образовавшейся в конце предыдущего цикла.

Время образования больших масс углей иное. Угленосные осадки формируются главным образом в самом начале второй половины цикла, в эпоху инверсии геотектонического режима, когда в геосинклиналях только что возникли центральные геоантиклинали. Таковы условия образования угленосных свит Донбасса. В той же обстановке формировались угленосные толщи на Урале. Интересно, что в последнем случае одновременно наблюдалось углособразование и в геоантиклинали области — на Русской равнине (в Подмосковном бассейне). Повидимому, та же эпоха инверсии геотектонического режима вообще благоприятна для накопления осадков, богатых органическим веществом не только в форме углей, но и в иных видах. Одновременно с угленосными свитами Урала и Подмосковного бассейна в Поволжье и Приуралье образовались нефтеносные осадки. Здесь на изменение формы, в которой концентрируется органическое вещество, несомненно влияет расстояние от берега: в прибрежных частях бассейна образовывались угленосные осадки, которые на большем удалении от берега переходили в фации нефтеносные. Аналогичные фациальные изменения ожидаются к северу и северо-западу от Донбасса.

В середине каледонского цикла, в силурийскую эпоху, также в эпоху инверсии, в Скандинавии широким распространением пользовались богатые органическим веществом граптолитовые сланцы. Аналогичная фация известна для того же времени и на Урале. Там нет законченного каледонского цикла, и поэтому, казалось бы, нельзя говорить об эпохе инверсии. Но на

фациальном режиме сказались влияние соседней, расположенной далее к востоку области Казахстана, где каледонский цикл тектонических движений проявился в полной мере.

В альпийском цикле к эпохе инверсии относятся глины майкопской свиты, также богатые органическими веществами.

Однако распространение в разрезе органического вещества, в частности в форме нефтеносности, шире и не ограничивается эпохой инверсии. Так, следует отметить закономерную приуроченность скопления органического вещества к началу геотектонического цикла. В этих условиях образовались нижне- и среднеюрские отложения Кавказа, богатые органическими веществами и содержащие скопление угля. Синхроничные отложения Урало-Эмбенской области нефтеносны, а те же отложения восточного склона Урала содержат уголь.

С точки зрения этой закономерности можно было ожидать аналогичных скоплений органического вещества в самом основании девонских отложений на Русской равнине. Действительно, в живецких отложениях Западной Башкирии (Туймаза) были обнаружены признаки нефтеносности (см. ниже).

С другой стороны, в ряде случаев органическое вещество концентрируется в осадках второй половины геотектонического цикла не только в эпоху инверсии, но и позже, в течение некоторого времени, следующего за этой эпохой. На это указывает нефтеносность артинских отложений в Приуралье и верхнетретичных — на Кавказе.

Предыдущие простые закономерности можно сделать понятными, если несколько глубже вникнуть в геотектонические условия формирования фаций отложений.

Если мощность фиксированных в геологическом разрезе осадков зависит всецело от режима колебательных движений, свойственного самому месту накопления, и характеризует этот местный режим, то зависимость фаций от окружающей обстановки сложнее: фации определяются не только условиями того места, где происходит отложение, но и от тектонического поведения и строения прилегающих участков, поскольку с этих последних может сноситься обломочный материал того или иного состава.

Объем приносимого в единицу времени в данную область отложения терригенного материала в первом приближении соответствует «объему» поднятй, питающих эту область, отнесенному также к единице времени.

Каково же будет распределение обломочного материала внутри области отложения?

Известно, что прочное накопление происходит лишь в пределах «пространства возможного накопления», лежащего между дном бассейна и базисом действия волн. Выше последнего устойчивое накопление не может иметь места, и материал, оказавшийся в зоне действия волновых течений, подвергается перемыванию и перемещению по дну до тех пор, пока не будет сброшен в более глубокий участок бассейна или пока опускание земной коры не откроет новое пространство возможного накопления. Была установлена также эмпирическая закономерность, согласно которой в условиях тех бассейнов прошлых геотектонических эпох, разрезы которых мы наблюдаем на современных континентах (шельфовые моря), пространство возможного накопления, по мере своего образования в результате погружения земной коры, всегда оказывается заполненным осадочным материалом, безразлично обломочным или пелагическим, чем и обусловливается наблюдаемая прочная связь между мощностью отложений и размером погружения земной коры.*

Когда с области размыва в бассейн сносится обломочный материал, он, с одной стороны, стремится сосредоточиться возможно ближе к береговой линии, что связано с намывающей направленной к берегу деятельностью волн,

* См. об этом нашу статью «Мощность отложений, как выражение режима колебательных движений земной коры», Сов. Геол., № 2—3, 1940.

но, с другой — в конечном счете неминуемо должен целиком распределиться внутри пространства возможного накопления, так как выше базиса действия волн, как указывалось, никакого устойчивого накопления не происходит. Отсюда легко может быть выведена зависимость между шириной зоны, в которой накапливается осадочный материал, его объемом и быстротой погружения земной коры.

Если предположим, что объем сносимого в единицу времени обломочного материала постоянен, то, очевидно, ширина его накопления обратно пропорциональна скорости прогибания земной коры в области отложения. Действительно, если прогибание происходит быстро, то данный объем материала найдет достаточное место для своего накопления в сравнительно узкой прибрежной зоне; если же прогибание развивается медленно, то тот же объем материала вынужден будет испытать разнос на более широкой территории, чтобы ему была обеспечена возможность распределиться внутри пространства возможного накопления. Соотношение выразится формулой:

$$x = \frac{v}{h},$$

где x — ширина зоны накопления терригенного материала, v — объем его, сносимый в единицу времени на единицу длины берега, и h — быстрота прогибания земной коры.

Эта формула позволяет понять некоторые различия фациального режима, связанные с геотектоническими условиями, а также некоторые изменения того же режима от одного века к другому.

Отметим, например, резкие расширения зоны развития терригенных отложений, наблюдаемые на Русской равнине в конце живетского века, в начале визе, в начале среднего карбона (рис. 9, 13, 17). Все эти случаи могут быть объяснены путем предположения о временном замедлении погружения земной коры без того, чтобы необходимо было прибегать к предположению об изменении интенсивности приноса обломочного материала. Такими же временными замедлениями общего опускания можно объяснить наблюдаемые в Подмосковном бассейне прослой красноцветных глин в каширской свите среднего карбона и в кровле последнего: как только прогибание земной коры замедляется, зона разноса терригенных пород расширяется и захватывает ту область, где раньше и позже обломочные осадки отсутствовали.

В свете тех же соотношений можно истолковать изменения фациального режима, наблюдаемые в течение верхнего мела на северной окраине Донецкого бассейна. Здесь верхнемеловая эпоха проходит в условиях отчетливой трансгрессии моря, постепенно затопляющего складчатый Донбасс (рис. 37—41). Казалось бы, что опускание поверхности, обусловившее трансгрессию моря, должно было иметь своим следствием ослабление интенсивности приноса обломочного материала. Однако вопреки этому обломочный ореол, опоясывающий с севера Донбасс, в течение верхнего мела постепенно и значительно расширяется. Этот процесс завершается в палеоцене тем, что вся Днепровско-Донецкая область становится ареной отложения терригенных осадков. Следует предположить, что отмеченные изменения фациального режима обусловлены постепенным замедлением погружения земной коры к северу от Донбасса в течение верхнемеловой эпохи. Это подтверждается косвенно сравнением размеров мощностей верхнемеловых и палеогеновых отложений в Днепровско-Донецкой области (рис. 70 и 71): значительно меньшая мощность последних указывает на более медленное опускание земной коры в палеогене. В аспекте наших сопоставлений следует прийти к заключению, что это замедление осуществилось не резким скачком на границе меловой и третичной эпох, а постепенно в течение верхнего мела.

Некоторые аналогичные заключения мы можем вывести из рассмотрения фациальных и изопахических схем верхней юры. Кажется весьма странным тот

контраст в масштабах разноса обломочного материала, который для оксфордского и кимериджского веков устанавливается на окраине Азовско-Подольской области размыва, с одной стороны, и к югу от большой западной суши — с другой (рис. 29 и 30). В то время как в первом случае мы имеем лишь узкий ореол обломочных отложений*, во втором — наблюдается исключительно далекий разнос обломочного материала, достигающий свыше 1 000 км (от Болого до Харькова). Неправдоподобно объяснять это различие значительно большим сносом материала с западной суши по сравнению с Азовско-Подольской. Объяснение мы находим в различной скорости погружения земной коры. В то время как в областях, примыкающих к западной суше, мощности верхней юры очень малы (в среднем около 25 м, см. рис. 68), на юге, в Днепровско-Донецкой области они значительно больше и достигают 260 м. Следовательно, при одной и той же интенсивности сноса с этих двух областей размыва у западной суши амплитуда разноса материала должна быть в 10 раз большей, чем у Азовско-Подольской.

Точно так же малой скоростью погружения можно объяснить широкий разнос терригенного материала в Подмосковном бассейне в течение туронского и сантонского веков. В других областях в эти века терригенные отложения концентрируются в очень узких прибрежных зонах, но это находится в очень хорошем согласии с тем, что другие области отложения характеризуются значительно более быстрым погружением земной коры (см. схему распределения мощностей верхнего мела, рис. 70).

В рассматриваемых соотношениях процесс формирования фациальных зон значительно упрощен. Накопление осадков развивается в обстановке не только изменений в скорости погружения земной коры, но, что весьма существенно, в условиях постоянных перемещений береговых линий. Смещение берега вызывает неминуемо соответственное смещение фациальных зон, и этот фактор, следовательно, комбинируется с предыдущим при образовании фациальных зон.

Разнос осадков волновыми течениями на широкой территории является статистическим результатом многократных перемещений осадочного материала по дну в самых различных направлениях. Поэтому указанный процесс обязательно связан с частичным смешиванием осадков различных фракций и с изменением осадочных толщ в сторону их большей однородности и в сторону увеличения постепенности перехода от одной фациальной зоны к другой. В итоге фациальный режим Русской равнины, где в силу меньшего масштаба погружения процесс перебивания более интенсивен, отличается относительным однообразием. Различия между фациями осадков здесь обычно невелики, а фациальные зоны расплывчаты, и переход от одной к другой происходит весьма постепенно и незаметно, что затрудняет проведение границ на палеогеографических схемах.

Напротив, в геосинклинальных зонах, в обстановке быстрого погружения земной коры и поэтому более слабого перебивания осадков, фациальные различия, как правило, значительны, а границы между зонами выражены несравненно резче. В этом можно убедиться, сравнивая, например, фациальный режим мезозоя на Русской равнине, с одной стороны, и на Кавказе, с другой.

Далее следует отметить, что погружение земной коры никогда не является простым движением в одну сторону, а всегда носит колебательный характер. В связи с этим конечный результат, средняя скорость погружения, является алгебраической суммой общего погружения коры, составляющего фон процесса, и встречных восходящих колебаний низшего порядка, накладывающихся на этот фон. Эти встречные восходящие колебания могут иметь различную интенсивность в разных местах, что должно обусловить местные различия

* Этот ореол непосредственно не может быть наблюдаем. Мы можем его лишь предполагать в узкой полосе между Азовско-Подольским массивом и выходами верхнеюрских известняков на северной окраине Донбасса.

в интенсивности перемывания материала и разноса его и, следовательно, местные различия в фациальном режиме.

Характерная частая и периодическая смена пород во флишевых толщах, прекрасно изученная в последнее время Н. Б. Вассоевичем, вполне может быть объяснена в свете нашей концепции периодическими изменениями в скорости погружения земной коры, которая в течение одного флишевого цикла сперва убыстряет свое движение вниз, затем останавливается и испытывает в самом конце цикла некоторое поднятие.

Если мы теперь попытаемся перейти к специальному анализу геотектонических условий образования угленосных и нефтеносных фаций, то необходимо еще несколько усложнить высказанные здесь соображения.

Выше мы исходили из предположения, что базис действия воды всегда определяет собой верхнюю поверхность осадков, которая таким образом удерживает свой уровень неподвижным. Это возможно только в том случае, если накопление осадков без всякого промедления с большой точностью компенсирует погружение земной коры.

Такое предположение оправдывается, как оказывается, лишь в качестве первого приближения. Его можно считать достаточно справедливым, если оперировать большими промежутками времени, в течение которых временные отклонения от точной компенсации погружения накоплением статистически взаимно нейтрализуются. Однако такие временные отклонения в ту или другую сторону на самом деле имеют место, так как быстрота приноса материала с суши и интенсивность накопления пелагических осадков, с одной стороны, и быстрота погружения земной коры, с другой — определяются в каждый данный момент столь разнохарактерными причинами, что согласие между ними, которое эмпирически выясняется при изучении разрезов, может установиться лишь статистически.

Временные отклонения от компенсации должны иметь своим результатом колебания поверхности осадков, которая то опускается несколько глубже базиса действия воды, то поднимается выше его.

Эти колебания, представляющие собой временные единичные явления, должны, несомненно, иметь влияние на фации осадков и, кроме того, что для нас особенно важно, должны иметь влияние на результаты тех восходящих колебаний второго порядка, о которых выше шла речь.

В самом деле, представим себе случай, когда в течение длительного времени и на большой площади в бассейне устанавливается режим точной компенсации общего погружения накоплением и, следовательно, поверхность осадков стремится, поскольку это не нарушается колебаниями низшего порядка, сохранять свой уровень неподвижным. На этот устойчивый фон накладываются колебания второго порядка. Есть основания полагать, что эти последние, усложняющие основной фон, составленный из крупных ориентированных движений земной коры, развиваются в конечном итоге с равной интенсивностью по всей поверхности, т. е. они не отдают предпочтения одним участкам по сравнению с другими и общая сумма их за достаточно продолжительное время всюду приблизительно одинакова*.

* Это следует из разных соображений и между прочим из анализа геотектонических условий формирования мощностей отложений. Мы указывали (Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1938; Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126, 1938—1940), что в процессе формирования мощностей чрезвычайно важное значение имеют мелкие колебания земной поверхности. Но поскольку в условиях тех бассейнов, осадки которых мы наблюдаем теперь в геологических разрезах на современных континентах, механизм формирования мощностей действует повсюду и в отношении любых фаций одним и тем же образом, с одним результатом (конечное соответствие мощности размеру погружения земной коры), следует предполагать, что колебания низших порядков распространяются по земной поверхности безразлично и средняя интенсивность их всюду приблизительно одинакова.

Эти беспорядочные колебания в обстановке выраженной тенденции к сохранению поверхности осадков на одном батиметрическом уровне должны иметь своим следствием установление в мелководных частях бассейна лагунного режима. Действительно, беспорядочные поднятия и опускания земной поверхности, вызванные такими колебаниями, влекут за собой возникновение изолированных впадин. В процессе дальнейших колебаний очертания таких впадин постоянно меняются так же, как меняется и их взаимное расположение, но пока выдерживаются указанные условия (точная компенсация погружения накоплением), лагунный режим будет характерен для всей площади проявления этих условий.

Точная компенсация погружения накоплением в зависимости от режима колебательных движений земной коры может многократно устанавливаться и нарушаться. Однако в геотектоническом цикле существует стадия, когда стремление к такой компенсации особенно ярко выражено. Эта стадия — эпоха инверсии геотектонического режима. Действительно, что знаменует собой инверсия? То, что преобладание переходит от нисходящих движений земной коры к восходящим. До инверсии мы наблюдаем рост погружения: области погружения расширяются за счет областей поднятия, само погружение убыстряется. Мы можем сказать, что общий «объем» погружения до инверсии возрастает и становится больше общего «объема» поднятий. Это находит свое отражение в фациях осадков: обломочного материала, количество которого соответствует, очевидно, объему поднятий, скоро оказывается недостаточно для заполнения областей погружения, и большим развитием начинают пользоваться пелагические карбонатные осадки. Отношение объема обломочных пород к общему объему всех осадков, как обломочных, так и карбонатных, очевидно, соответствует отношению «объемов» поднятий и опусканий. Рост относительной роли известняков в течение первой половины цикла отражает нарастание относительного значения явления опускания. Отсюда должна возникнуть тенденция к некоторому общему отставанию накопления от погружения земной коры и к опусканию поверхности осадков ниже базиса действия волн. Такое опускание не будет иметь постоянного характера, оно будет нарушаться обратными движениями, но в общей сумме колебаний движения поверхности вниз от базиса будут преобладать.

Напротив, развитие фаціальных условий в течение второй половины цикла свидетельствует о все растущем преобладании поднятий над опусканием. В самом деле, мало того, что после инверсии мы наблюдаем почти исключительно терригенные осадки, но последние становятся все более мелководными и к концу цикла сменяются отложениями континентальными. Отсюда мы заключаем, что поверхность осадков в течение второй половины цикла постепенно поднимается, а последнее возможно в данном случае лишь в результате того, что накопление осадков опережает погружение и волновые течения не успевают путем размыва приводить поверхность осадков к уровню базиса действия воды. И здесь, конечно, неизбежны, как и в предыдущем случае, обратные колебания поверхности осадков, но в общем движение ее вверх от базиса действия волн преобладает.

Следовательно, поскольку в эту стадию принос материала осуществляется в большем количестве, чем ему предоставляется место погружением, необходимо заключить, что общий объем поднятий в течение второй половины цикла больше полного объема опусканий.

Эпоха инверсии геотектонического режима занимает промежуточное положение. В это время объем поднятий и опусканий уравнивается, и в связи с этим принос обломочного материала близко соответствует масштабу погружения земной коры. Поверхность осадков стремится на этой стадии удерживать один и тот же батиметрический уровень.

Что это действительно так, мы можем видеть на замечательном примере Донбасса.

Здесь в эпоху инверсии накапливается угленосная толща. Последняя

имеет десять километров мощности и, несмотря на это, построена на протяжении всего своего разреза исключительно однообразно: бесконечная повторяемость почти одинаковых циклов, состоящих из слоев песчаника, глины, угля и известняков, характеризует всю толщу от ее подошвы до кровли. Все эти осадки являются мелководными и образовались почти на одном уровне, обычно близком к уровню поверхности моря. Достоинно удивления, что в течение столь продолжительного времени (с конца визе до конца каменноугольного периода), в обстановке столь быстрого погружения земной коры, предоставившего место десяти километрам осадков, накопление последних происходило в таком совершенном соответствии с быстротой погружения земной коры. Поскольку в толще донецкого угленосного карбона обломочные породы значительно преобладают, мы должны заключить, что указанное соответствие само является результатом равенства «объемов» поднятий и опусканий на данной территории: количество приносимого обломочного материала определяется интенсивностью поднятий, но в данном случае масштаб последних, очевидно, равен масштабу опусканий, поскольку опускание как раз компенсируется накоплением обломочных отложений.

Вот на этом, как бы выровненном фоне, в обстановке выраженной тенденции к сохранению поверхностью осадков одного батиметрического уровня, и создаются, как указывалось, условия для образования, при ближайшем участии колебаний низших порядков, лагунного режима.

Последний охватывает полосу той или иной ширины, примыкающую к берегу суши. В этих лагунах, испытывающих в условиях влажного климата, характеризующего середину цикла*, опреснение, накапливается растительный материал, позже преобразуемый в уголь.

Очертания лагун в связи с колебаниями поверхности земли меняются, и их топография оказывается изменчивой и преходящей. В этой обстановке единичные лагуны не фиксируются в разрезе, а в последний переходит некоторая средняя картина статистического обобщения отдельных лагун, и в конце концов мы видим в разрезе непрерывное распространение угленосных осадков на весьма широкой площади**.

В более удаленных от берега частях бассейна, где средние глубины больше и где в силу последнего обстоятельства беспорядочные колебания низших порядков обычно не в состоянии выводить поверхность осадков над уровнем воды и образовывать таким образом замкнутые лагуны, возникают, если так можно выразиться, подводные лагуны, т. е. сложный рельеф дна с изолированными впадинами, в которых гидрологический режим характеризуется затрудненной аэрацией, застойностью вод и анаэробным бактериальным заражением. В этих условиях образуются нефтеносные фации. Битуминизации органического вещества способствует быстрое захоронение его последующими осадками, почему для образования нефти благоприятны зоны быстрого погружения земной коры — краевые части геосинклиналей и субгеосинклинали***.

Из предыдущего видна общность условий формирования угленосных и нефтеносных фаций.

Отсюда же видно, что образование этих фаций может продолжаться столь долго, сколько времени удерживается равенство «объемов» поднятий и опусканий. Как показывает анализ, точная компенсация погружения накоплением наблюдается около момента инверсии. Начало установления режима тсч.юй

* К эпохе инверсии достигаются максимумы трансгрессии моря и выравнивания рельефа.

** Подробнее о статистическом усреднении геологических явлений в условиях длительного времени см. нашу статью «Роль времени в геологических процессах» (Природа, № 1, 1942).

*** Центральные части геосинклиналей оказываются неблагоприятными, потому что последующие интенсивные дислокации, интрузии и метаморфизм действуют пагубно на сохранение жидкой нефти в слоях.

компенсации чаще всего совпадает с моментом инверсии, хотя может и несколько запаздывать, продолжительность же ее может быть весьма разной. На Кавказе, например, режим компенсации, начавшись в майкопский век, удерживался в течение значительной части неогена, что обеспечивало формирование нефтеносных фаций еще в конце третичного времени. Только с акчагыльского века события стали развиваться в сторону решительного преобладания поднятий над опусканием (ср. континентальные фации акчагыла, апшерона и более молодых слоев).

На Урале мы наблюдаем интересное явление одновременности в установлении такого же режима компенсации: на Северном, Среднем и Южном Урале образование угленосных свит относится к нижнему карбону, а в пермское время здесь устанавливается полное господство поднятия над опусканием, тогда как в Полярном Урале компенсация наступает лишь в артинский век, и только к концу пермского времени эта часть Урала «догоняет» в своем развитии предыдущие области. Причины и условия такой неравномерности в развитии здесь не место рассматривать.

Мы видели, что в течение геотектонического цикла существует другая эпоха, кроме эпохи инверсии, благоприятная для угле- и нефтеобразования. Это начало цикла, когда большое поднятие, завершившее предыдущий цикл, прекращается и начинается новое погружение земной коры. Эта эпоха является таким же переходным временем, как эпоха инверсии. Общее движение одного знака прекращается, а движение противоположное начинается, и в течение некоторого времени, пока погружение не приобретает решительного перевеса, оба движения уравнивают друг друга, что снова создает условия благоприятные для образования лагун. Мы указывали выше примеры проявления нефте- и угленосности в начале цикла.

В свете этой закономерности приобретают особый интерес нижние горизонты девона (живетский ярус) на территории Волго-Уральской области, причем нам кажется, что в этом аспекте наибольшего внимания заслуживают районы, прилегающие к Приуральской субгеоантиклинали, где литологический характер низших горизонтов девона более способствует образованию коллекторов.

Промежуточное время между начальными стадиями цикла и эпохой инверсии неблагоприятно для образования лагун. Если в результате отдельных колебаний замкнутые участки в это время и могут образовываться, то лишь на короткое время: общее преобладание нисходящих колебаний ведет к быстрому уничтожению лагун, которые оказываются, таким образом, недостаточно устойчивыми, чтобы обеспечить углефикацию и битуминизацию органического вещества.

Особое положение занимает конец геотектонического цикла. Значительное преобладание поднятия над опусканием ведет к быстрому повышению поверхности осадков. Восходящие колебания низших порядков здесь снова способствуют образованию замкнутых лагун. Однако последние формируются теперь в иной обстановке. Если в переломные эпохи — в начале цикла и в эпоху инверсии — лагунный режим проявляется, как указывалось, на устойчивом «выравненном» фоне, что создает длительное однообразие физико-географических условий и к тому же климат в эти эпохи отличается влажностью, то в конце цикла, с одной стороны, общее поднятие поверхности обуславливает постепенное сокращение площади одиночных лагун, с другой же — крупные поднятия суши, образование гор, сокращение водных бассейнов ведет к установлению сухого, континентального климата. Все эти новые особенности общей обстановки являются причиной процессов выпаривания и осаждения в лагунах гидрохимических осадков.

Этот набросок геотектонических условий образования некоторых фаций является предварительным и носит самый общий характер. Многие детали оставлены пока без рассмотрения.

Из таких деталей, например, следует отметить, что накопление органического материала может быть приурочено к соответствующим стадиям не только крупных геотектонических циклов первого порядка, но и дополнительных циклов низших порядков. Битуминовые горючие сланцы верхней юры, повидимому, приурочены к такому циклу второго порядка, а именно, к киммерийскому. Однако массовое накопление органического вещества приурочивается все же к указанным выше стадиям основных крупных циклов.

Следует иметь еще в виду осложняющее влияние вторичной миграции жидкой нефти, обусловленной главным образом тектоническими причинами. В связи с такой миграцией нефть может сосредоточиться вдали от своих материнских свит.

АТЛАС КАРТ

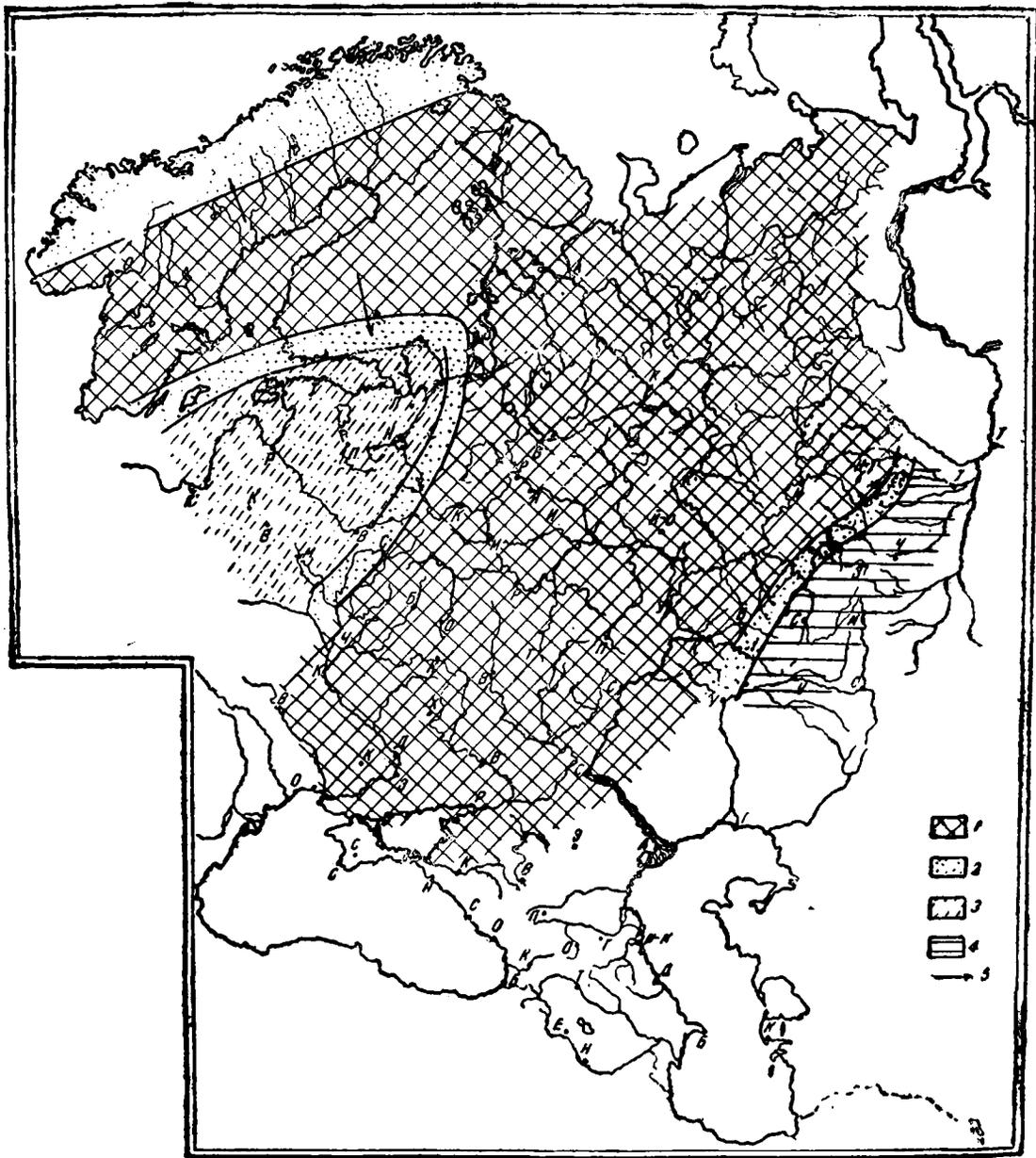


Рис. 1. Фации нижнего кембрия

1 — области размыва; 2 — пески; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — направление приноса обломочного материала

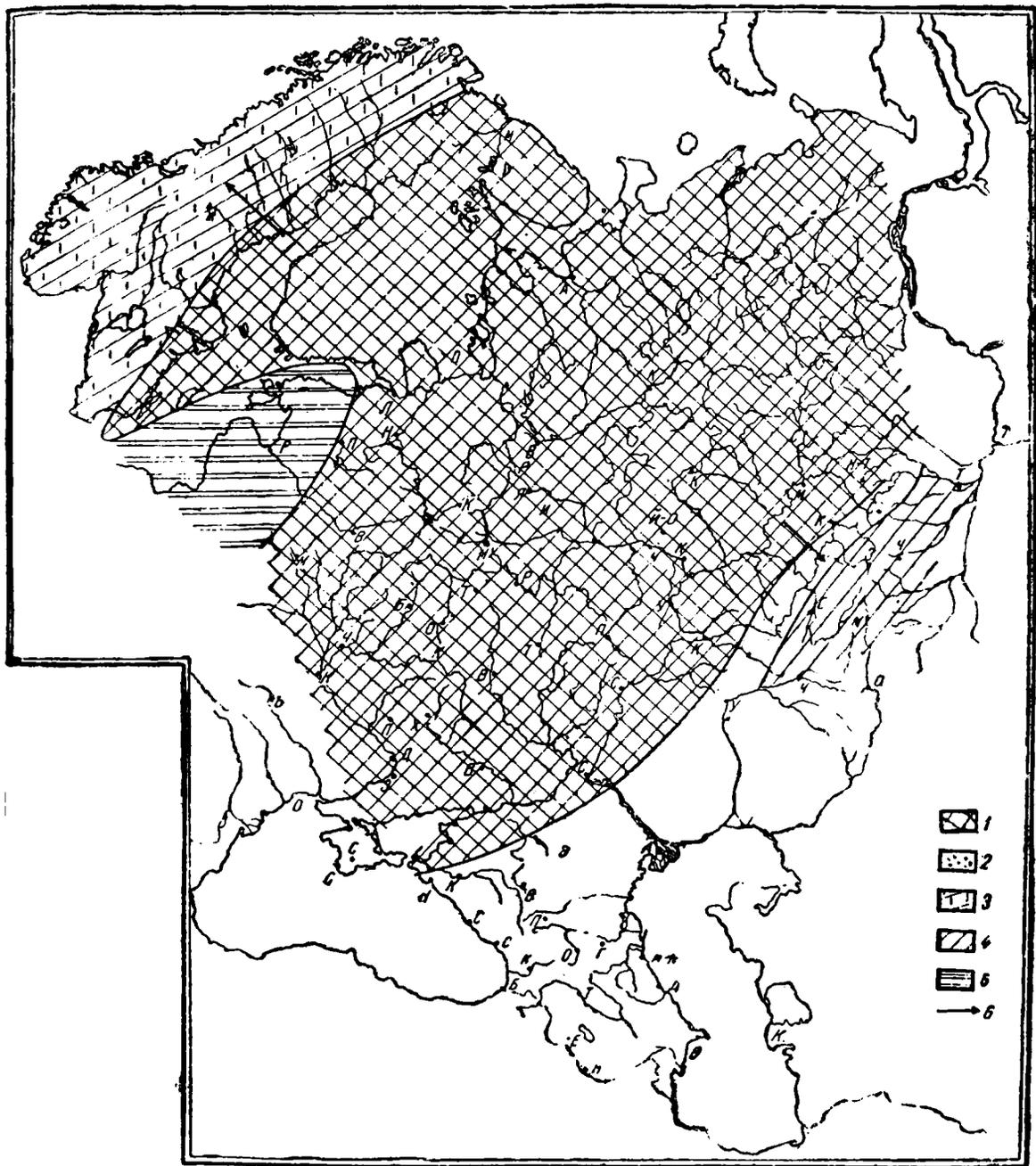


Рис. 2. Фации среднего и верхнего кембрия

1 — области размыва; 2 — пески; 3 — пески и глины; 4 — известняки;
 5 — морские отложения неизвестной фации; 6 — направление приноса
 обломочного материала

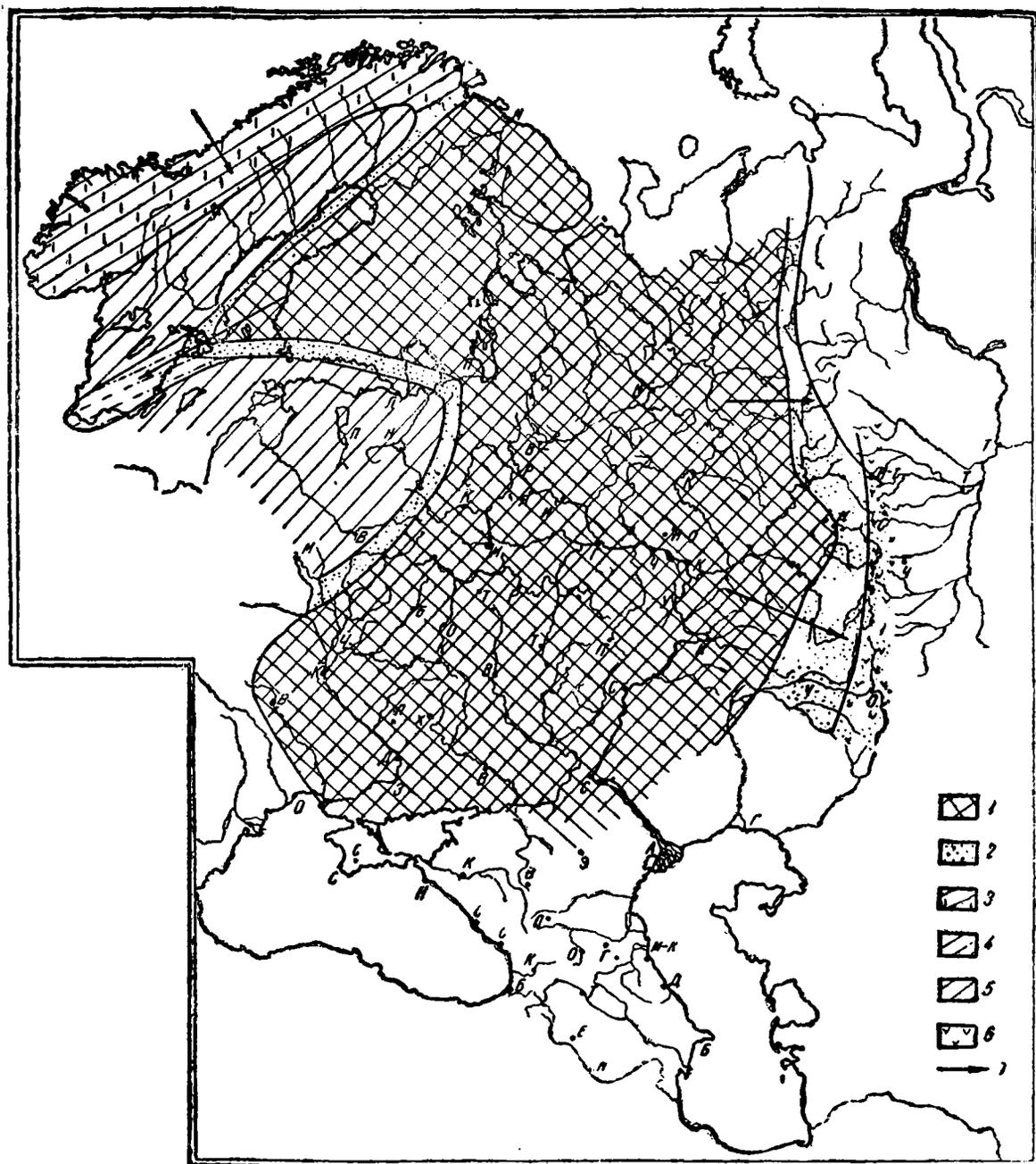


Рис. 3. Фации нижнего силура

1 — области размыва; 2 — преимущественно пески; 3 — пески и глины;
 4 — глин; 5 — известняки; 6 — вулканогенные породы; 7 — направле-
 ние приноса обломочного материала

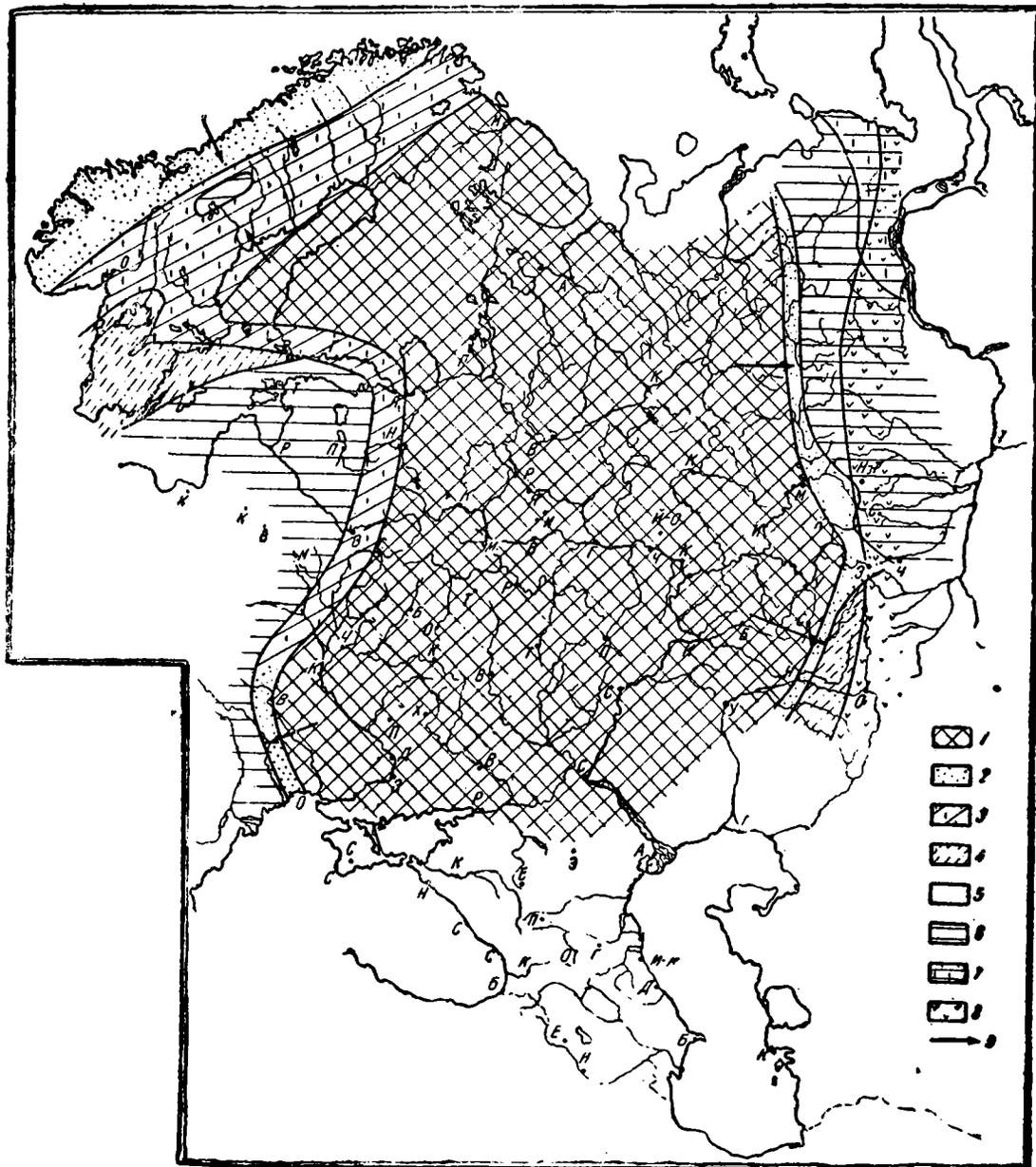


Рис. 4. Фации верхнего силура

1 — области размыва; 2 — преимущественно пески (на Урале без фауны);
 3 — пески и глины; 4 — глины; 6 — известняки; 7 — известняки, пески,
 глины; 8 — вулканогенные породы; 9 — направление приноса обломоч-
 ного материала

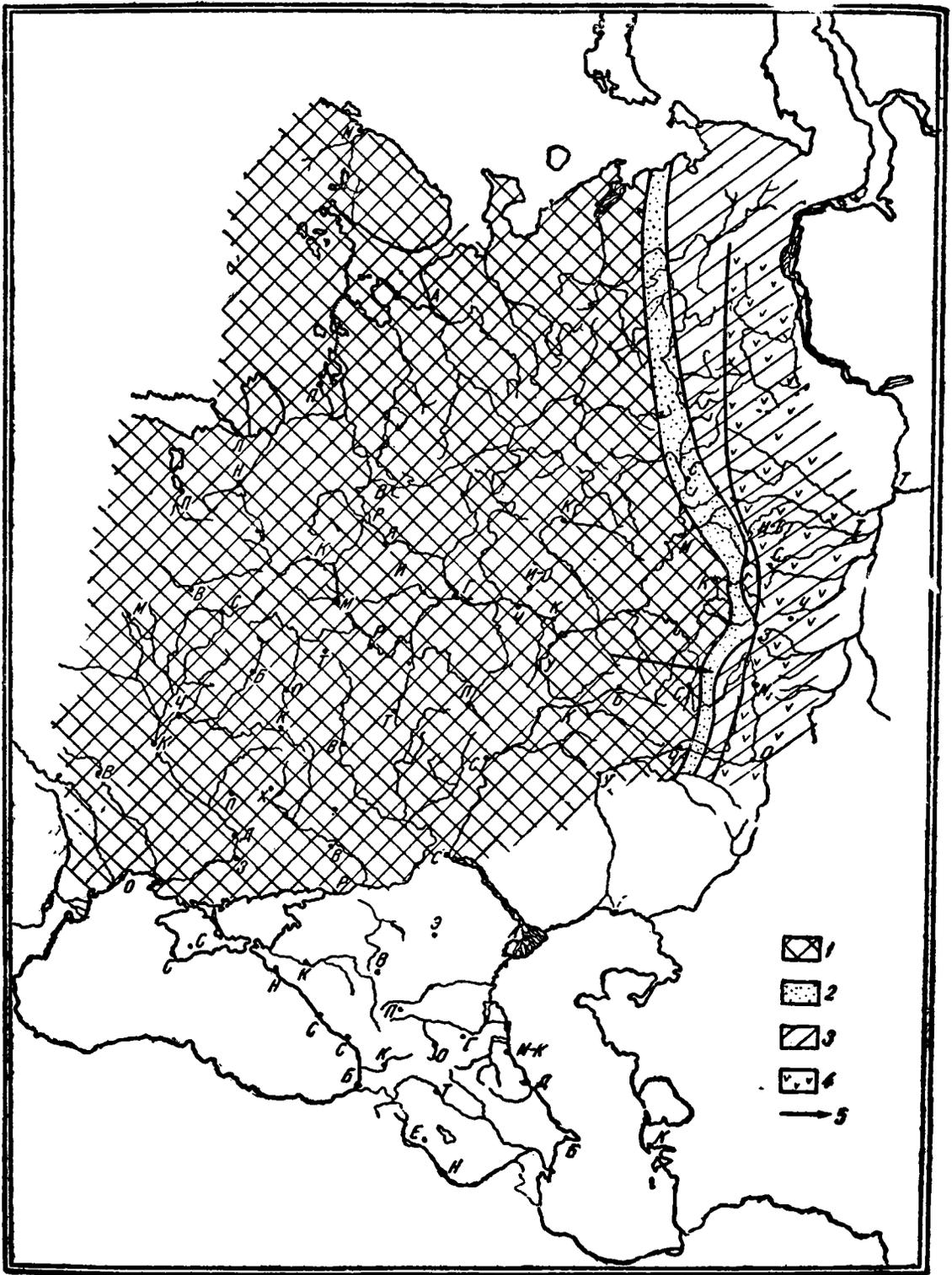


Рис. 5. Фации нижнего девона

1 — области размыва; 2 — пески; 3 — известняки; 4 — вулканогенные породы; 5 — направление приноса обломочного материала

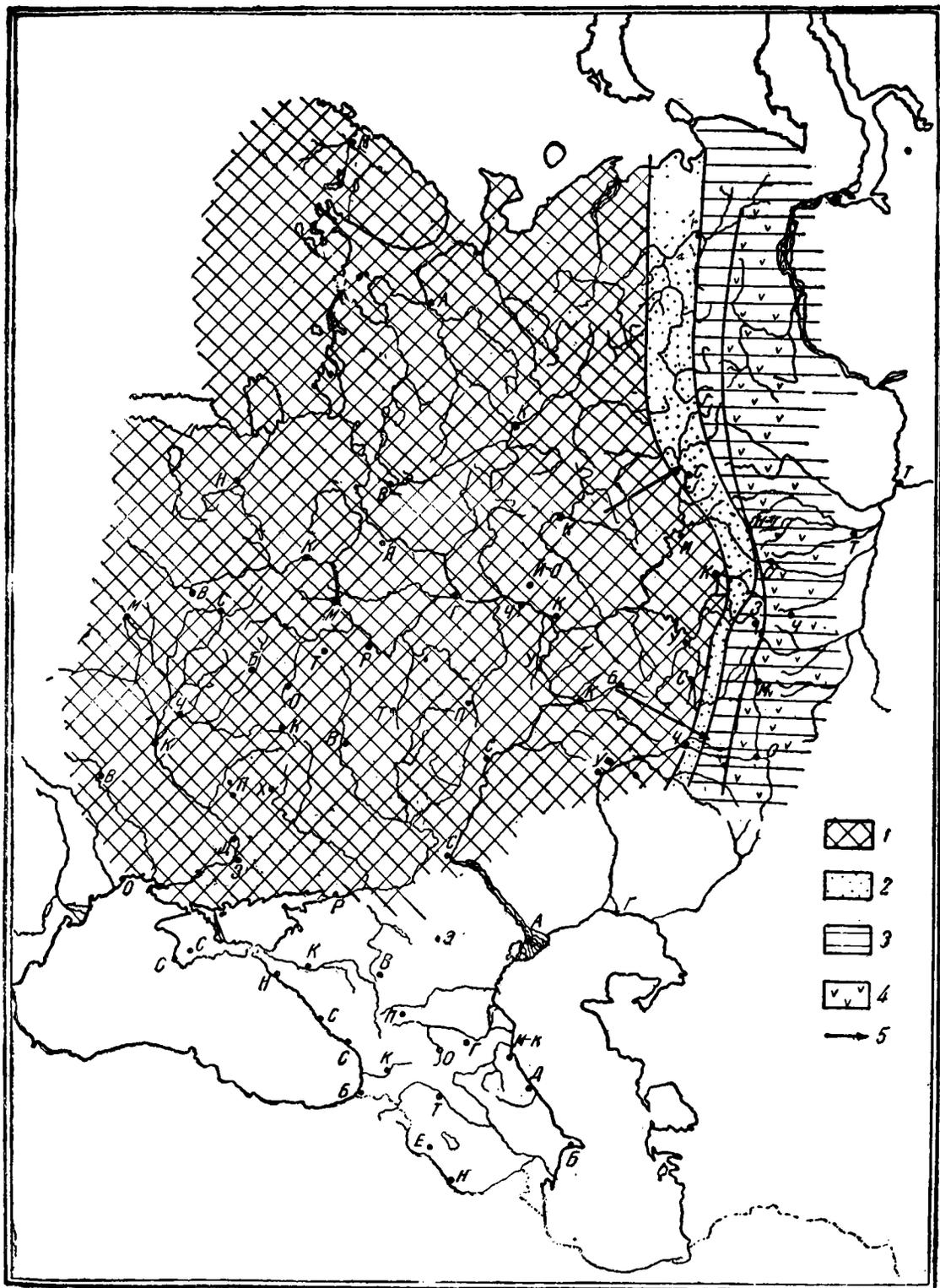


Рис. 6. Фации эйфеля юго юруса

1 — области размыва; 2 — пески; 3 — вулк. с н.ки; 4 — вулканогенные породы; 5 — направление приноса обломочного материала

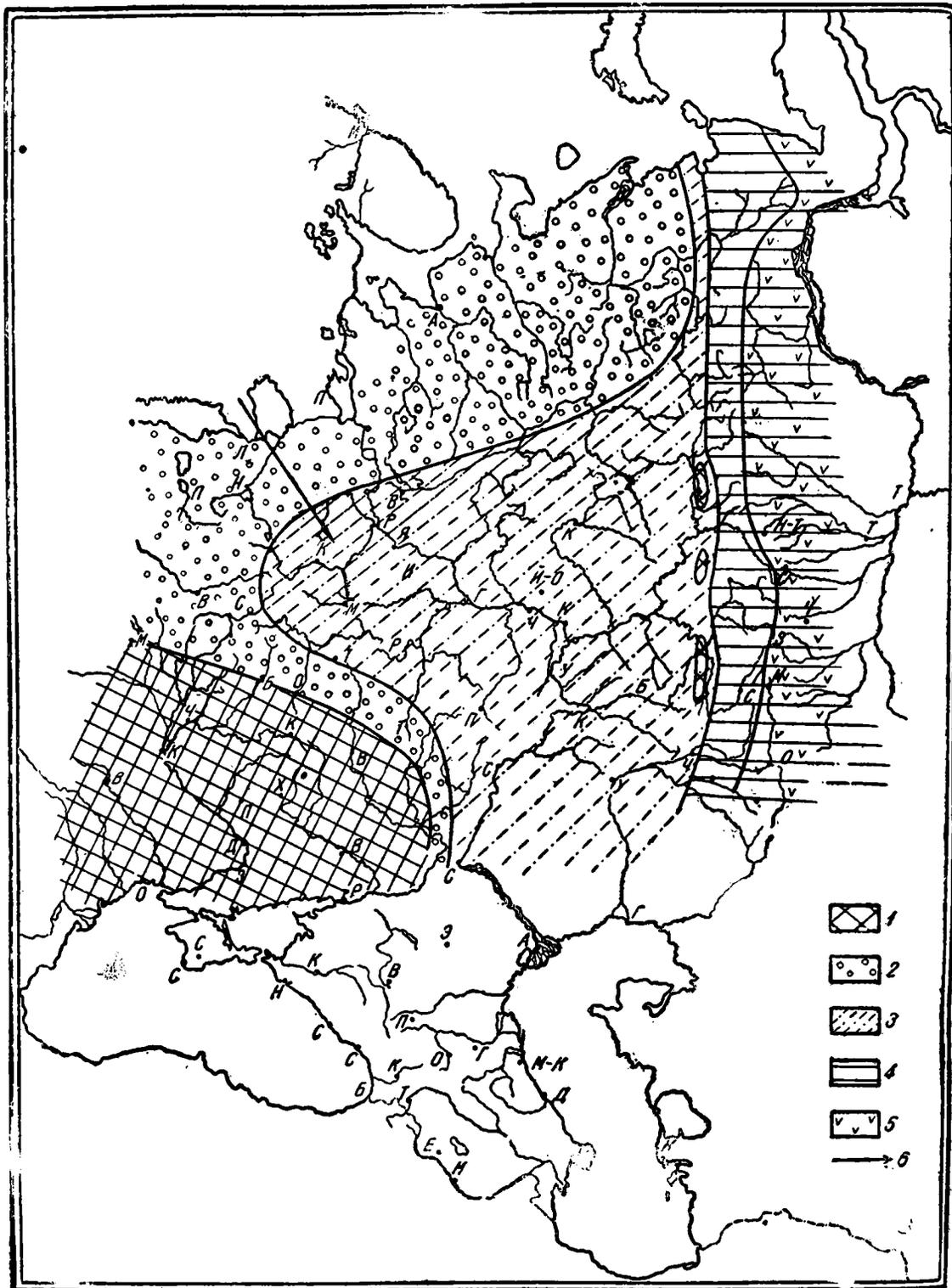


Рис. 7. Фация начала живецкого впа

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения (пески); 3 — глины и пески лагунного и континентального происхождения; 4 — известняки и доломиты; 5 — вулканогенные породы; 6 — направление приноса обломочного материала

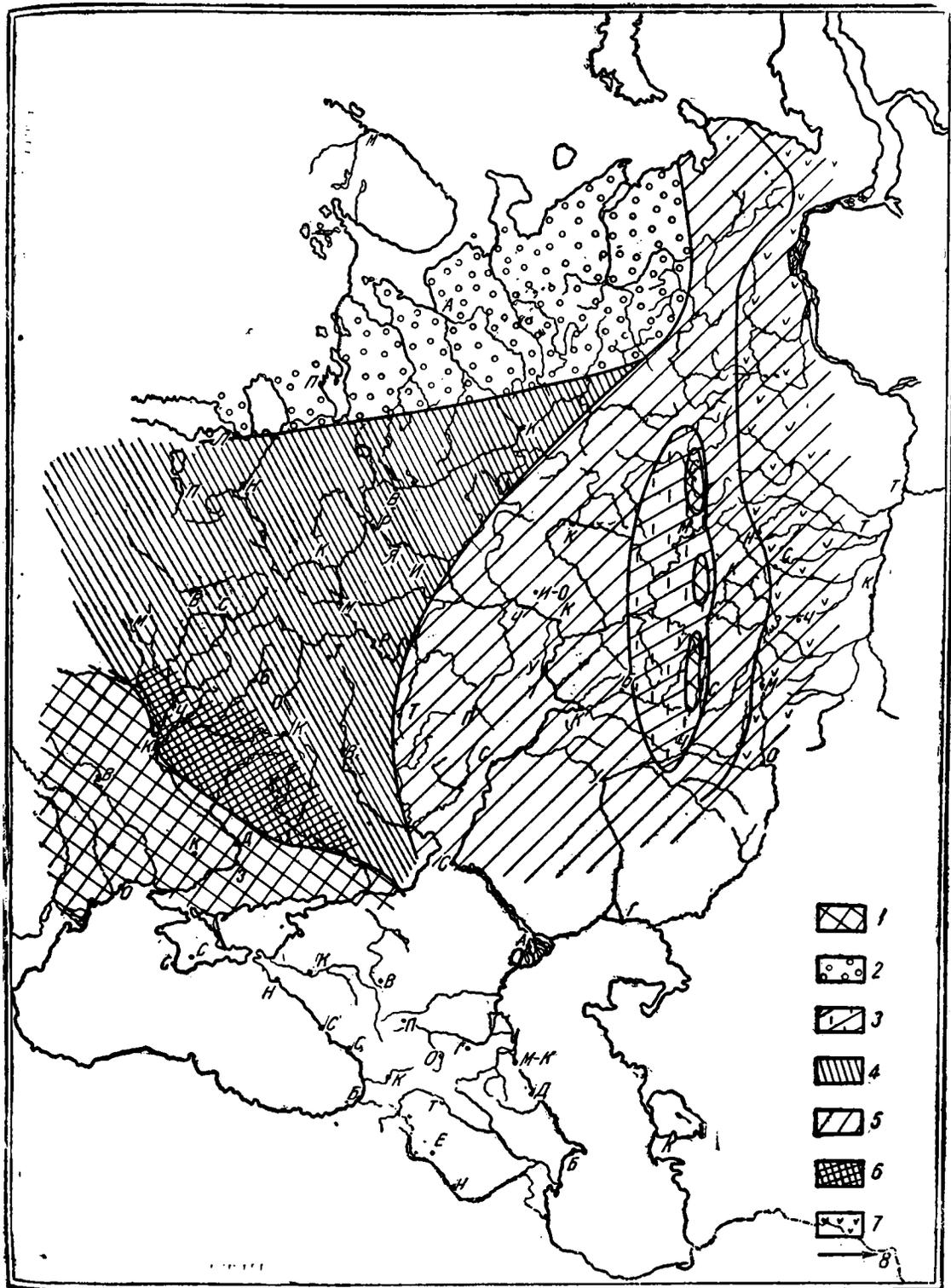


Рис. 8. Фации середины живетского века

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески и глины; 4 — доломиты, глины, гипсы (лагунные отложения); 5 — известняки; 6 — соленосные отложения; 7 — вулканогенные породы; 8 — направление приноса обломочного материала

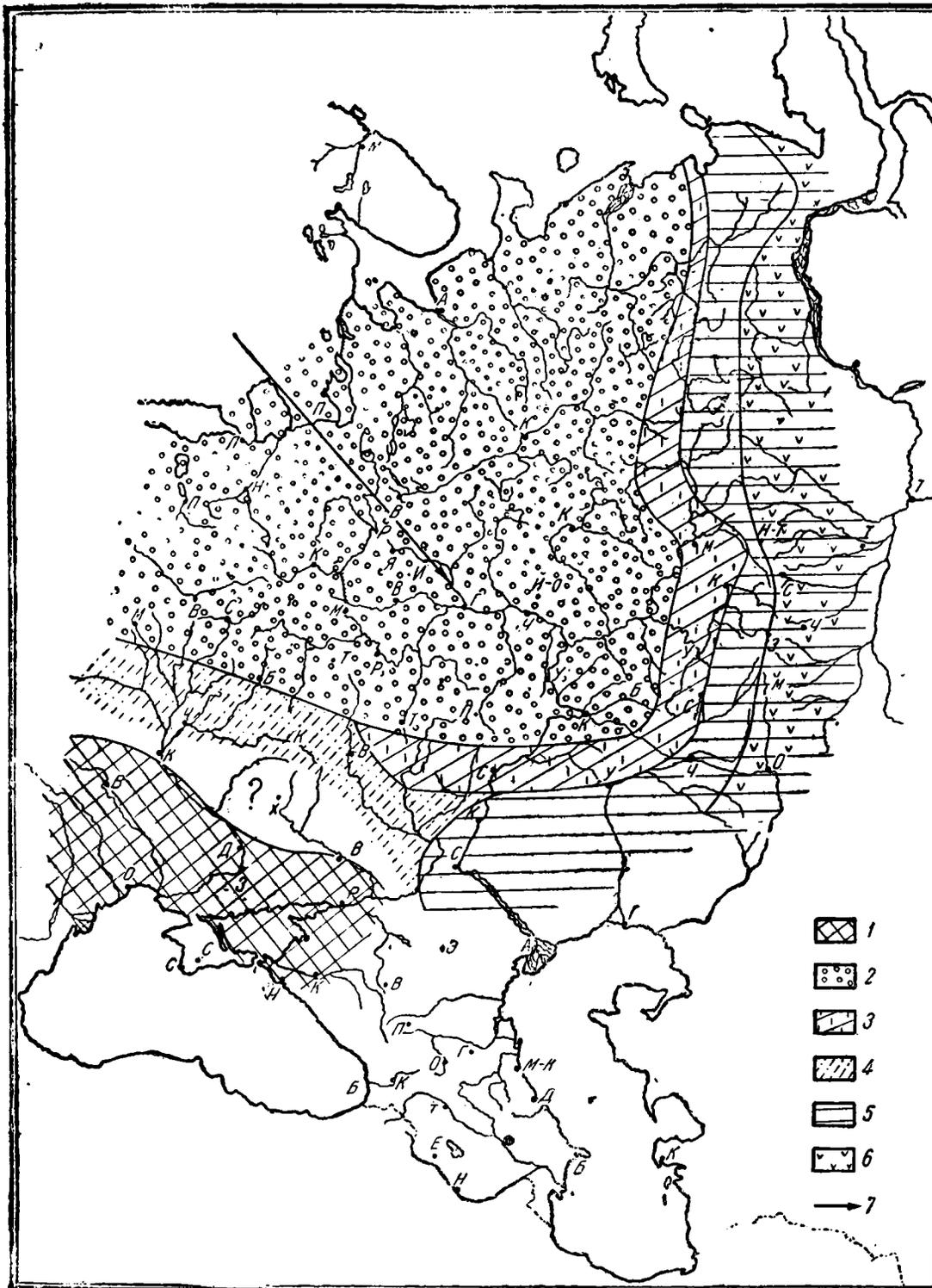


Рис. 9. Фации конца живетского века

1 — области размыва; 2 — континентальные пестрые пески и глины;
 3 — рудоносная толща (пески, глины, железная оолитовая руда); 4 — глины;
 5 — известняки; 6 — вулканогенные породы; 7 — направление приноса обломочного материала

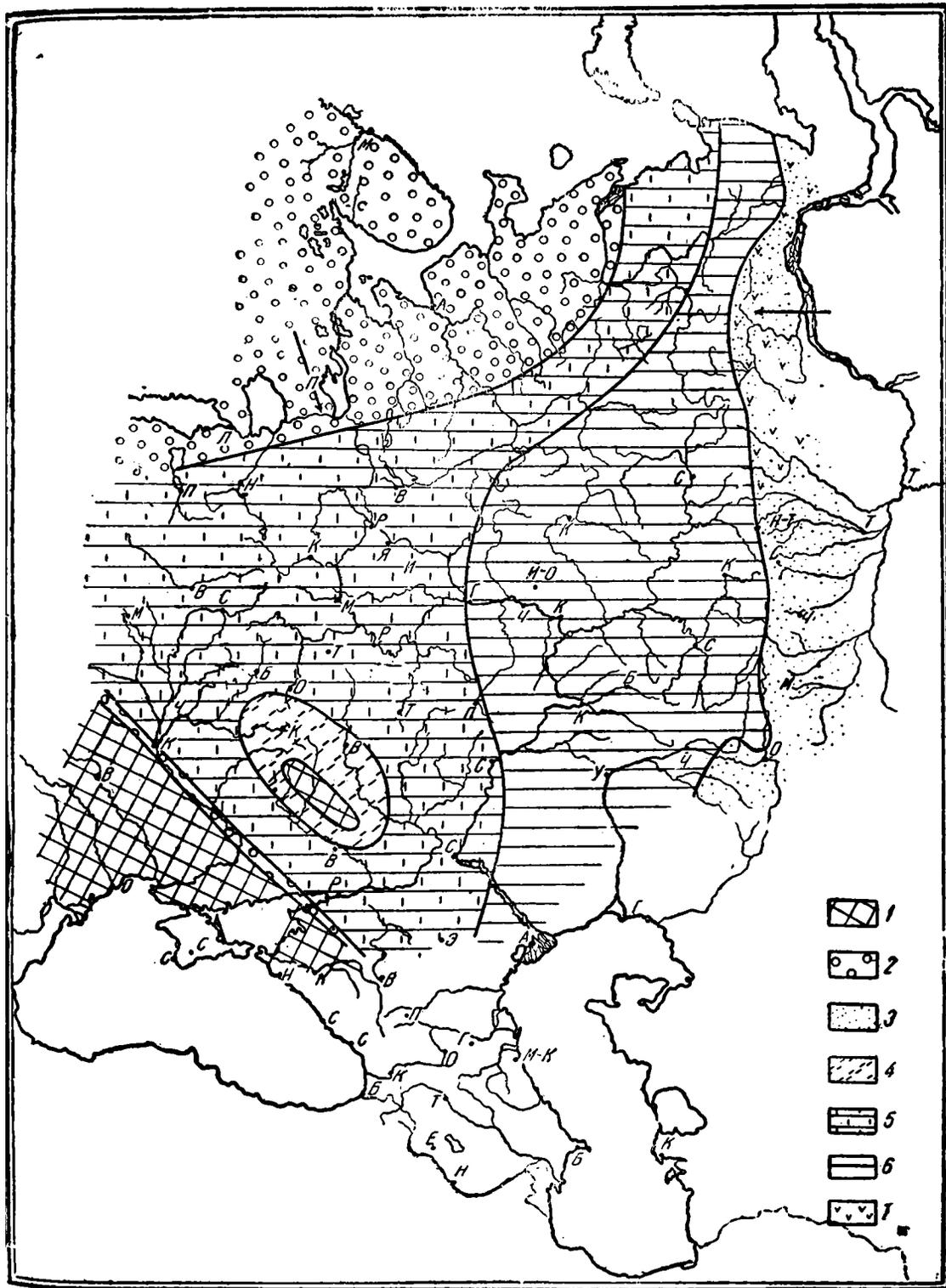


Рис. 10. Фации франского века

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — преимущественно пески; 4 — преимущественно глины; 5 — известняки (и доломиты) с прослоями глин (и песков); 6 — известняки; 7 — вулканогенные породы

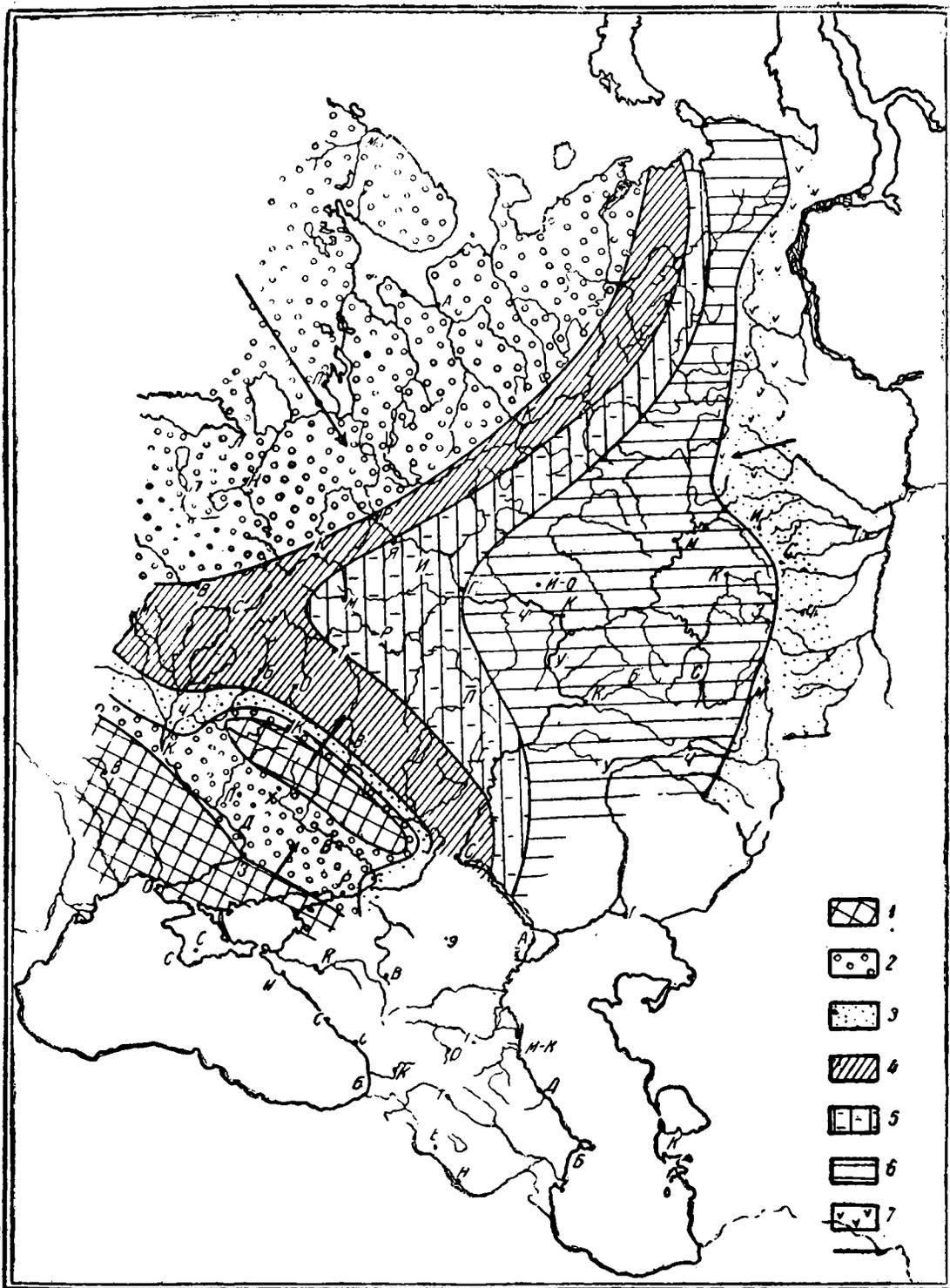


Рис. 11. Фашия фамениского века

1—области размыва; 2—континентальные отложения; 3—пески и глины; 4—глины, известняки, доломиты; 5—известняки и доломиты с прослоями глин; 6—известняки и доломиты; 7—вулканогенные породы; 8—направление приноса обломочного материала

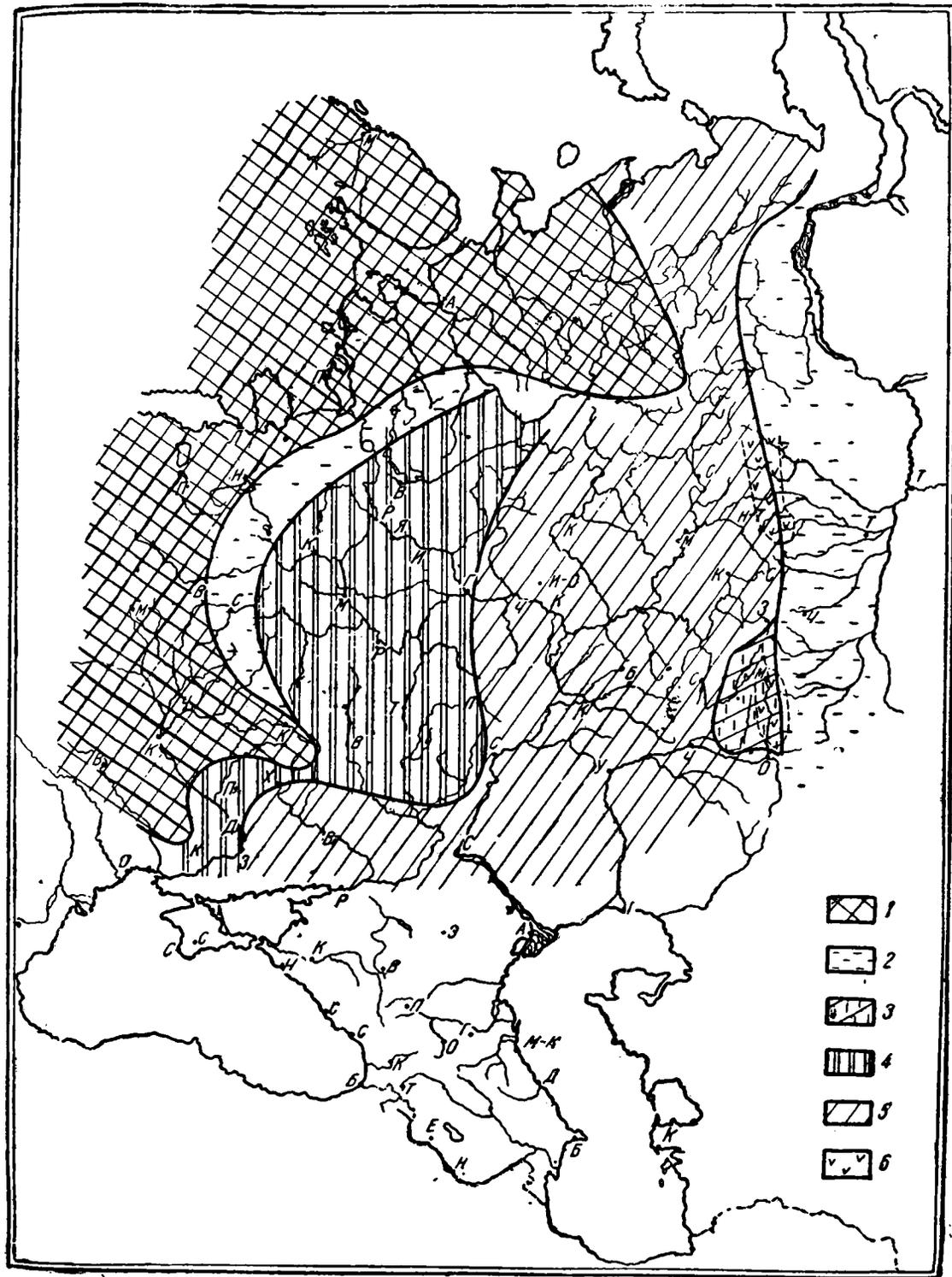


Рис. 12. Фации турнейского века

1 — области размыва; 2 — угленосные отложения; 3 — пески и глины,
 4 — известняки, пески, глины; 5 — известняки; 6 — вулканогенные породы

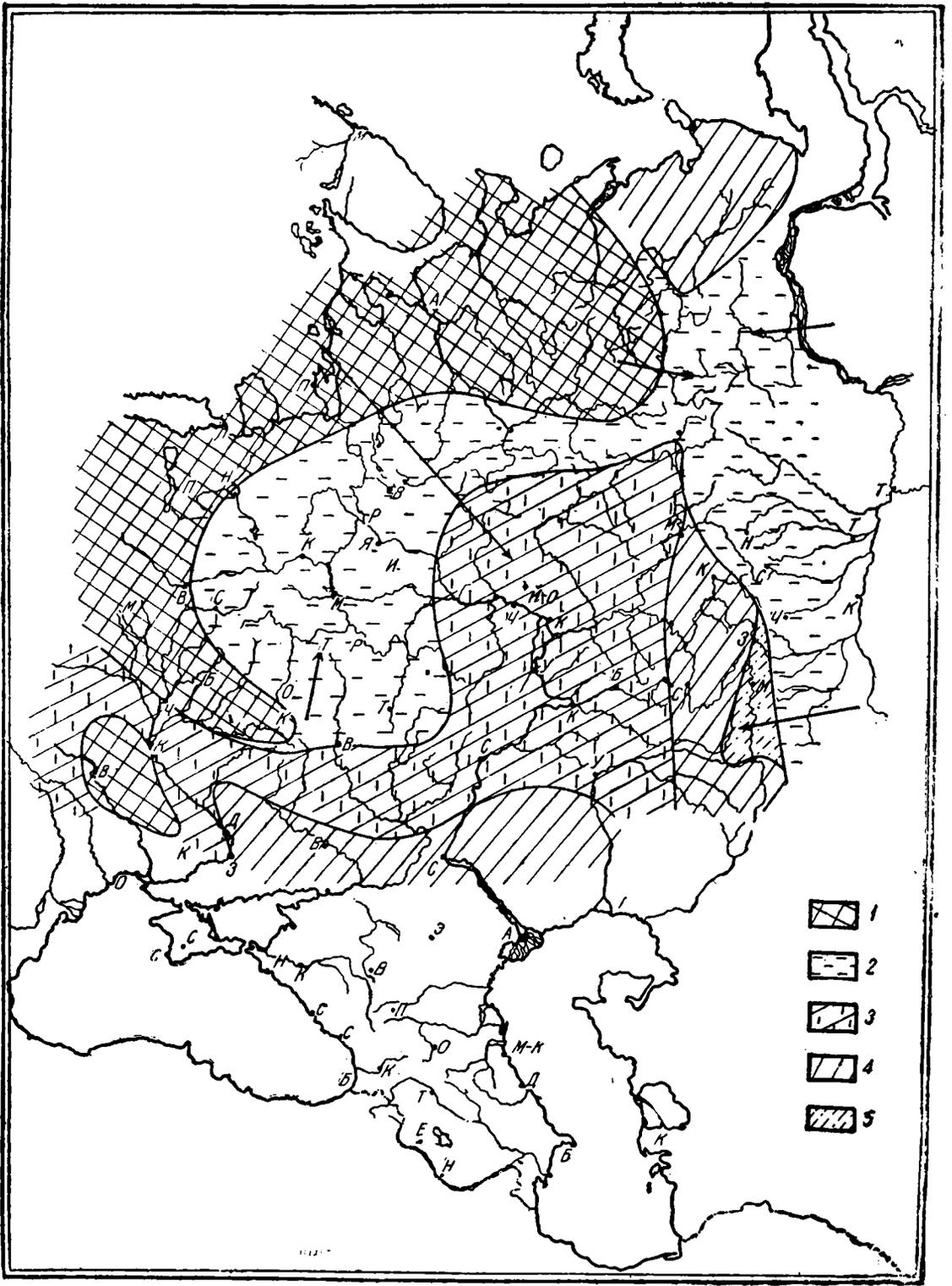


Рис. 13. Фации начала визейского века
 1 — области размыва; 2 — угленосные отложения; 3 — пески и глины;
 4 — известняки; 5 — преимущественно глины

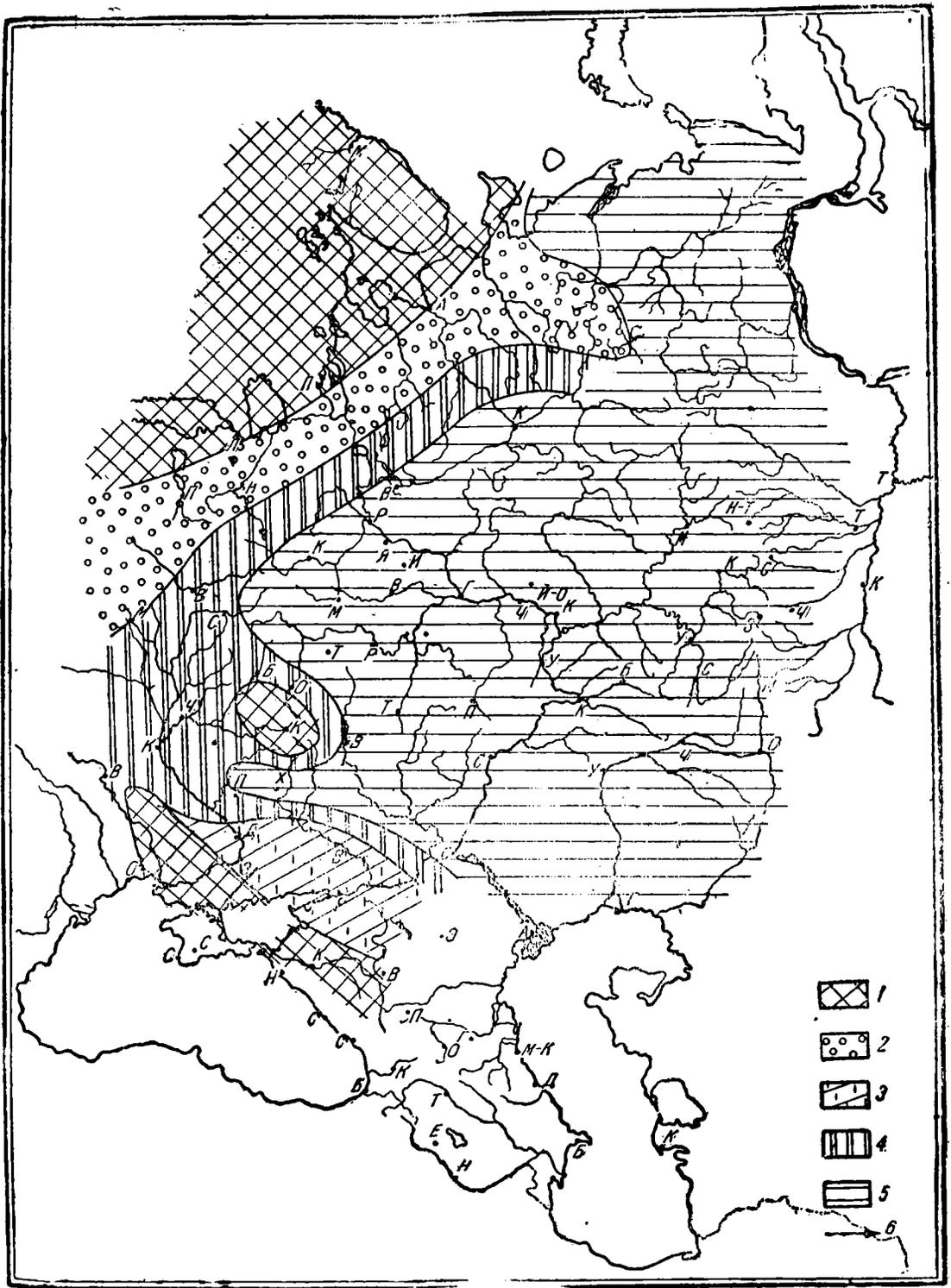


Рис. 14. Фаши середины визейского века

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески и глины; 4 — пески, глины, известняки; 5 — известняки; 6 — направление приноса обломочного материала

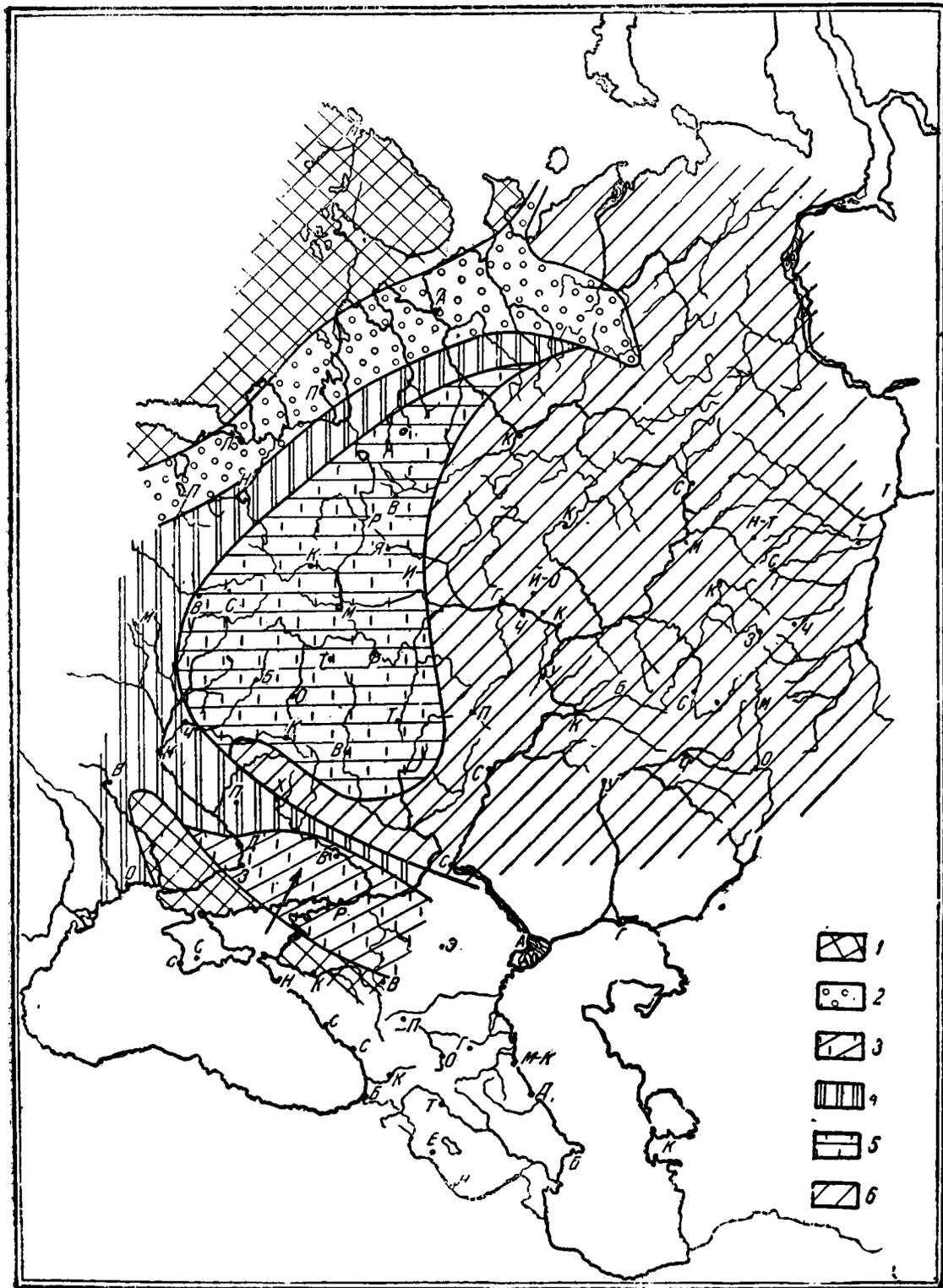


Рис. 15. Фации конца визейского века

- 1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — глины и пески
 4 — известняки, глины, пески; 5 — известняки с прослоями глин;
 6 — известняки

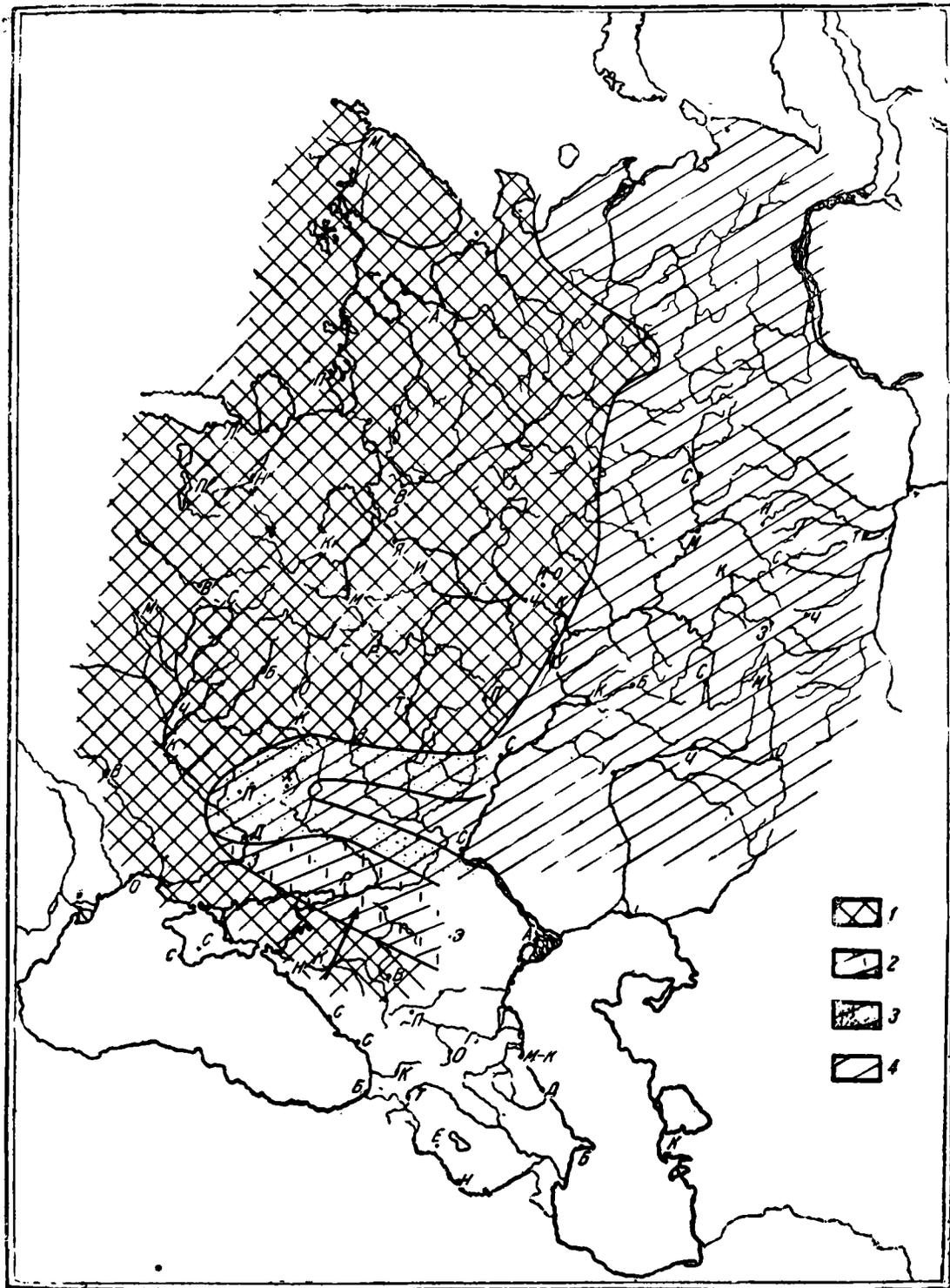


Рис. 16. Фации конца миоценового века
 1 — области размыва; 2 — глины и пески; 3 — известняки с прослойками
 глин и песков; 4 — известняки

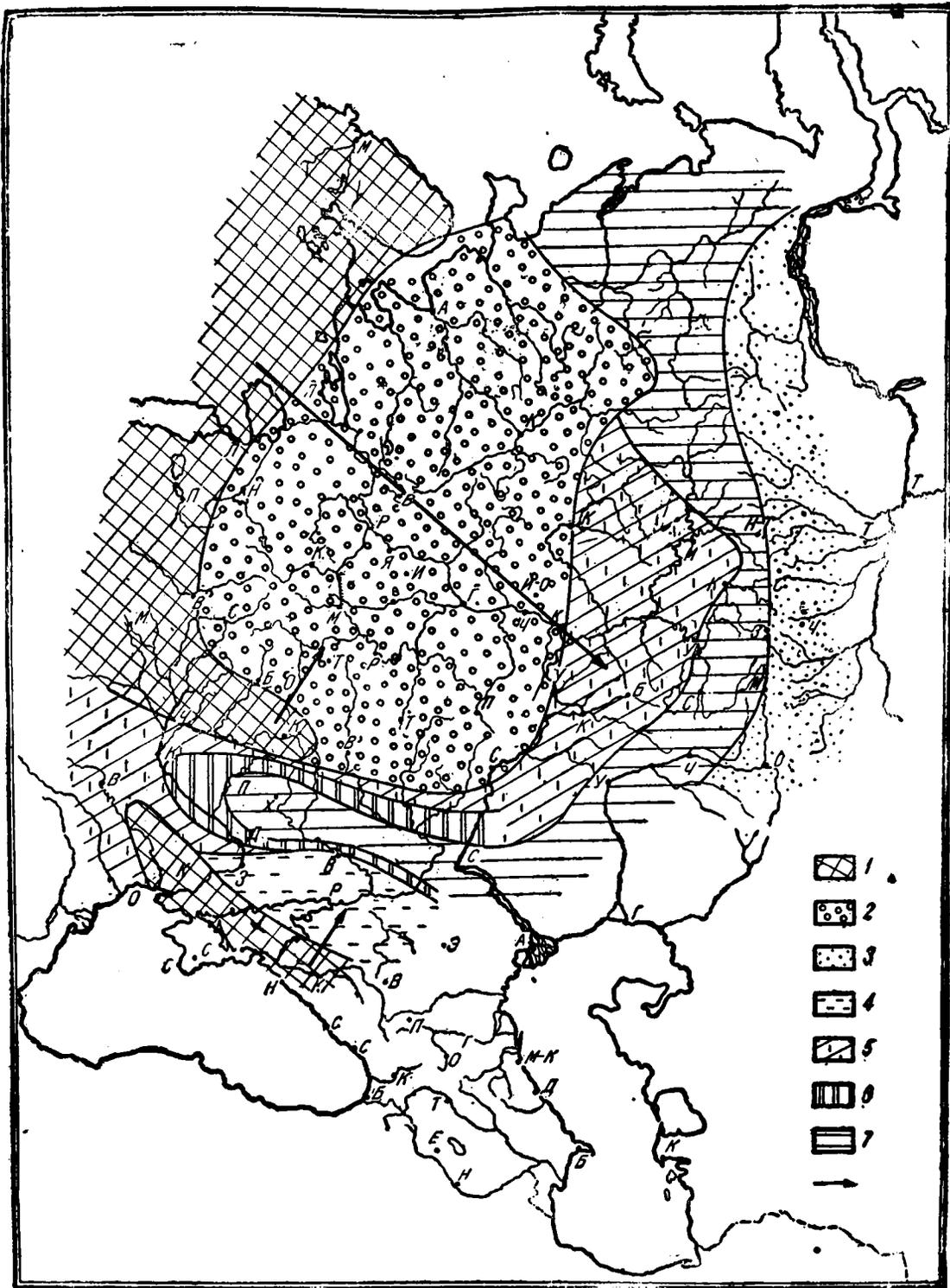


Рис. 17. Фации начала среднего карбона

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески; 4 — угленосные отложения; 5 — пески и глины; 6 — известняки, глины, пески; 7 — известняки

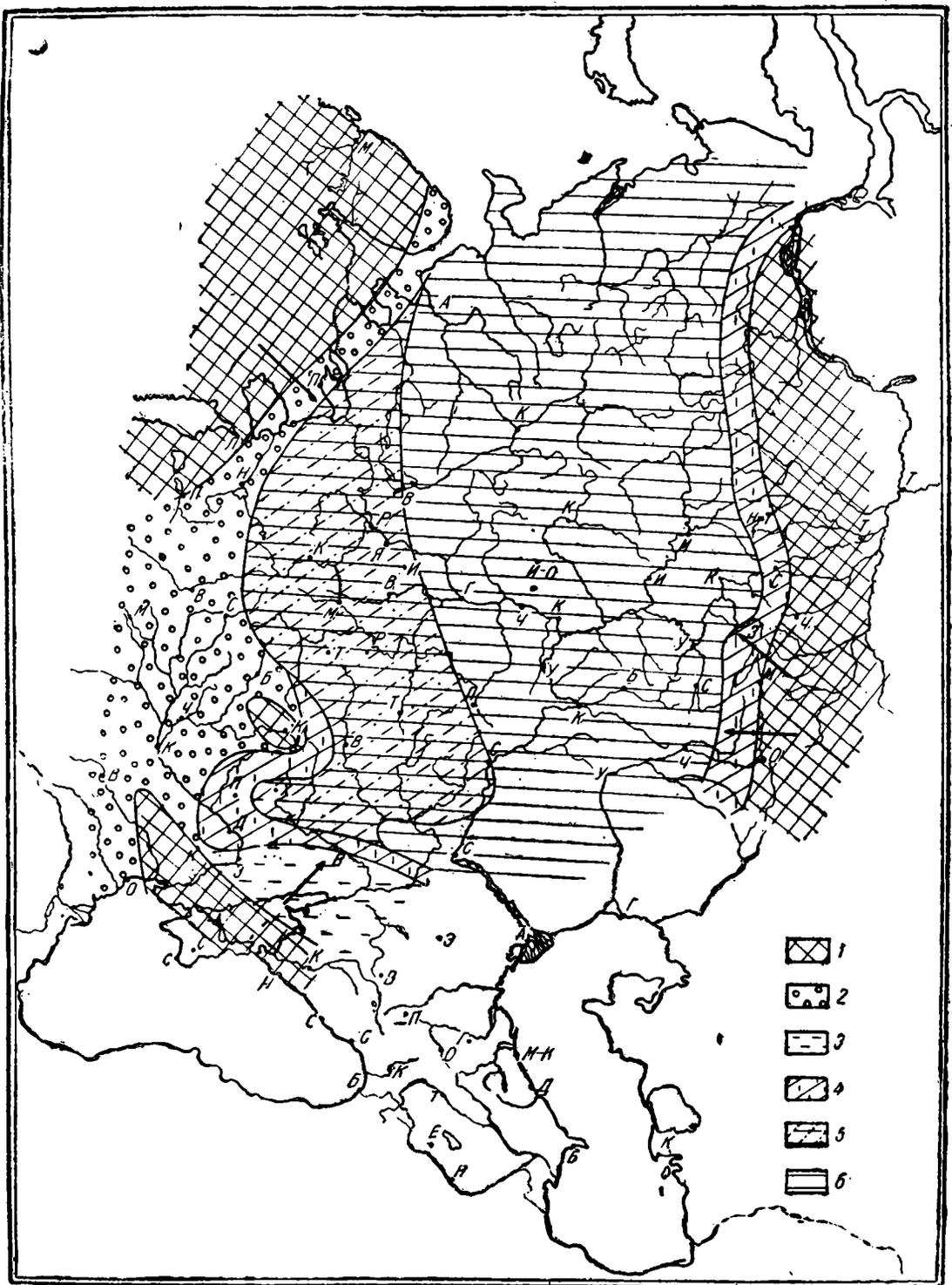


Рис. 19. Фации верхнего карбона

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — угленосные отложения; 4 — пески и глины; 5 — известняки с прослоями глин; 6 — известняки

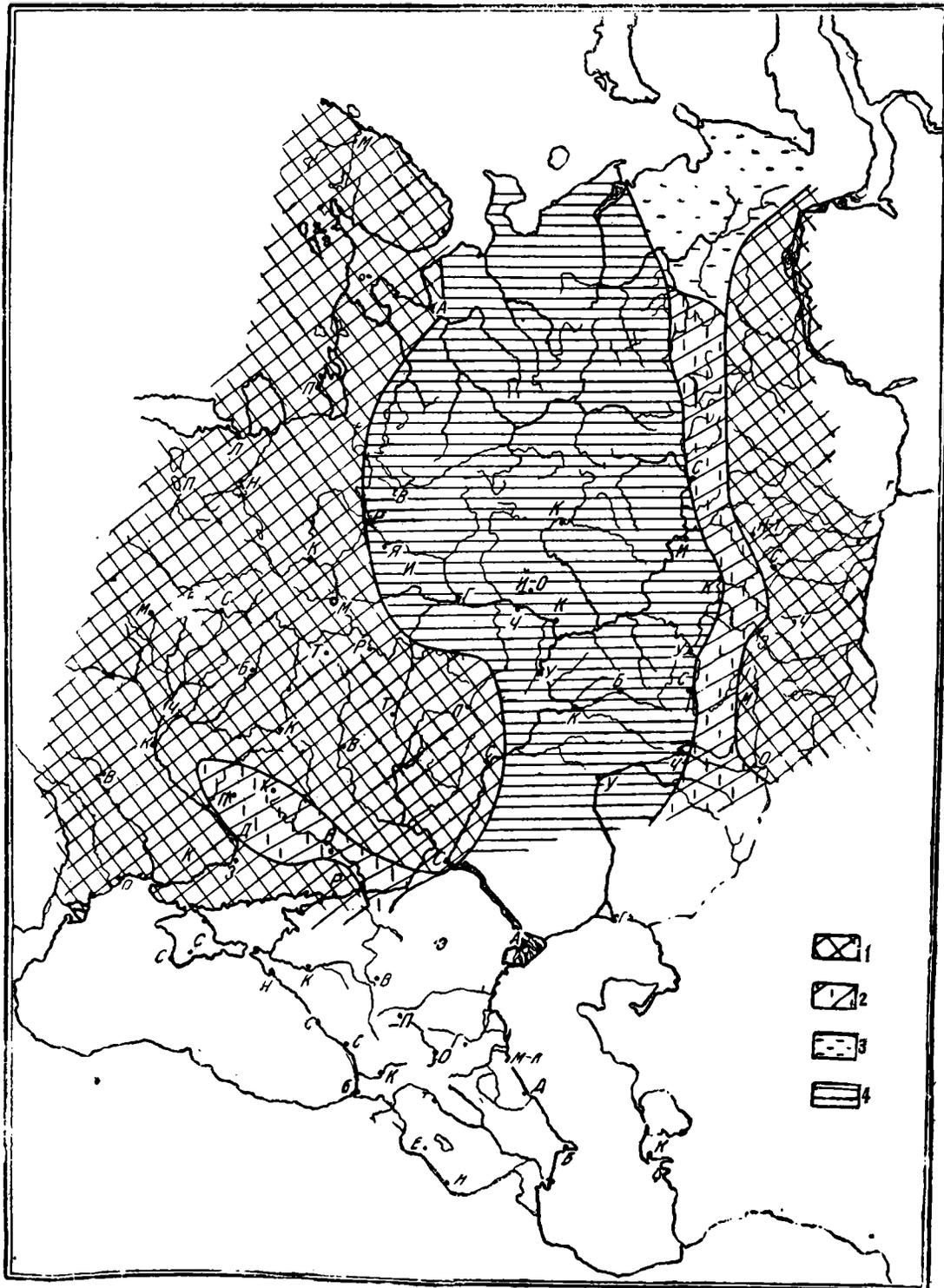


Рис. 20. Фации архейского века
 1 — области размыва; 2 — пески и глины; 3 — угленосные отложения;
 4 — известняки и доломиты

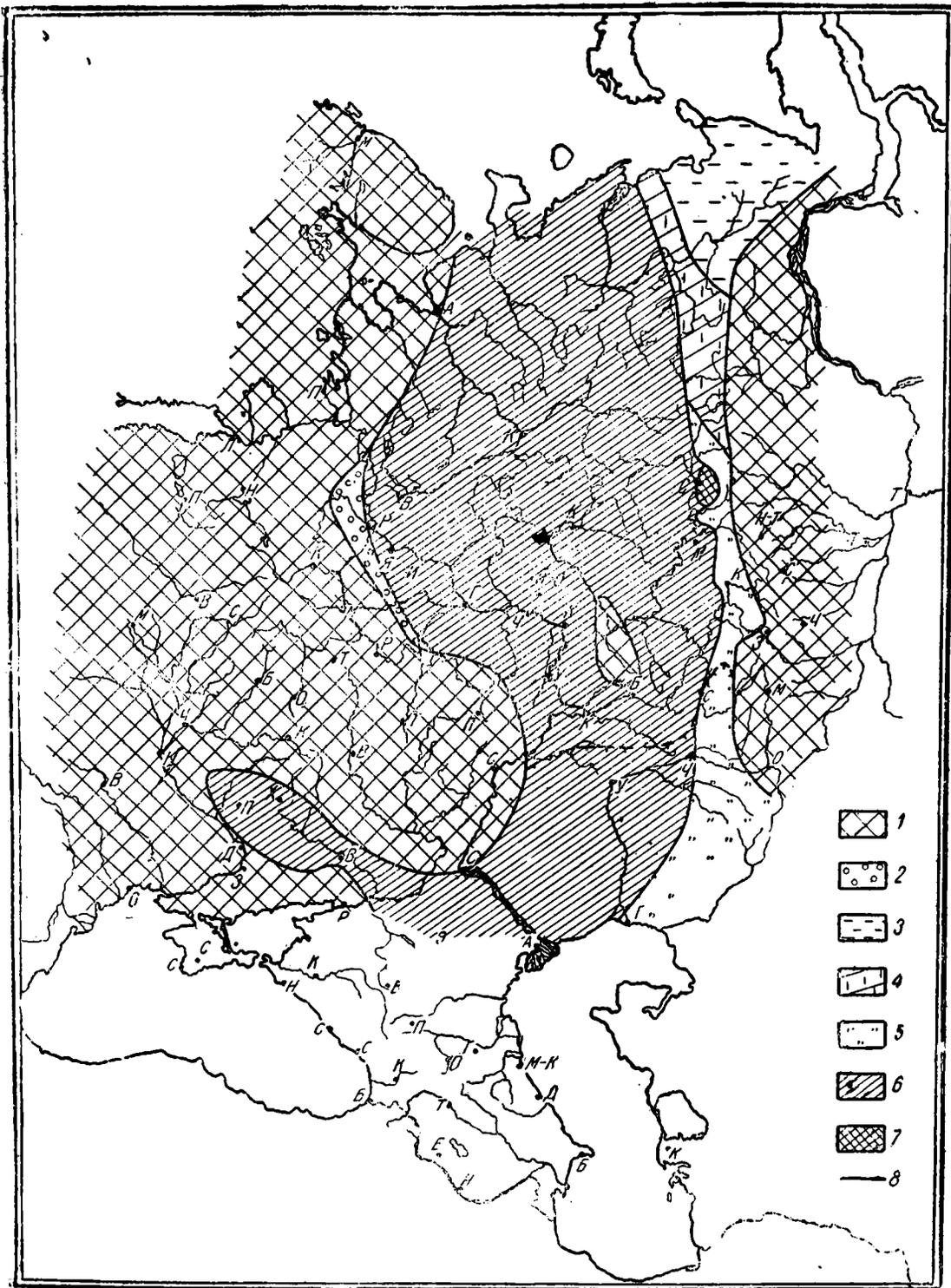


Рис. 21. Фации начала кунгурского века

1 — области размыва; 2 — континентальные красноцветные отложения; 3 — угленосные отложения; 4 — песчано-глинистые отложения; 5 — доломиты, гипсы, пески, соль; 6 — доломиты, гипсы, соль; 7 — соленосные отложения; 8 — северная граница широкого развития соленосных отложений

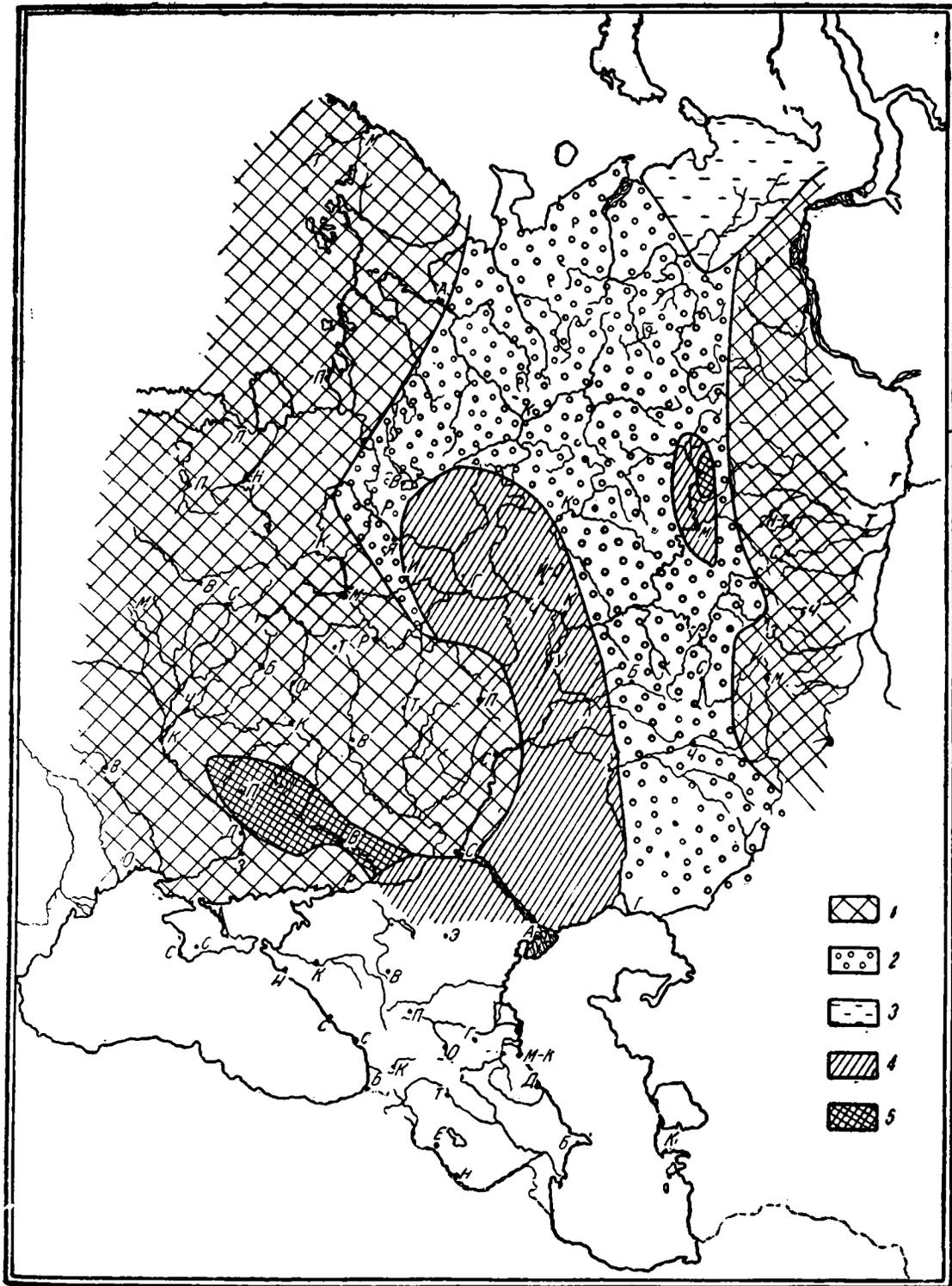


Рис. 22. Фация конца кунгурского века

1 — области размыва; 2 — континентальные красноцветные отложения (уфимские); 3 — угленосные отложения; 4 — соленосные отложения; 5 — доломиты и гипс

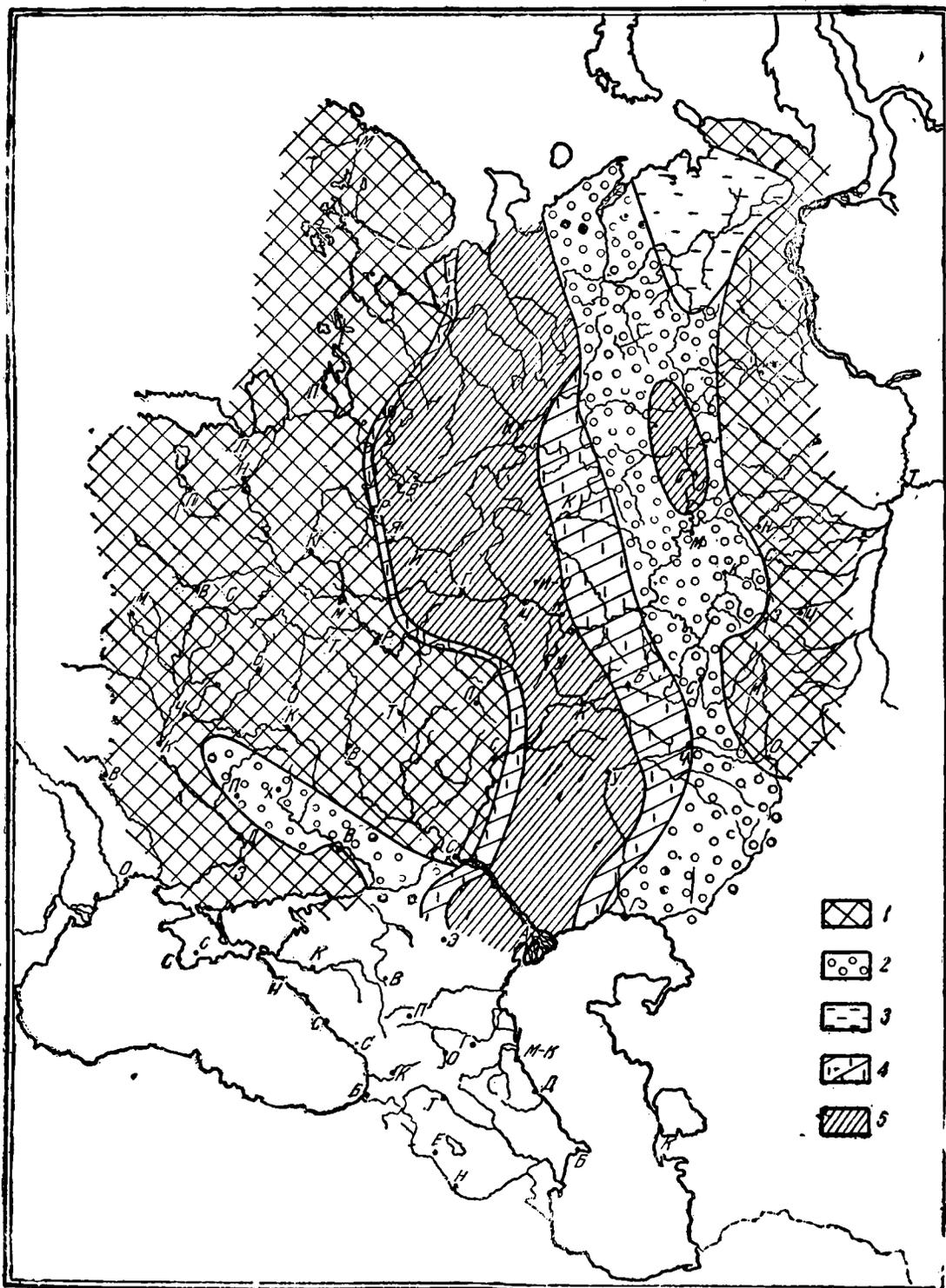


Рис. 23. Фации спрiferовых слоев

1 — области размыва; 2 — континентальные красноцветные отложения;
 3 — угленосные отложения; 4 — преимущественно морские песчано-гли-
 нистые отложения; 5 — доломиты, известняки, гипсы

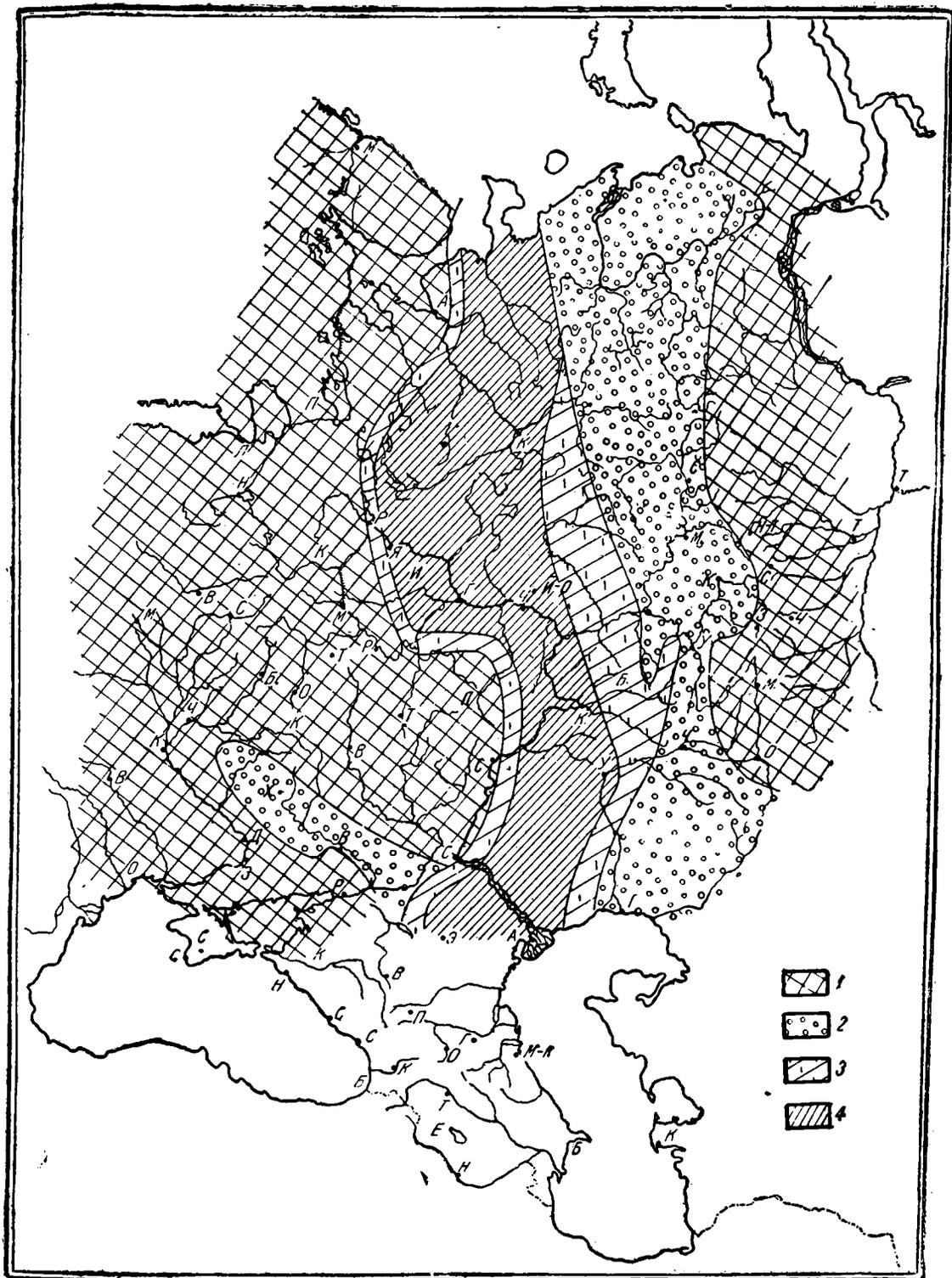


Рис. 24. Фации конкиферовых слоев

1 — области размыва; 2 — континентальные красноцветные отложения;
3 — пески и глины (морские); 4 — доломиты и известняки

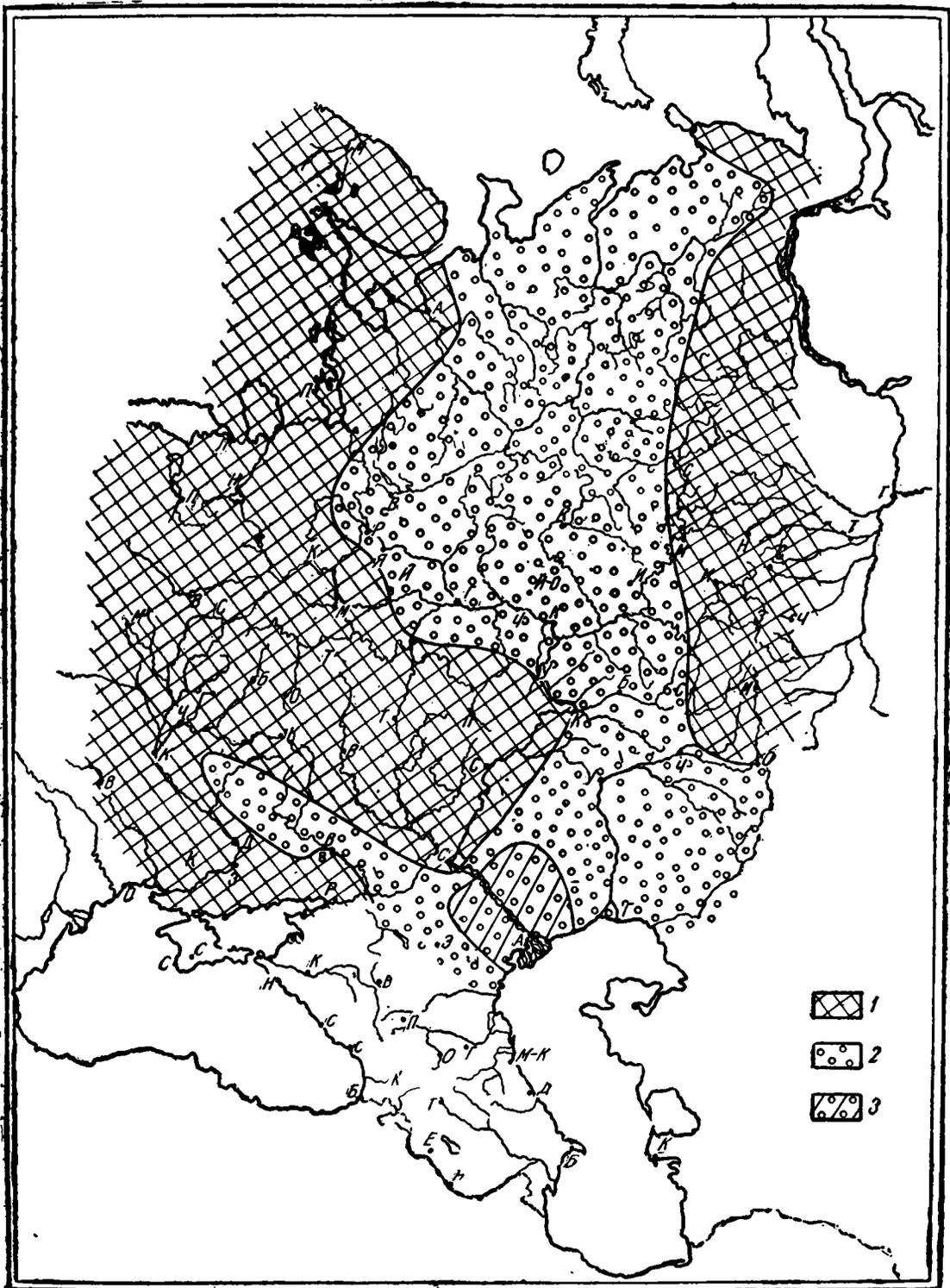


Рис. 25. Фации татарского яруса

1 — области размыва; 2 — континентальные пестроцветные отложения;
3 — континентальные отложения с прослоями морских

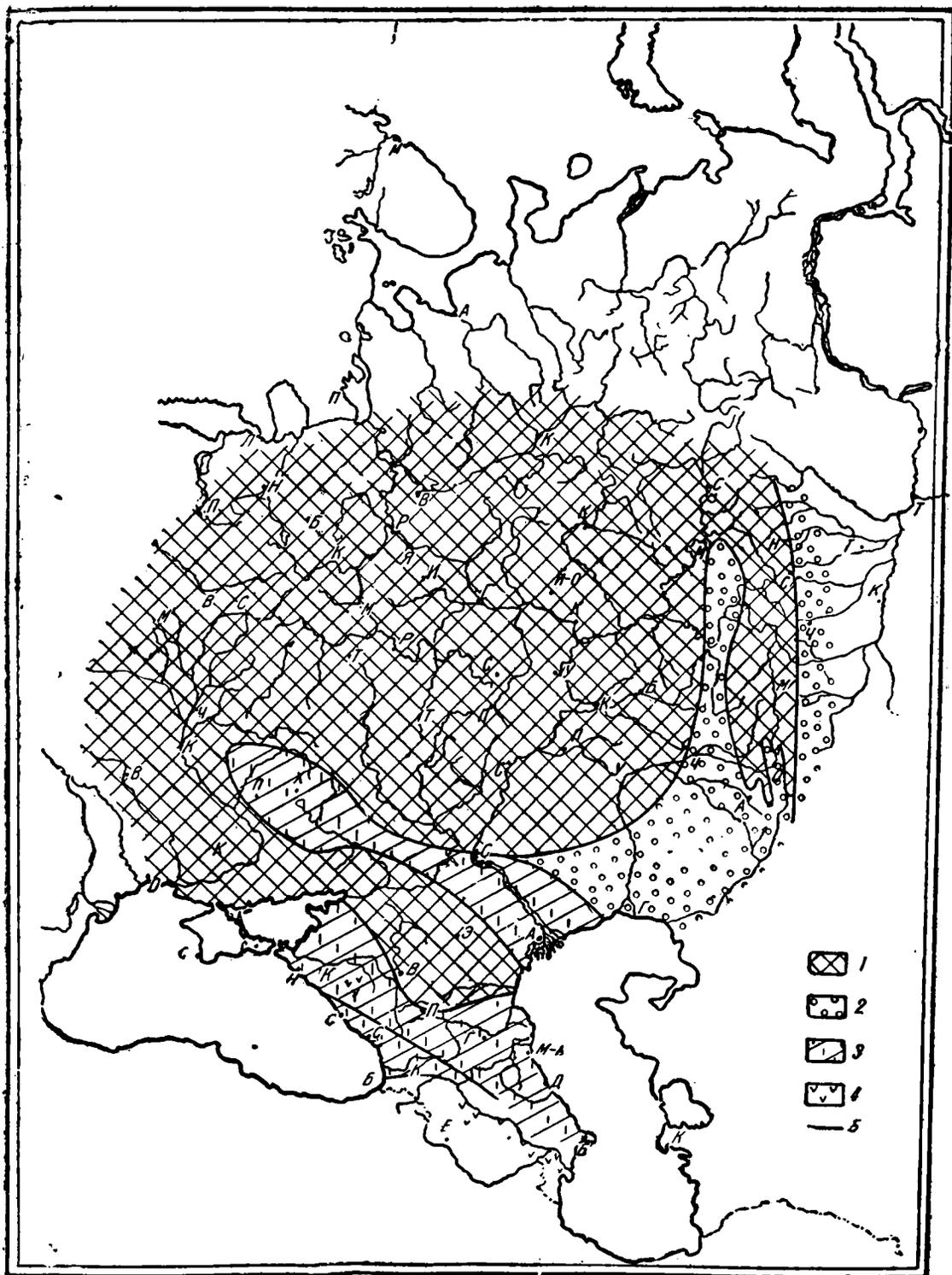


Рис. 26. Фашии нижней юры

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески и глины; 4 — песчано-глинистые и вулканогенные породы; 5 — крупные разрывы (надвиги)

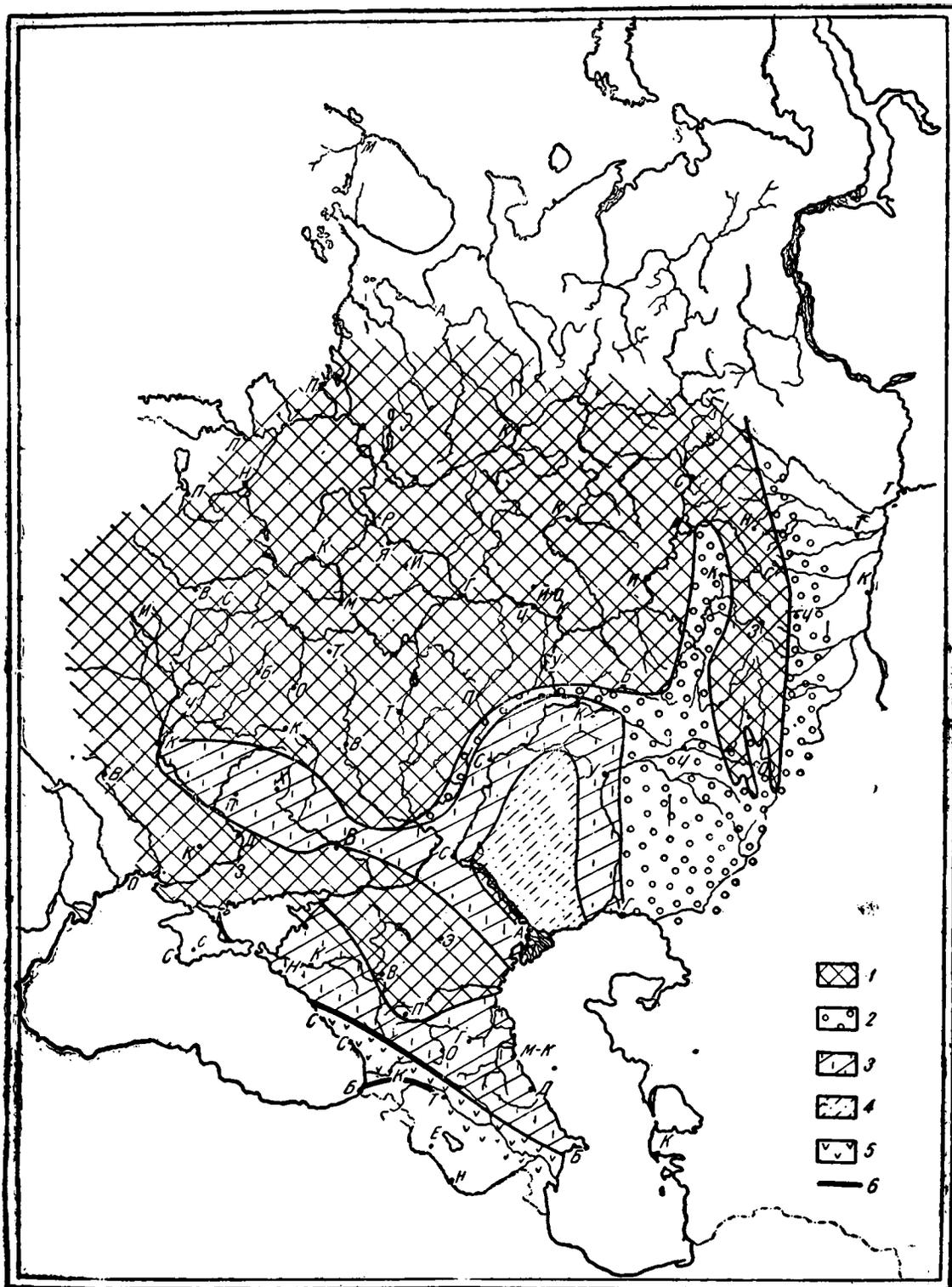


Рис. 27. Фации средней юры

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески и глины; 4 — глины; 5 — песчано-глинистые и вулканогенные породы; 6 — крупные разрывы (надвиги)

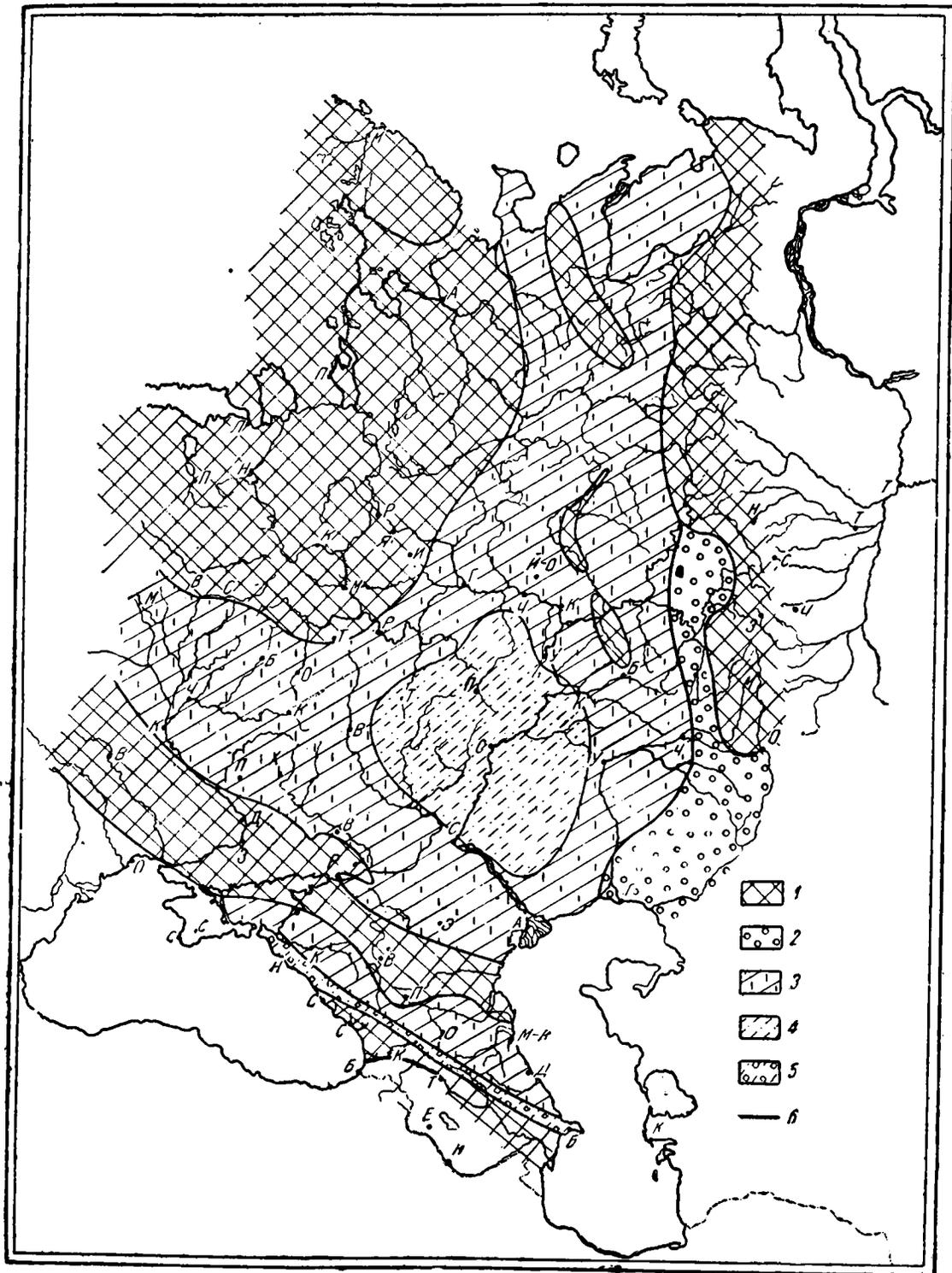


Рис. 28. Фация нижнего келловей

1 — области размыва; 2 — континентальные (угленосные) отложения;
 3 — пески и глины; 4 — глины; 5 — флиш (глины, мергели); 6 — крупные разрывы (надвиги)

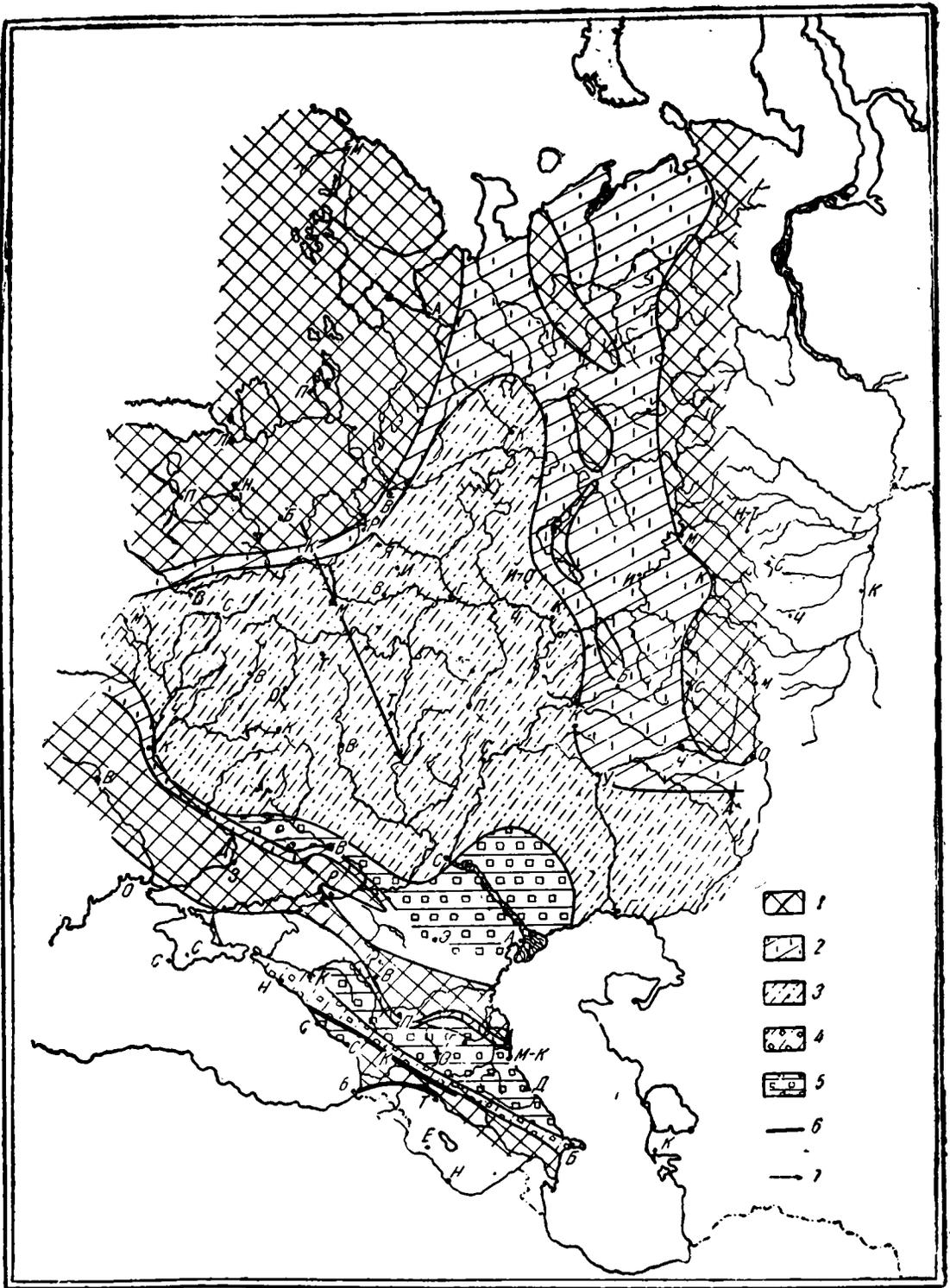


Рис. 29. Фации оксфордских отложений

1 — области размыва; 2 — пески и глины; 3 — глины; 4 — флиш (мергели, глины); 5 — известняки и мергели; 6 — крупные разрывы (надвиги); 7 — направление приноса обломочного материала

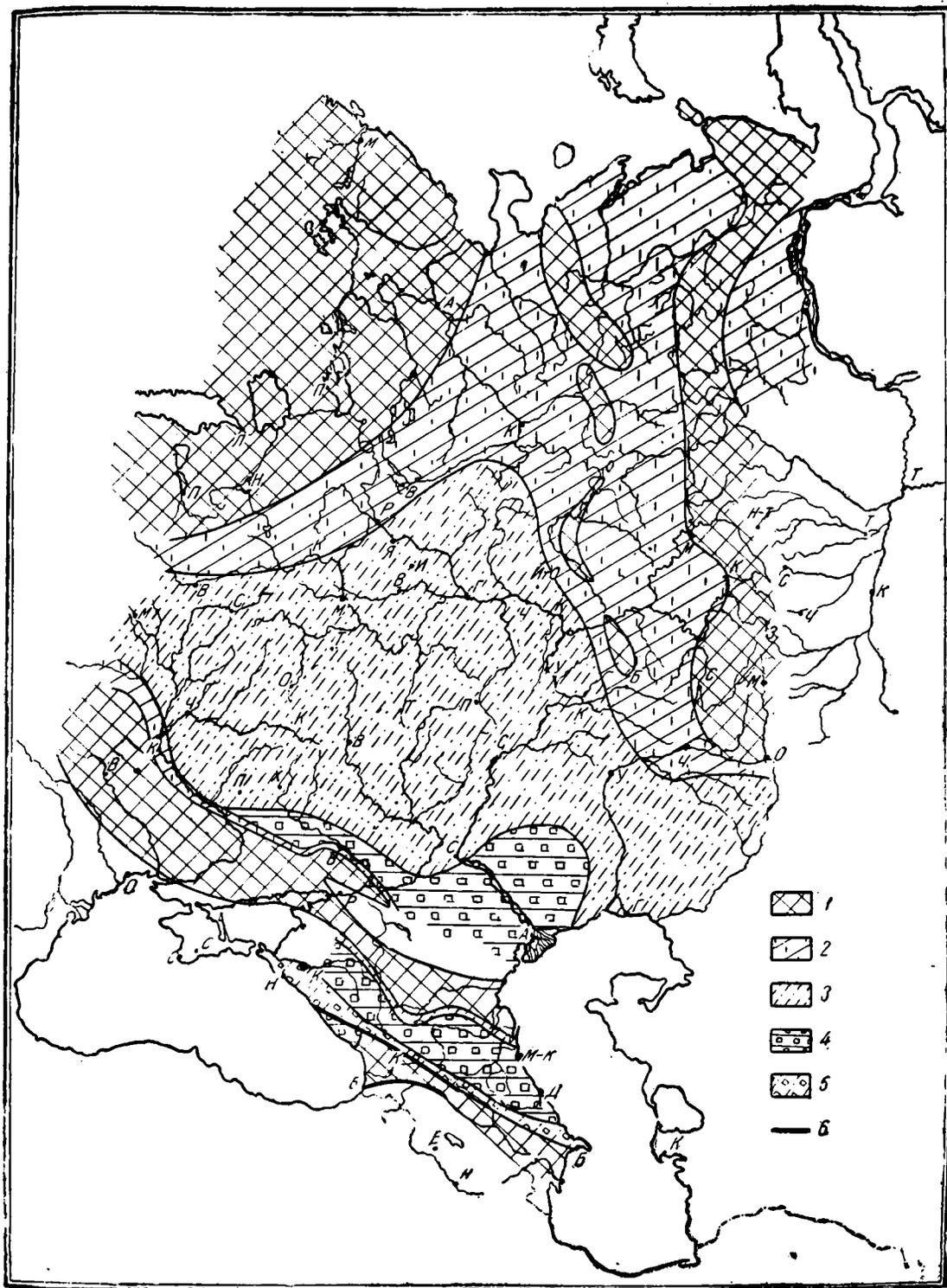


Рис. 30. Фашии кимериджских отложений
 1 — области размыва; 2 — пески и глины; 3 — глины; 4 — известняки и мергели; 5 — флиш (мергели, глины); 6 — крупные разрывы (надвиги)

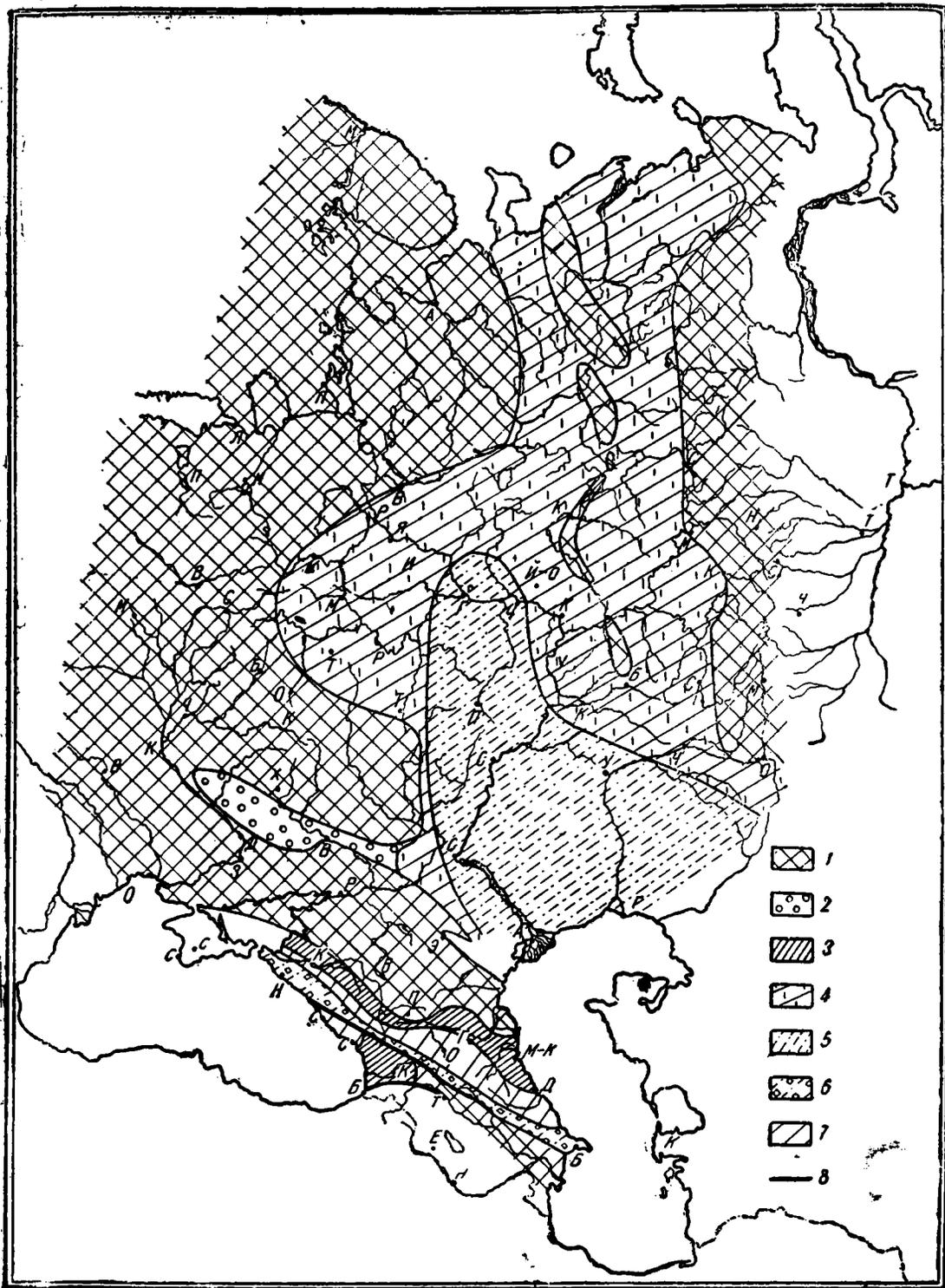


Рис. 31. Фации нижневолжских отложений
 1 — области размыва; 2 — континентальные песчано-глинистые отложения;
 3 — красноцветные гипсоносные и гипсо-доломитовые отложения; 4 — песчано-глинистые морские отложения; 5 — глины; 6 — флиш (мергели, глины); 7 — известняки; 8 — крупные разрывы (надвиги)

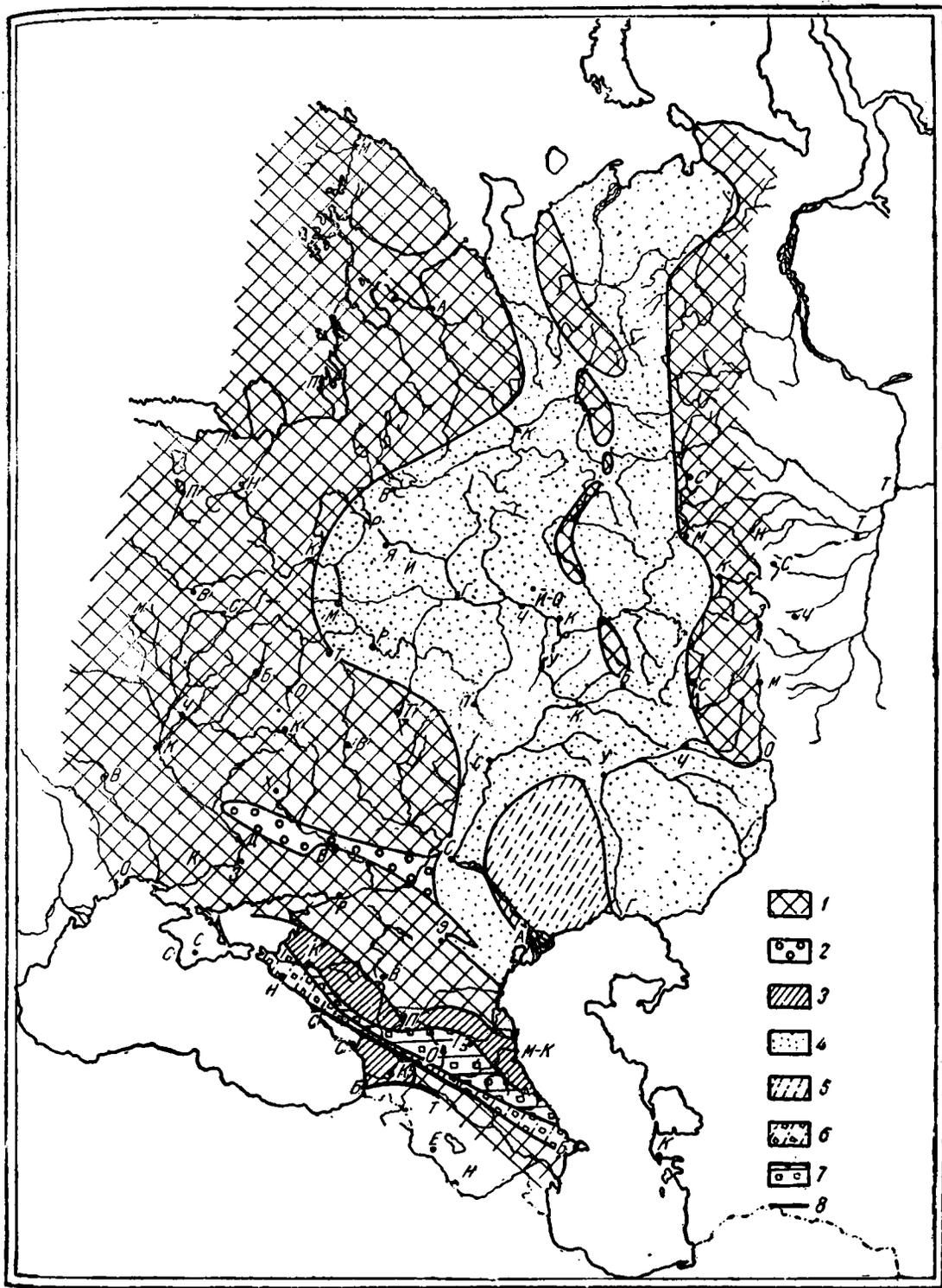


Рис. 32. Фации верхневолжских осадочных
 1 — области размыва; 2 — континентальные песчано-глинистые отложения;
 3 — красноцветные гипсоносные и гипсо-доломитовые отложения;
 4 — пески; 5 — глины; 6 — флиш (мергели, глины); 7 — известняки;
 8 — крупные разрывы (надвиги)

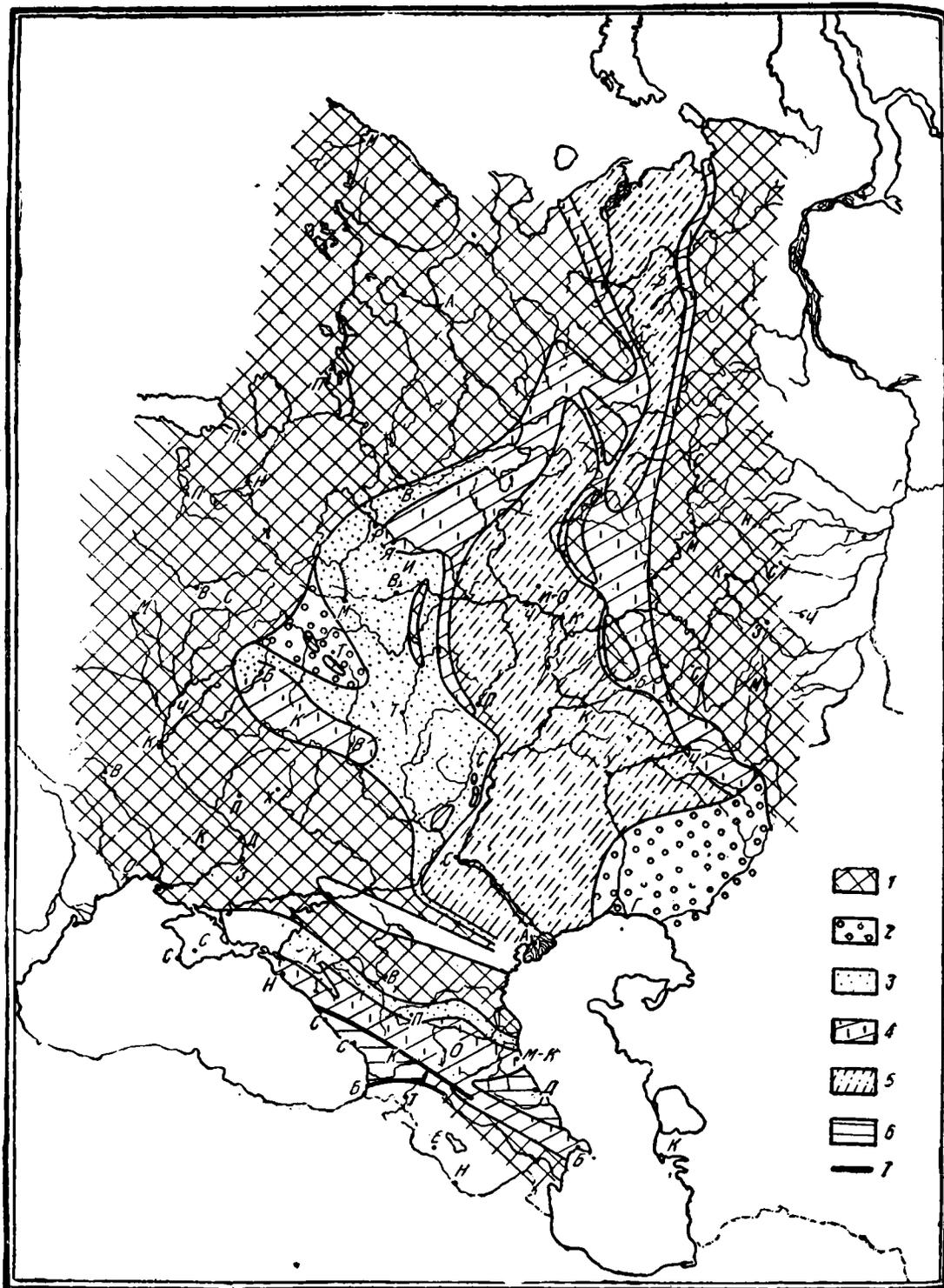


Рис. 33. Фацции готерива и баррена

1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески;
 4 — пески и глины; 5 — глинны; 6 — известняки; 7 — крупные разрывы
 (надвиги)

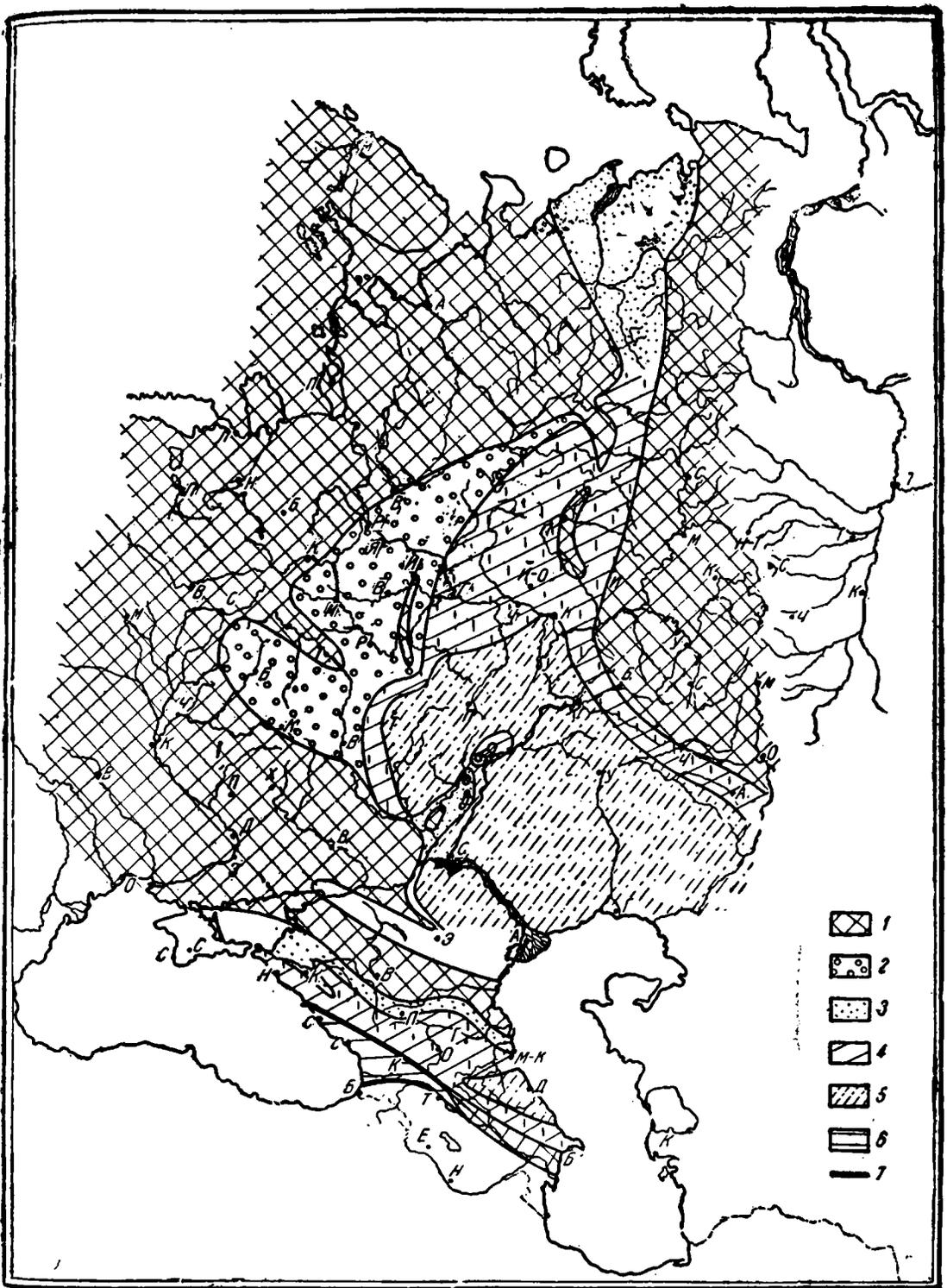


Рис. 34. Фации апта
 1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески;
 4 — пески и глины; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — крупные разрывы
 (надвига)

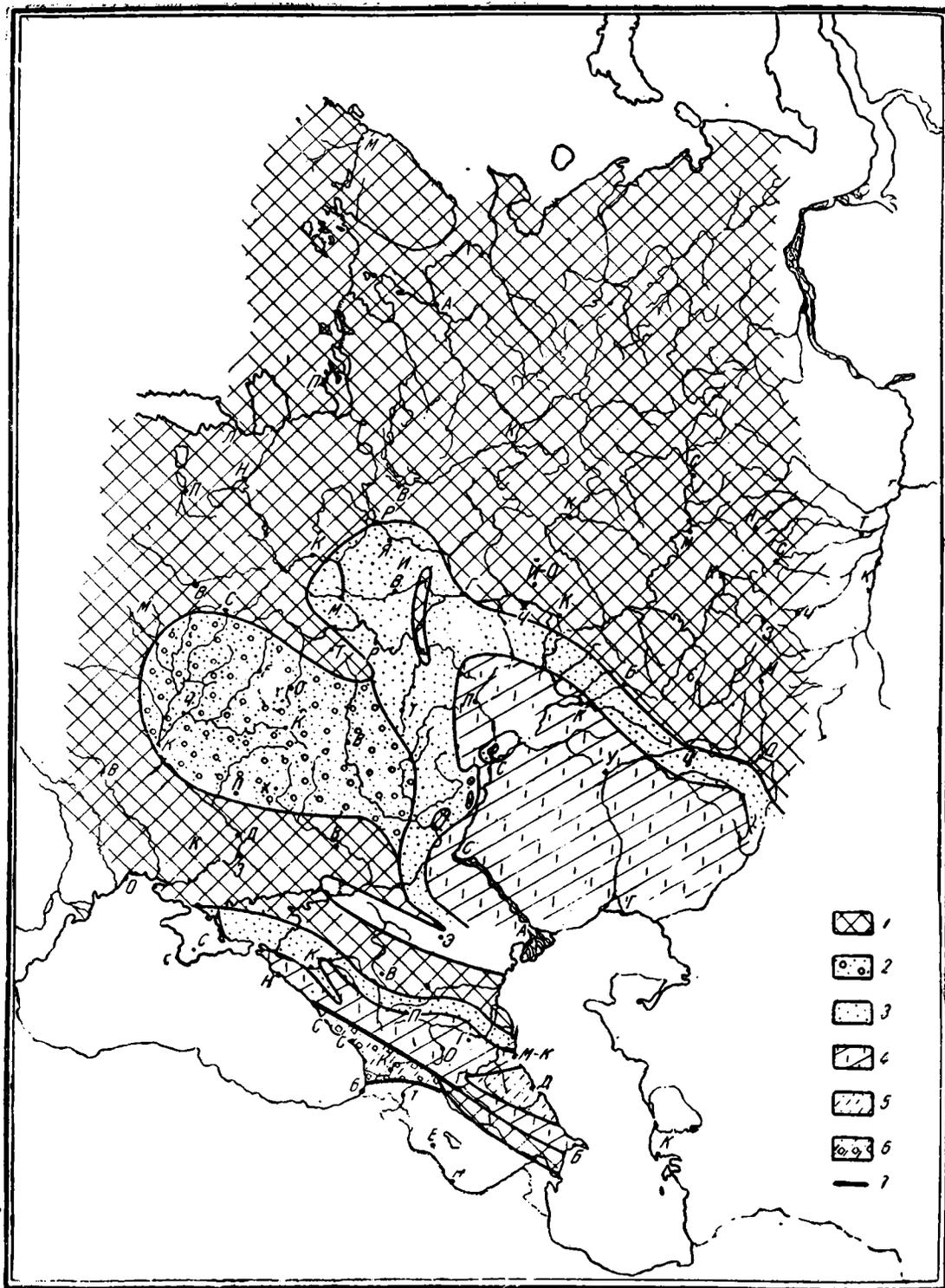


Рис. 35. Фашии среднего альба
 1—области размыва; 2—континентальные и морские (?) отложения;
 3—пески; 4—пески и глины; 5—глины; 6—мергели и глины; 7—крупные разрывы (надвиги)

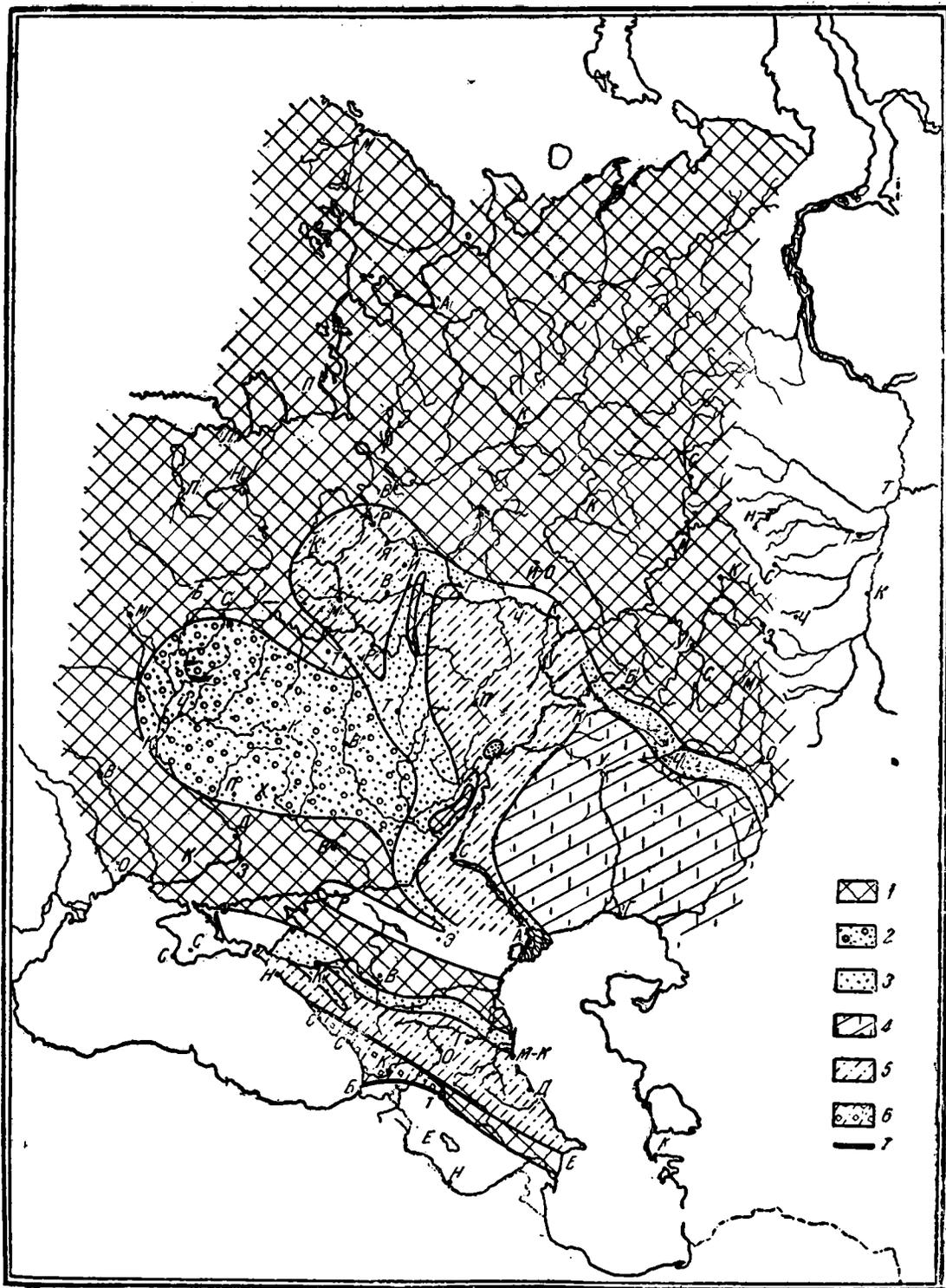


Рис. 36. Фации верхнего альба

1—области размыва; 2—континентальные и морские (?) отложения; 3—пески; 4—пески и глины; 5—глины; 6—мергели и глины; 7—крупные разрывы (надвиги).

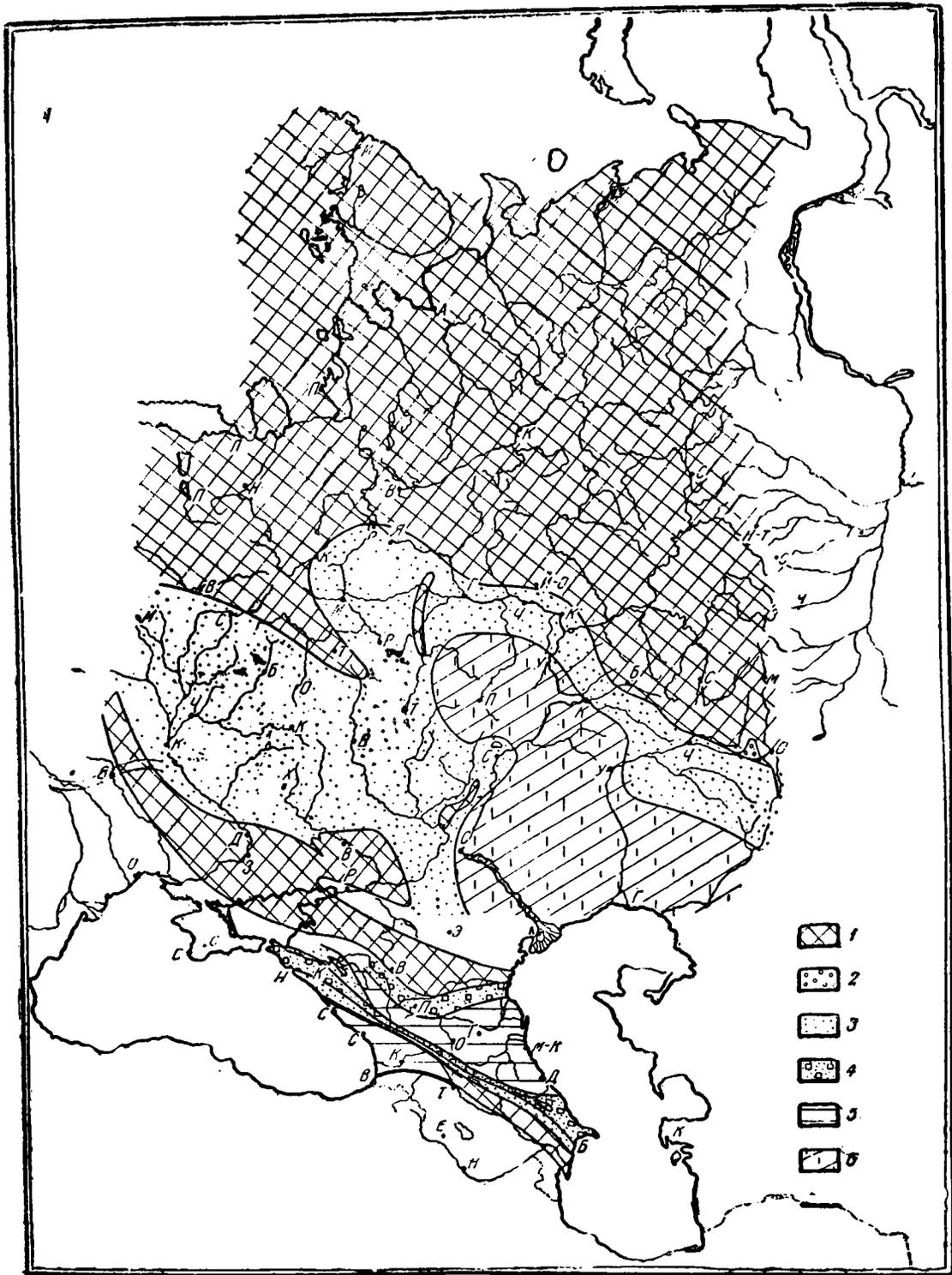


Рис. 37. Фации сеноманского яруса

1— области размыва; 2— континентальные отложения; 3— пески; 4— мергели и пески; 5— известняки; 6— пески и глины; 7— крупные разрывы (надвиги).

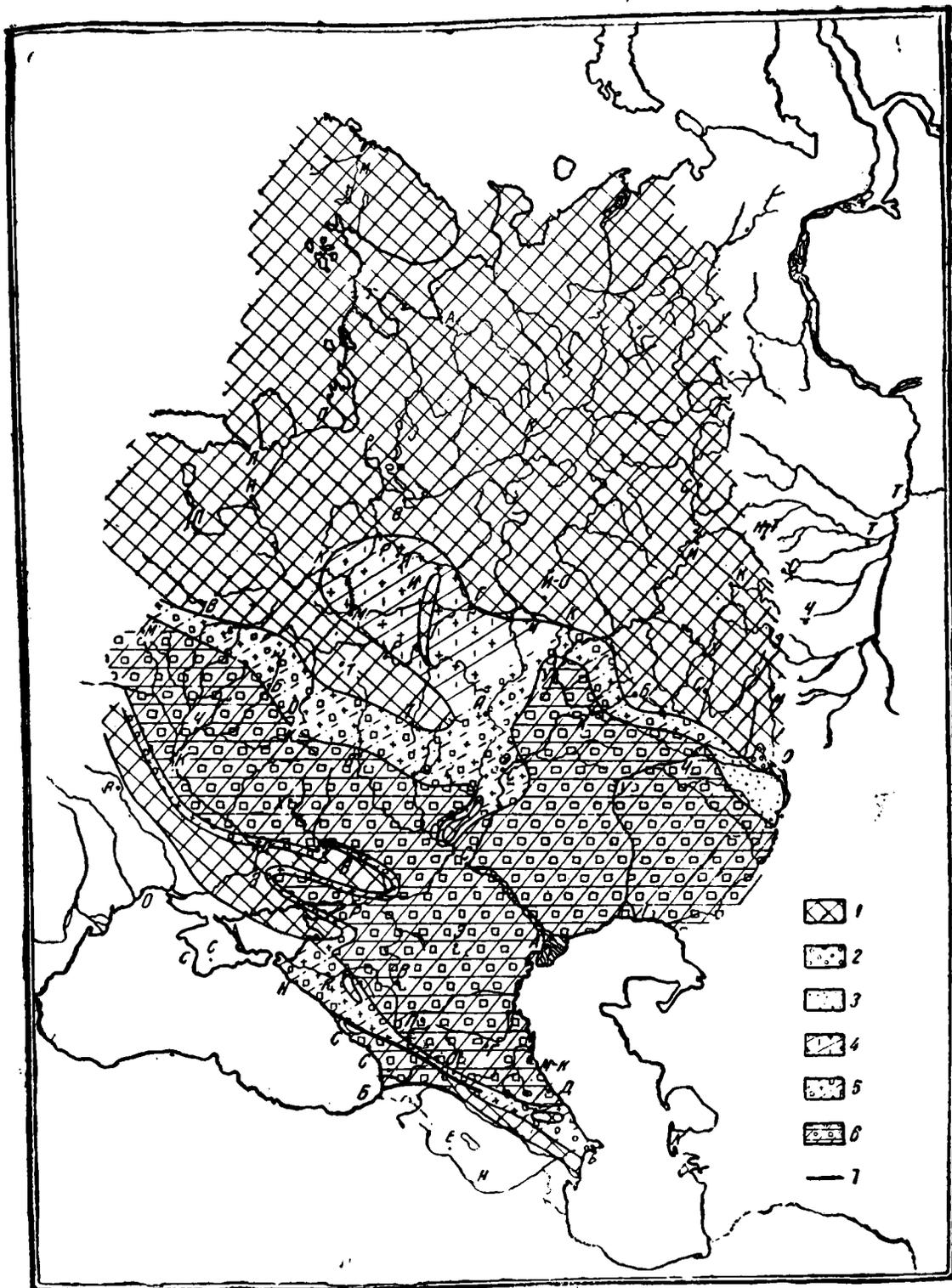


Рис. 38. Фаши туронского и коньякского ярусов

1—области размыва; 2—континентальные отложения; 3—пески; 4—пески, глины, опоки; 5—мергели, глины, опоки; 6—мергели, мел, известняки; 7—крупные разрывы (надвиги).

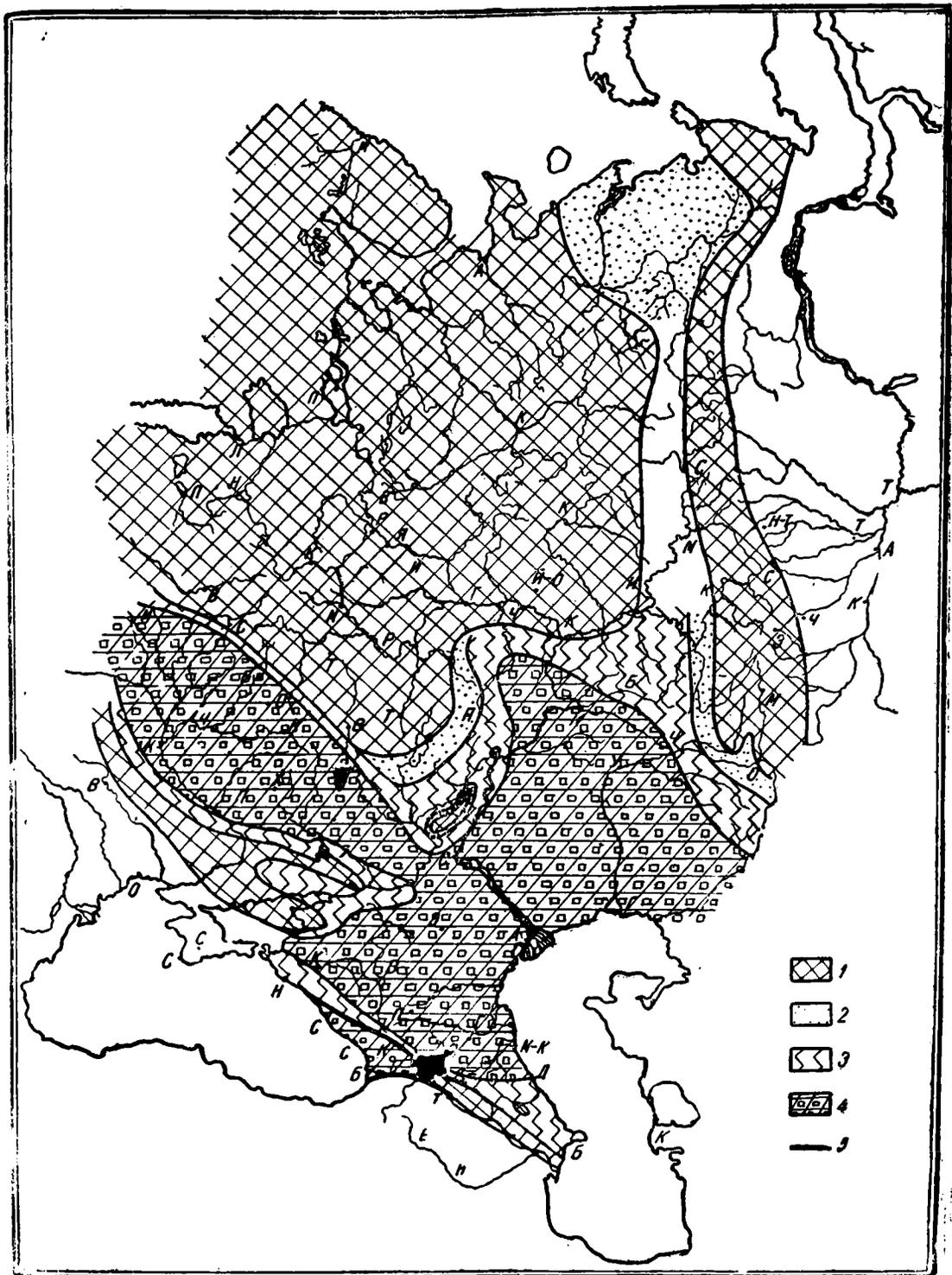


Рис. 40. Фации кампанского яруса
 1—области размыва; 2—пески; 3—глины, мергели, пески, опоки; 4—мергели, мел, известняки; 5—крупные разрывы (надвиги)

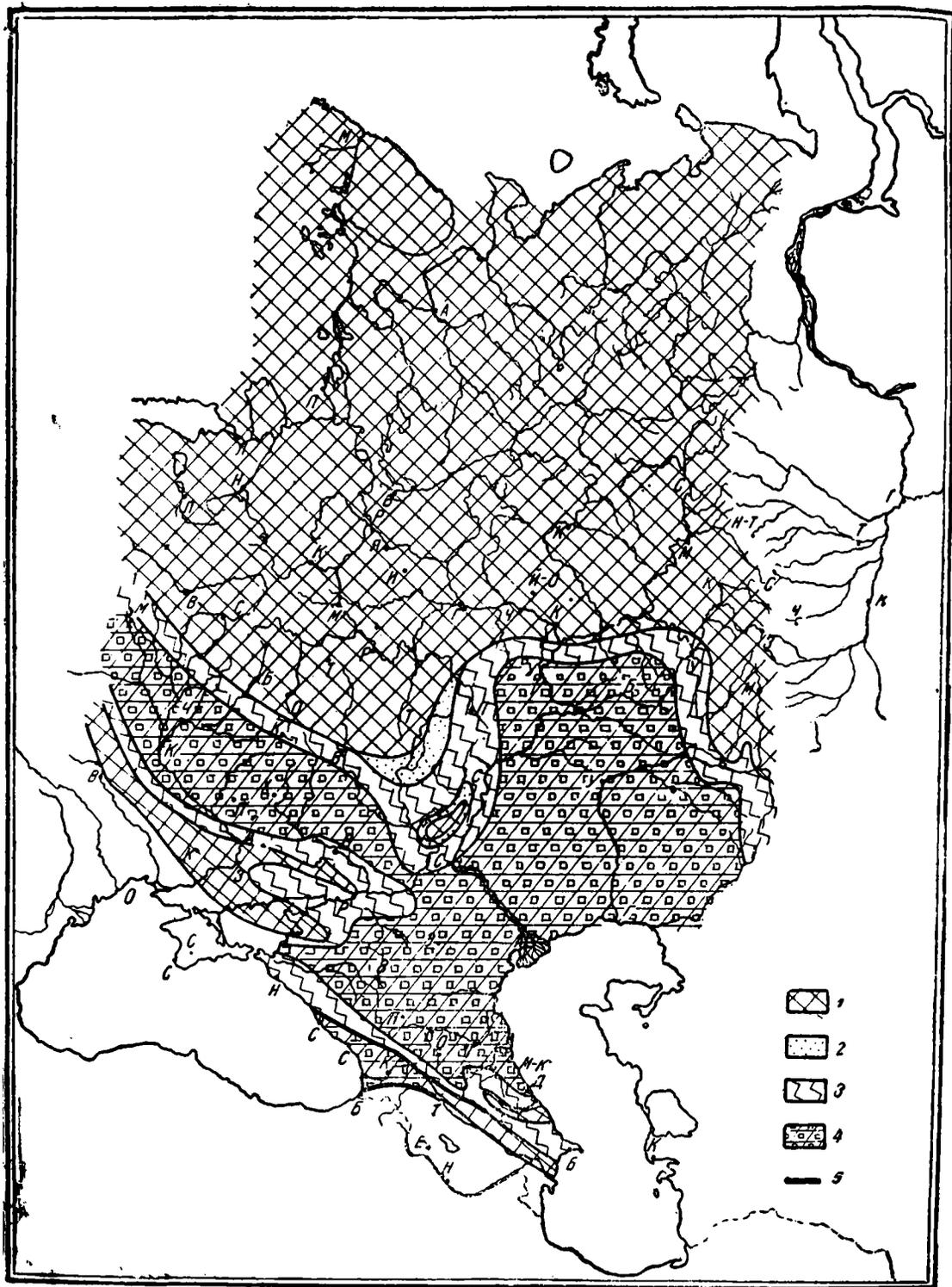


Рис. 41. Фации маастрихтского яруса

1—области размыва; 2—пески; 3—глины, мергели, пески, опоки;
 4—мергели, мел, известняки; 5—крупные разрывы (надвиги).

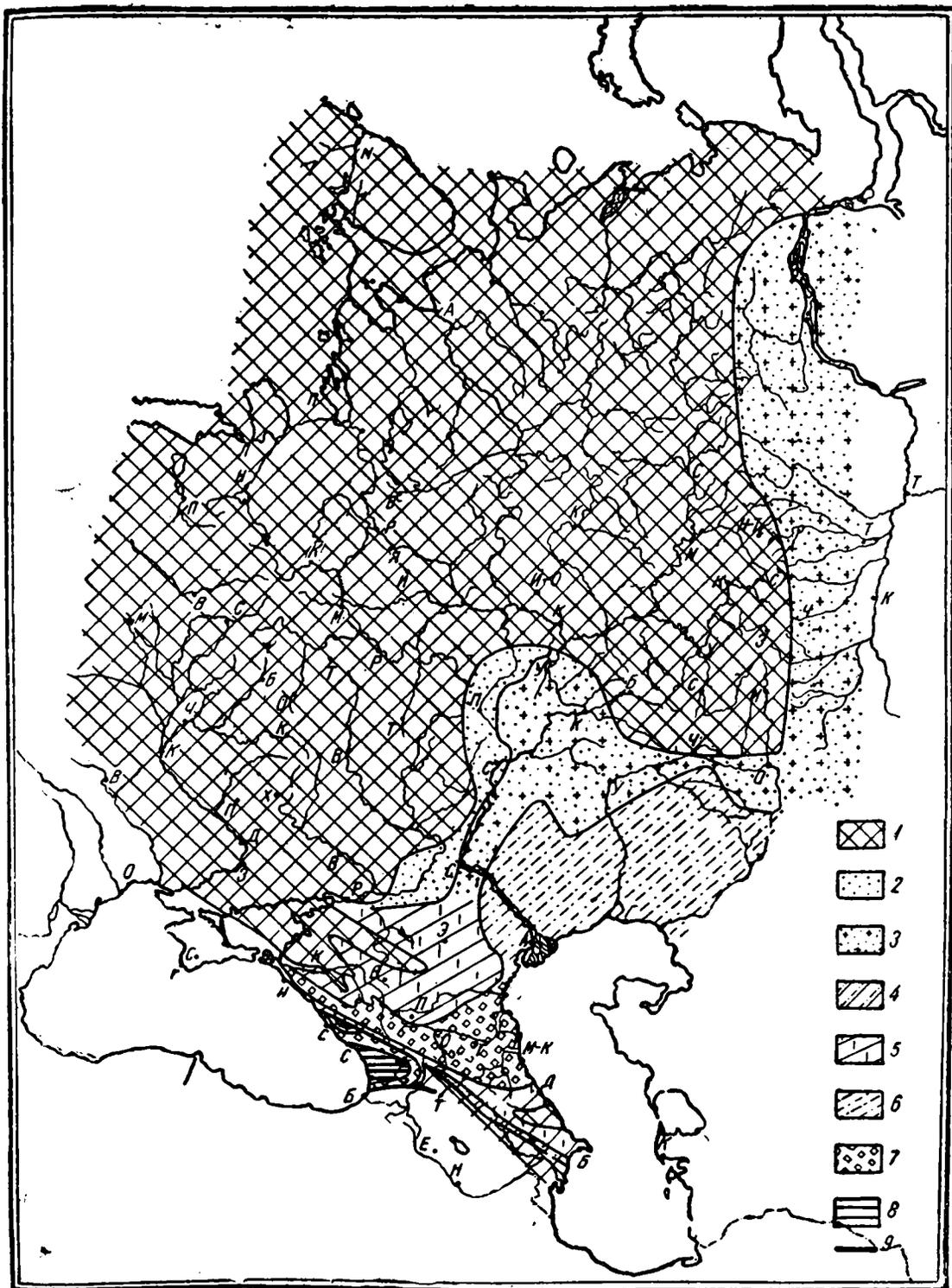


Рис. 42. Фации нижнего палеоцена (сызранские и нижнесаратовские слои; свита Горячего Ключа)

1—области размыва; 2—преимущественно пески; 3—ополки и пески;
 4—глины и конгломераты; 5—глины и пески; 6—глины; 7—мергели;
 8—известняки; 9—крупные разрывы (надвиги)

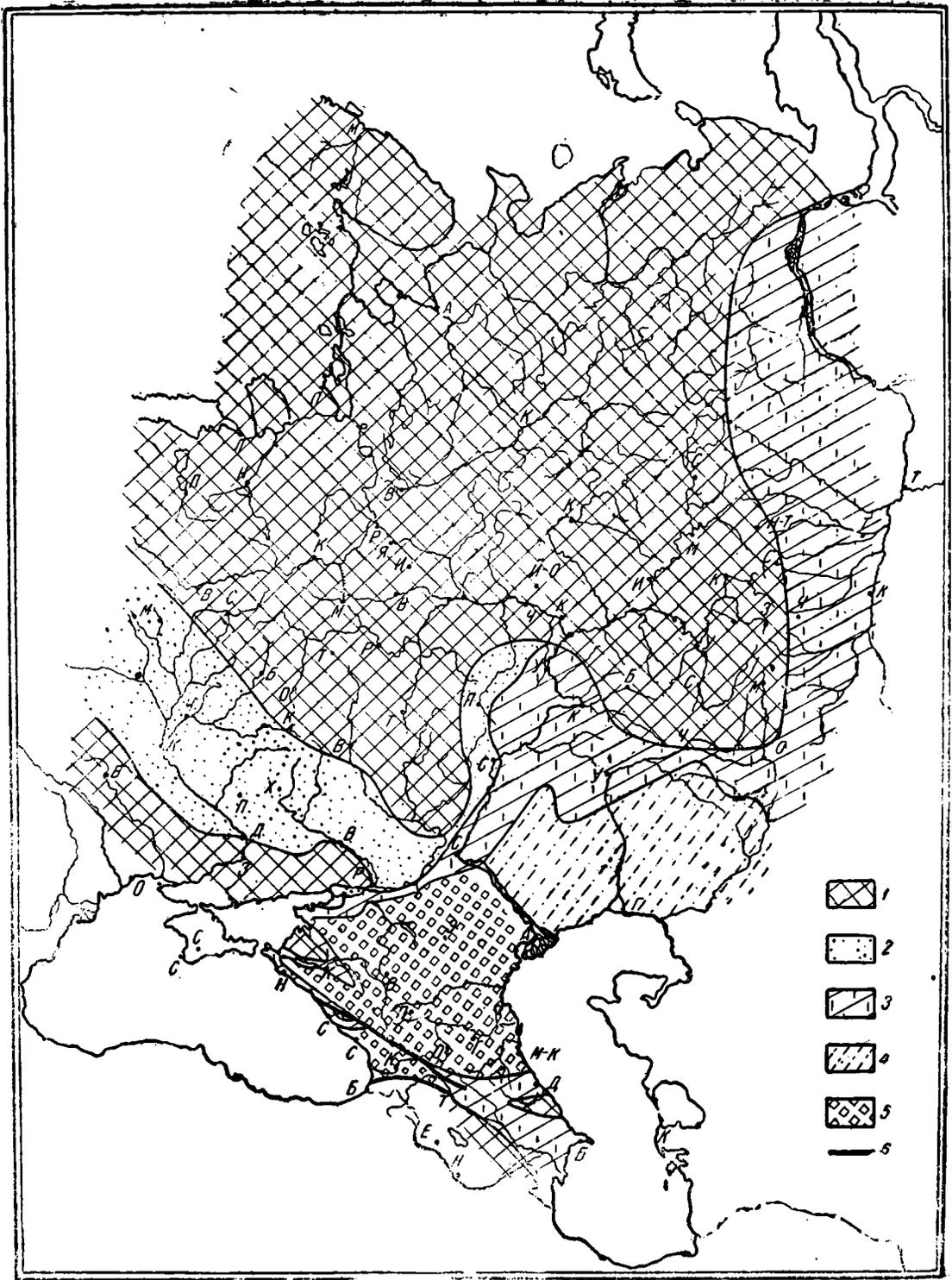


Рис. 43 Фашия верхнего палеоцена и среднего эоцена (верхнесаратовские, царьцынские, каневские и бучакские слои)
 1—области размыва; 2—преимущественно пески; 3—пески и глины;
 4—глины; 5—мергели; 6—крупные разрывы (надвиги)

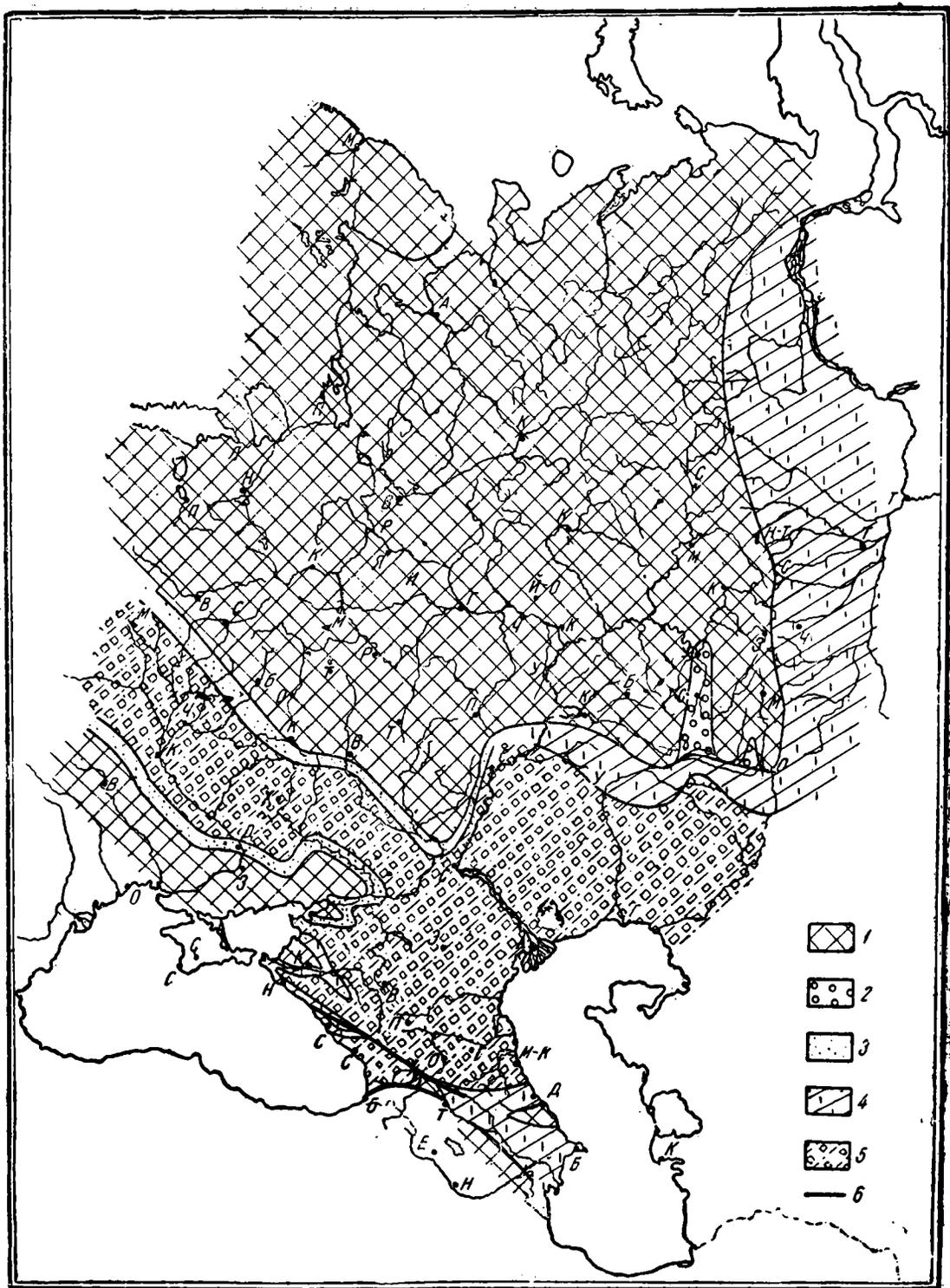


Рис. 44. Фацис верхнего эоцена (киевские, фораминиферовые слои).
 1 — области размыва; 2 — континентальные отложения; 3 — пески и глины (иногда опоки); 4 — мергели и глины; 5 — мергели и глины; 6 — крупные разрывы (надвиги)

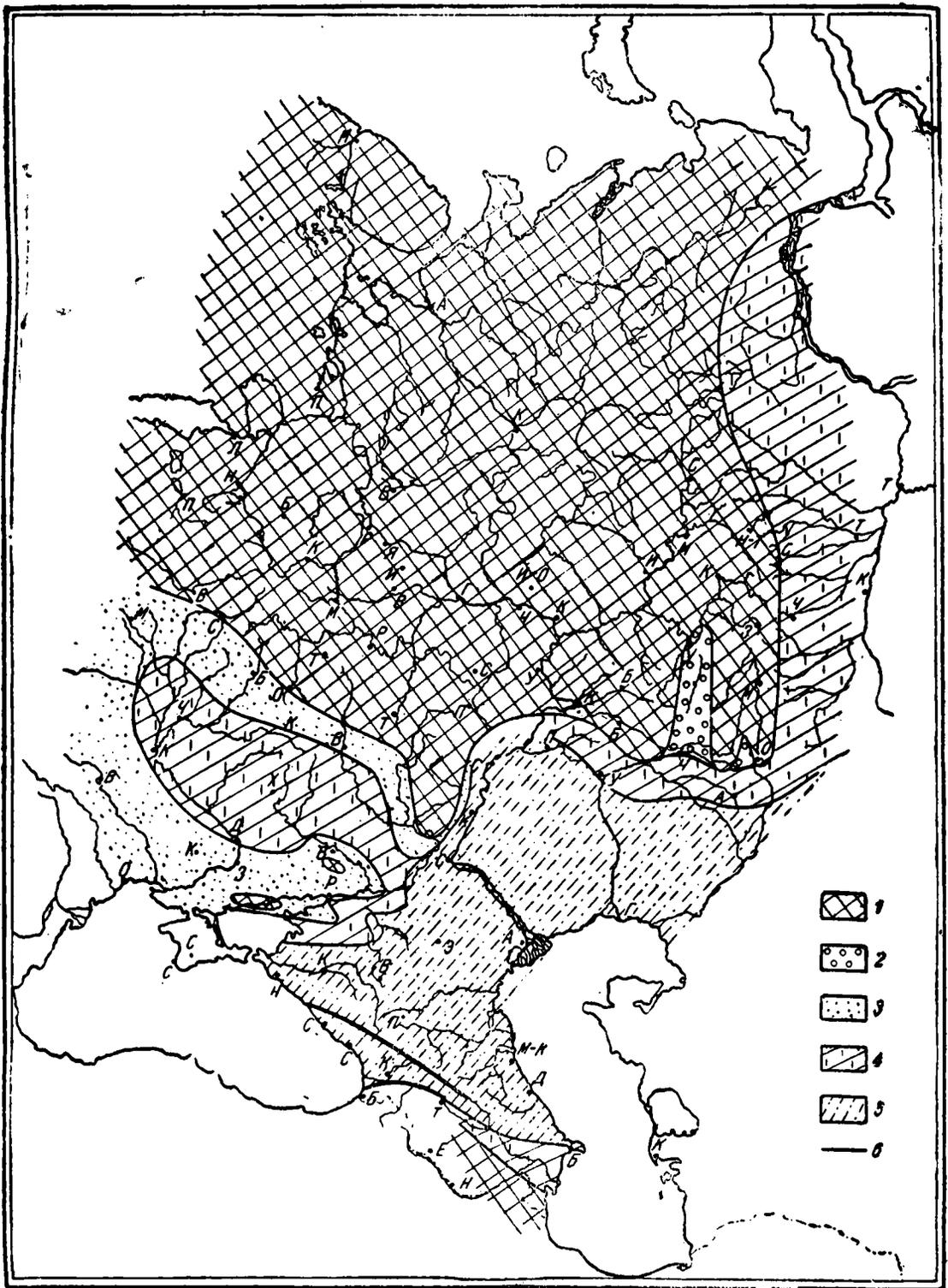


Рис. 45. Фацци харьковских и полтавских слоев (майкопский ярус)
 1— области размыва; 2— континентальные отложения; 3— пески; 4— пески и глины; 5— глины; 6— крупные разрывы (надвиги)

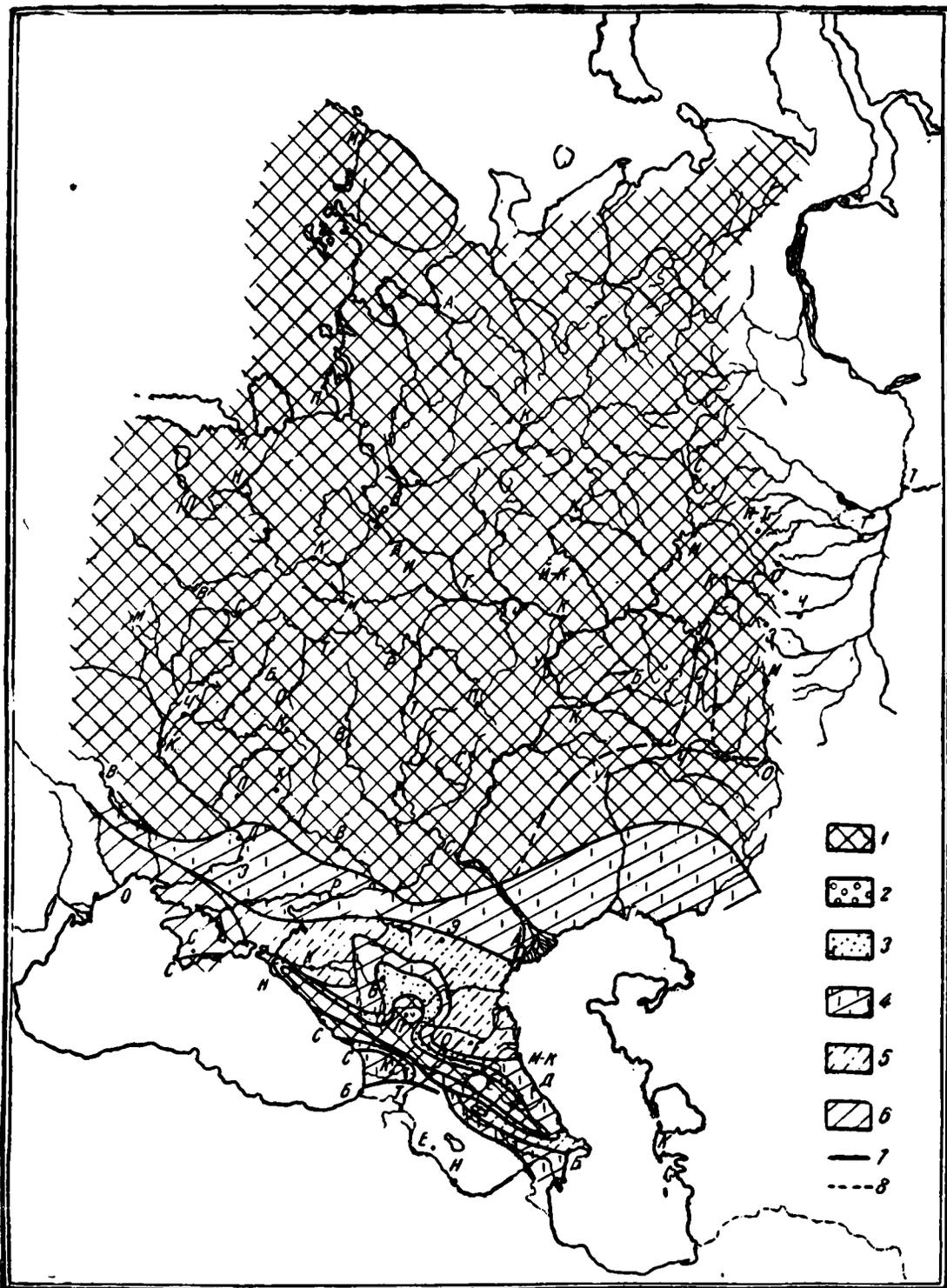


Рис. 46. Фашии среднего сармата

1—области размыва; 2—континентальные отложения; 3—пески 4—пески и глины; 5—глины; 6—известняки; 7—крупные разрывы (надвиги); 8—северная граница развития озерных миоценовых отложений

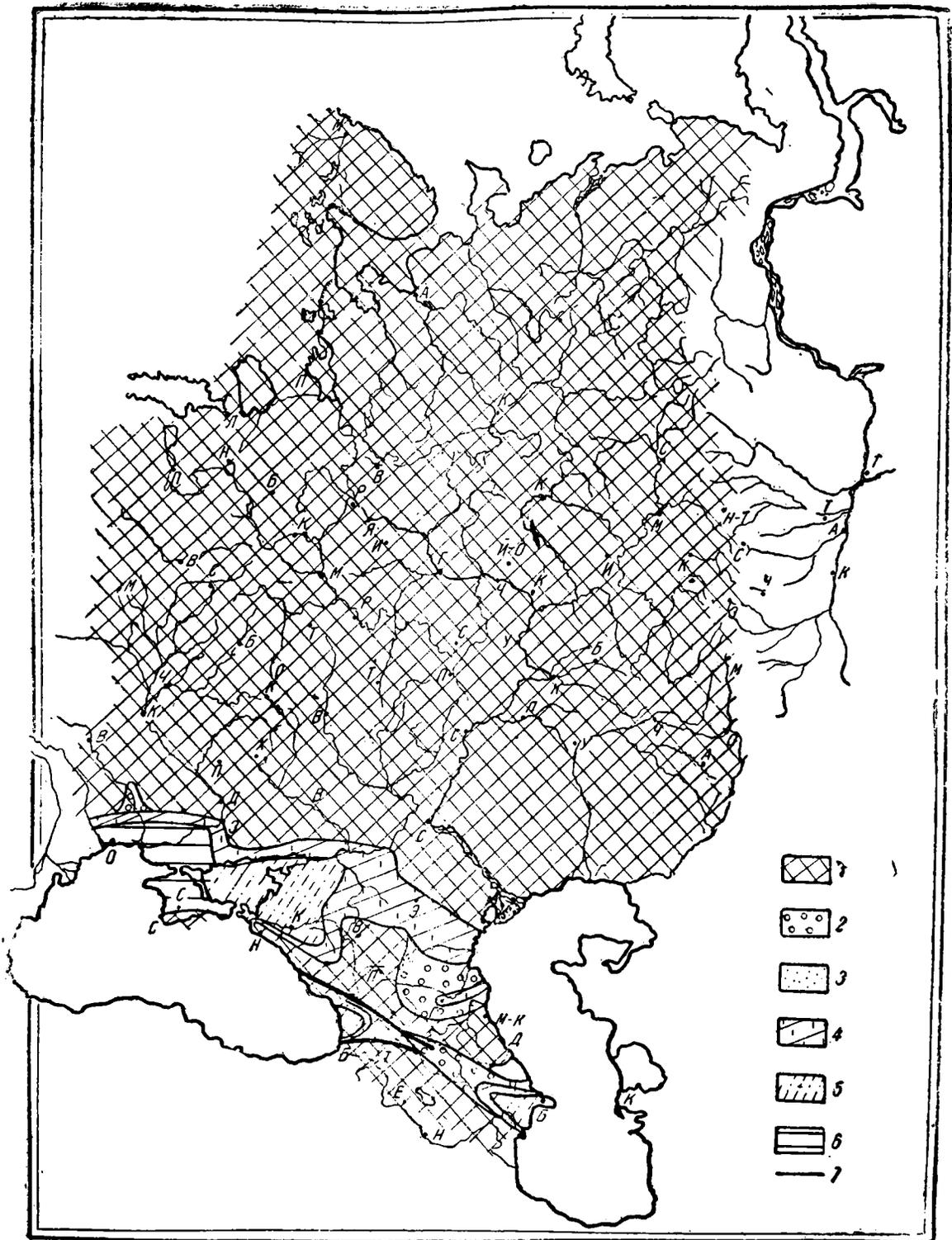


Рис. 47. Фаши поитического яруса

1— области размыва; 2— континентальные отложения; 3— пески; 4— пески и глины; 5— глины; 6— известняки; 7— крупные разрывы (надвиги)

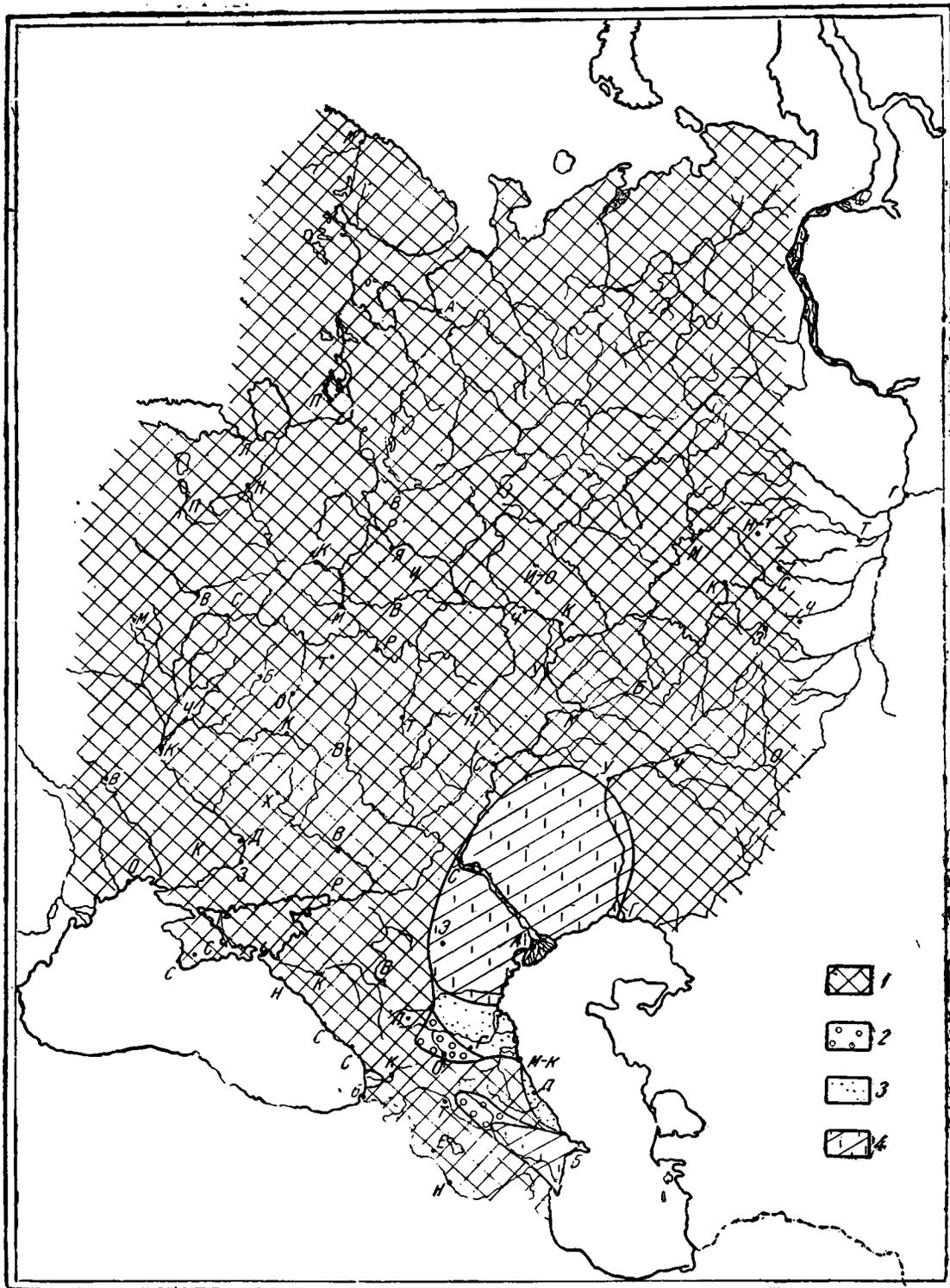


Рис. 48. Фации апшеронского яруса

1—области размыва; 2—континентальные отложения; 3—пески; 4—пески и глины

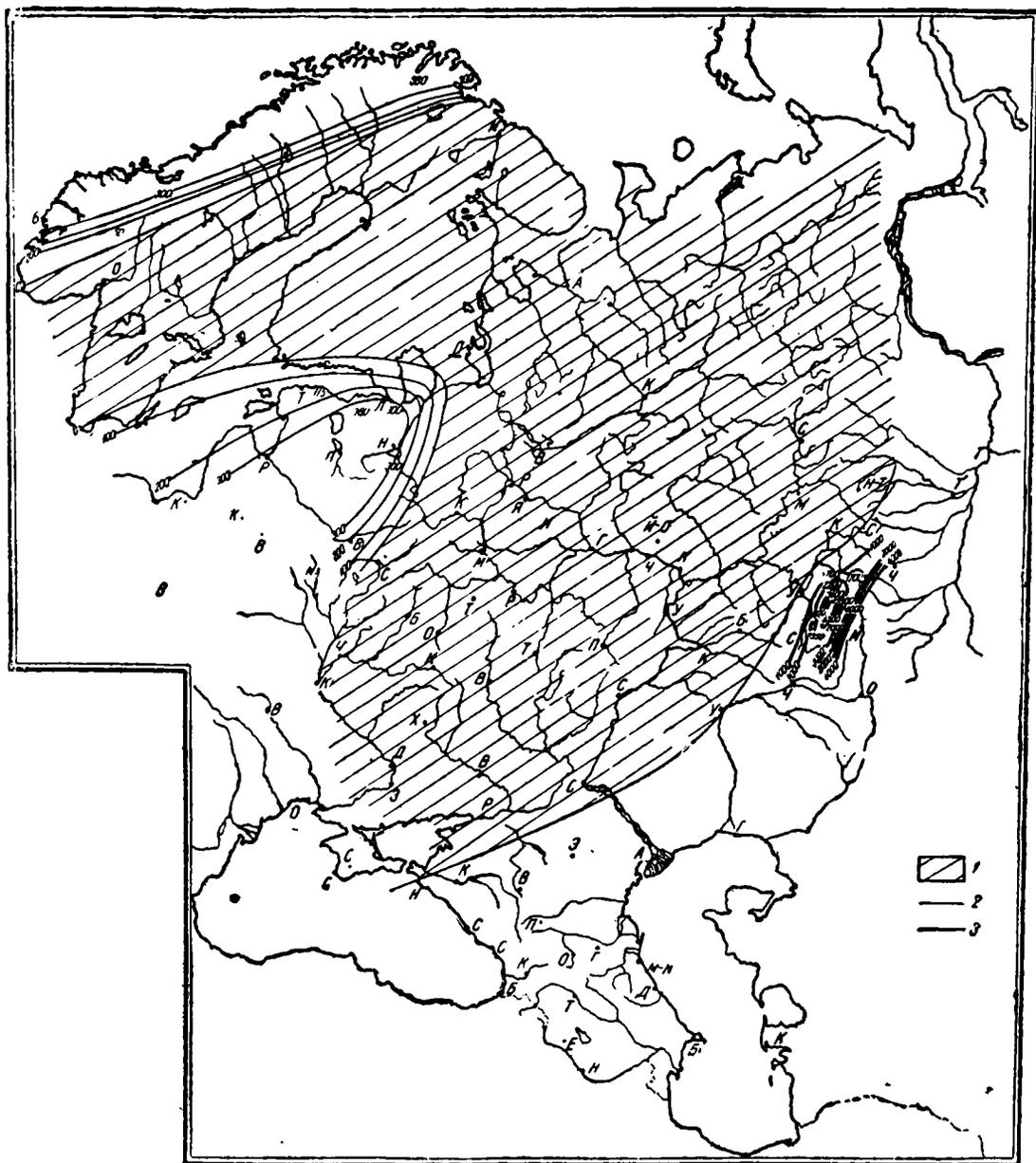


Рис. 49. Мощности нижнего кембрия
 1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 100 м; 3 — изолинии
 через 1000 м

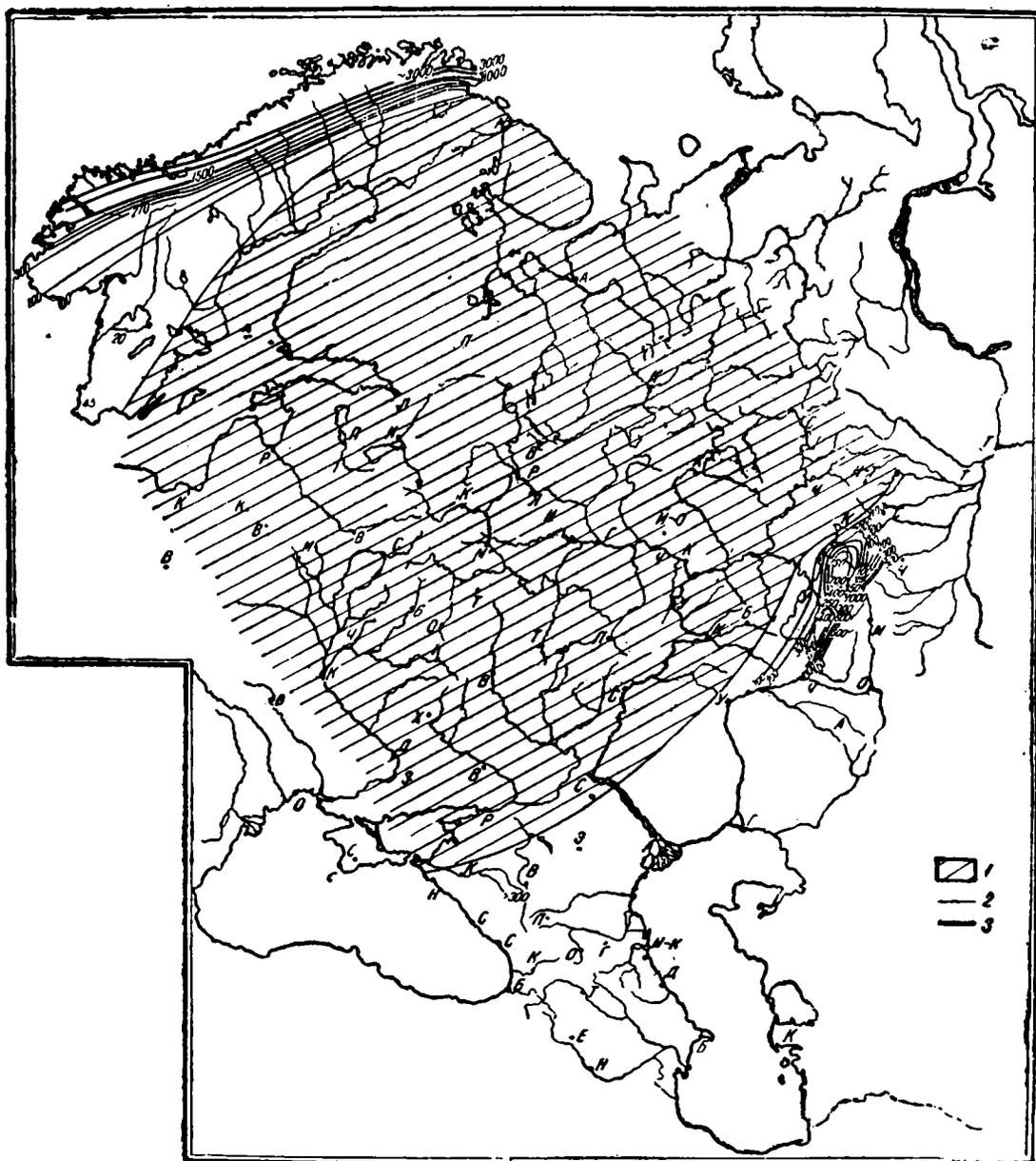


Рис. 50. Мощности среднего и верхнего кембрия
 1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 100 м; 3 — изолинии
 через 1000 м

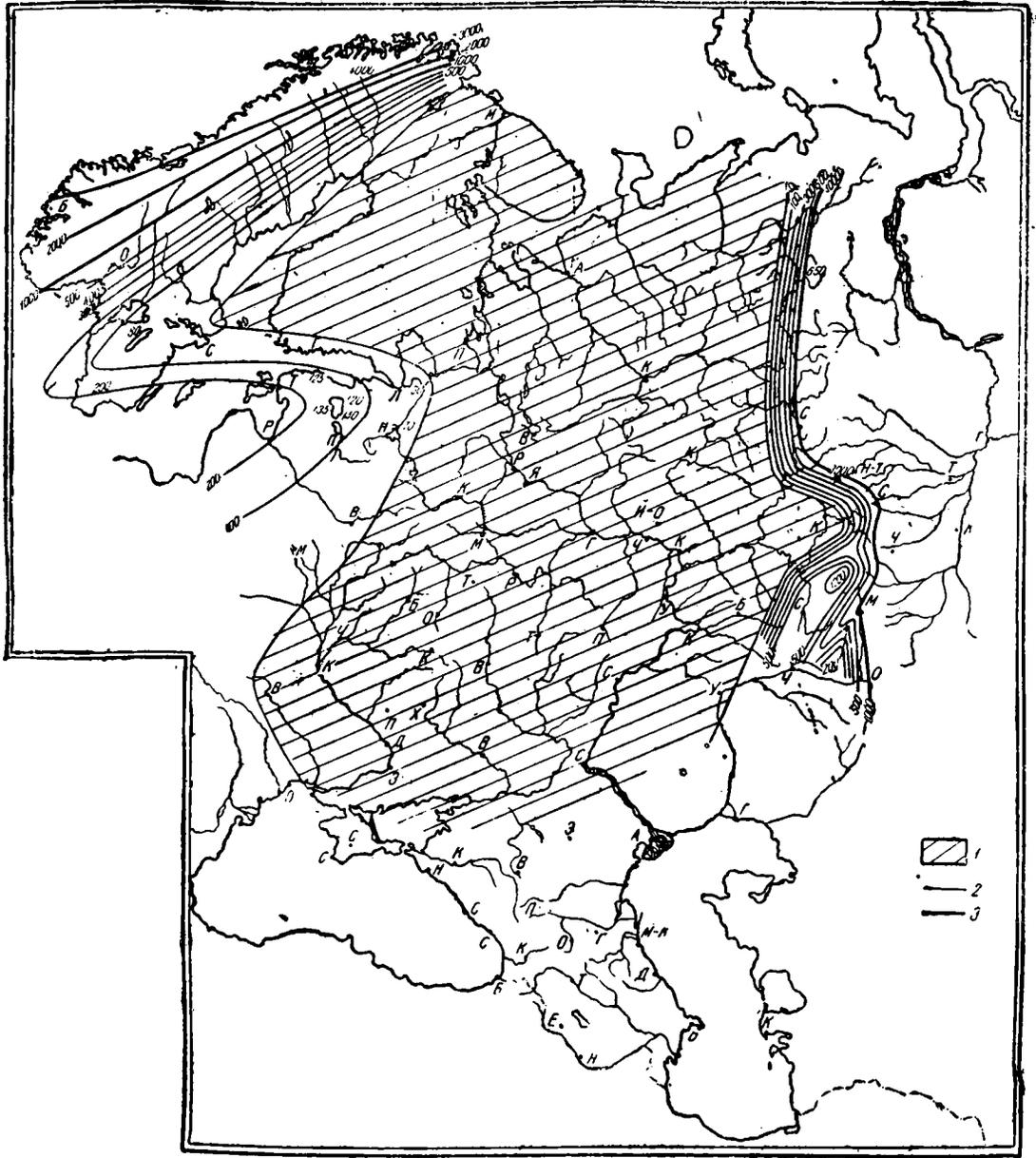


Рис. 51. Мощности нижнего слоя

1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 100 м; 3—изолинии через 1000 м

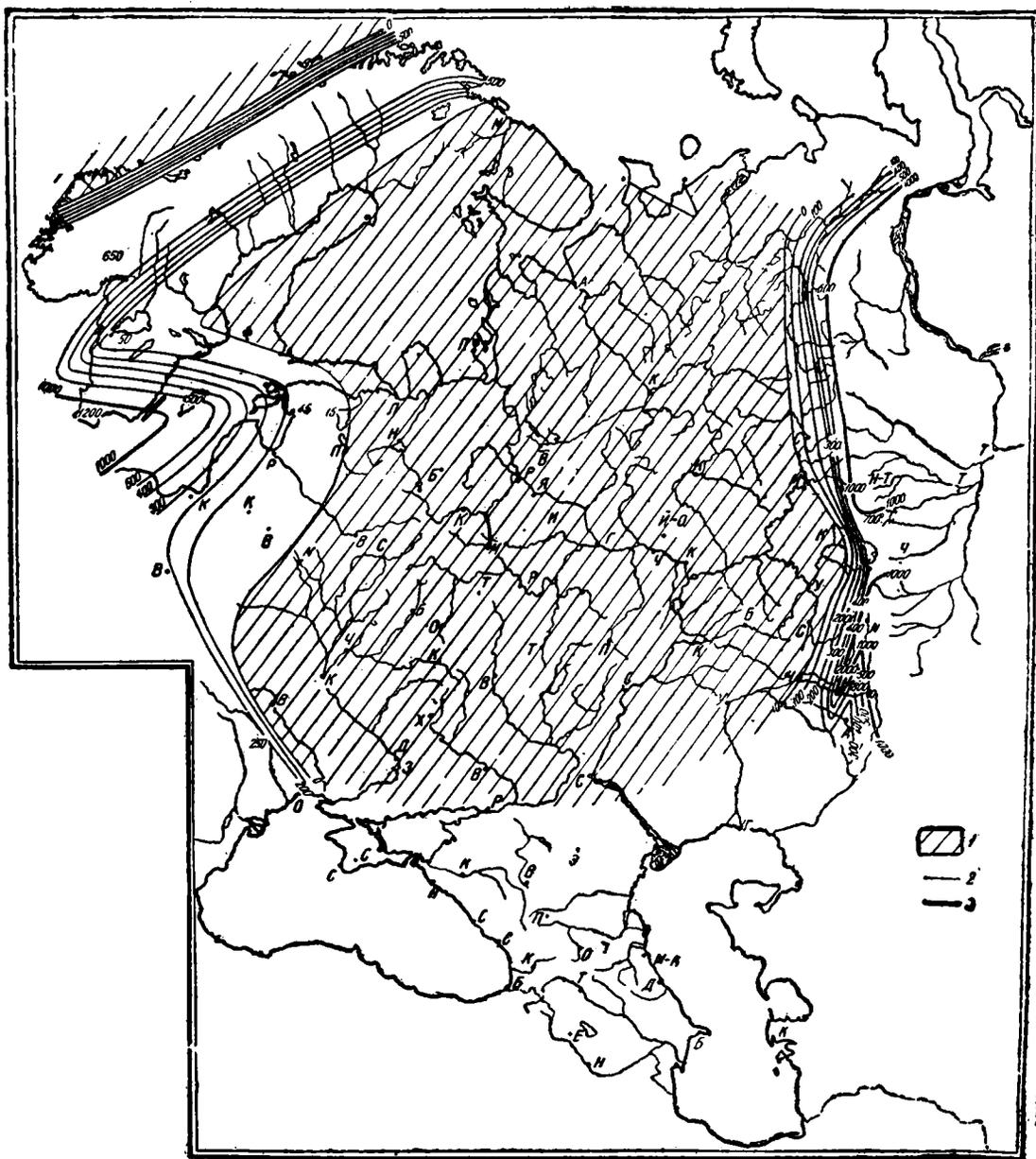


Рис. 52. Мощности верхнего силура
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 100 м; 3—изолинии
 через 1000 м

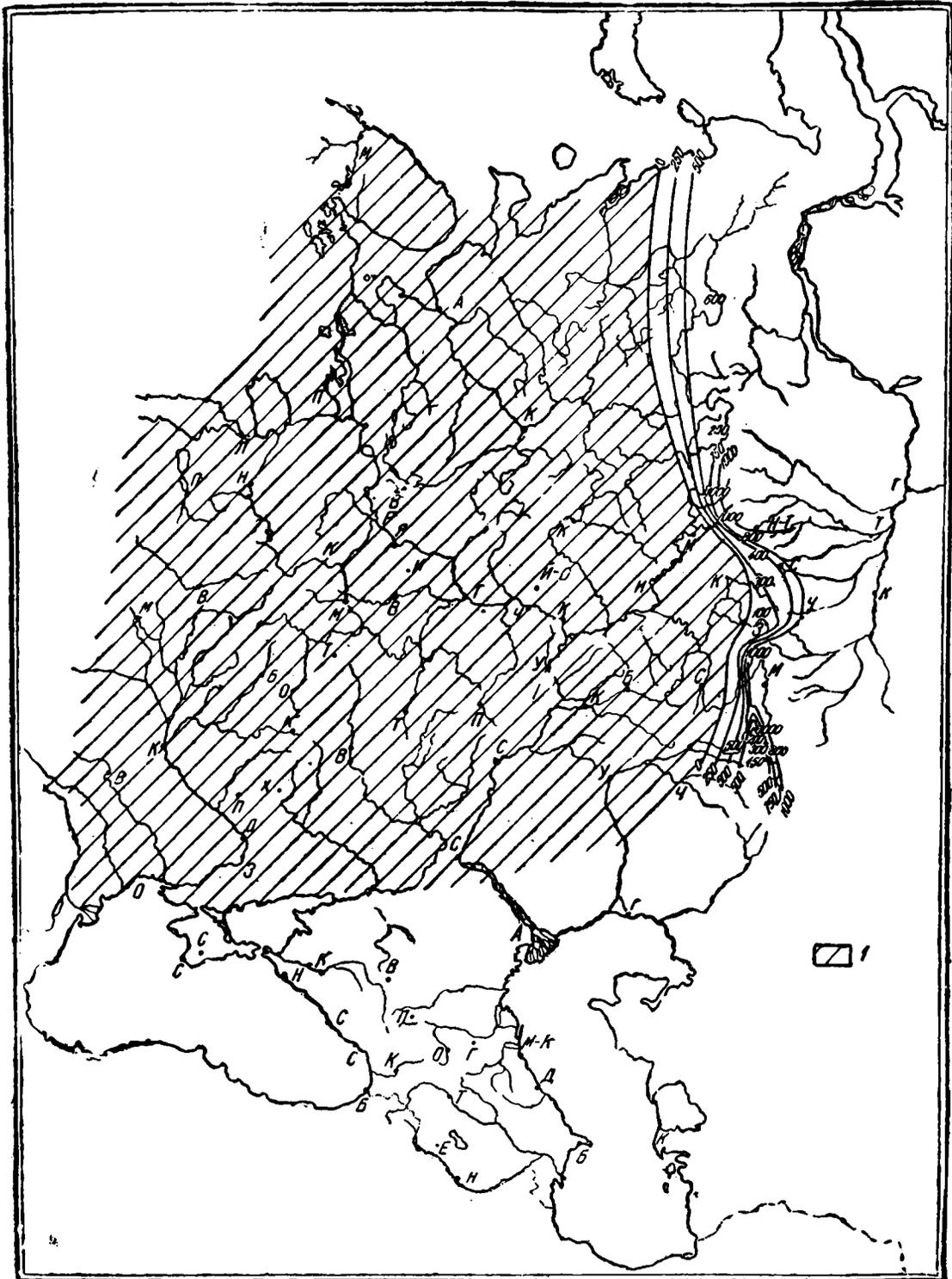


Рис. 53. Мощности нижнего девона. Изолинии через 250 м
1— области нулевой мощности

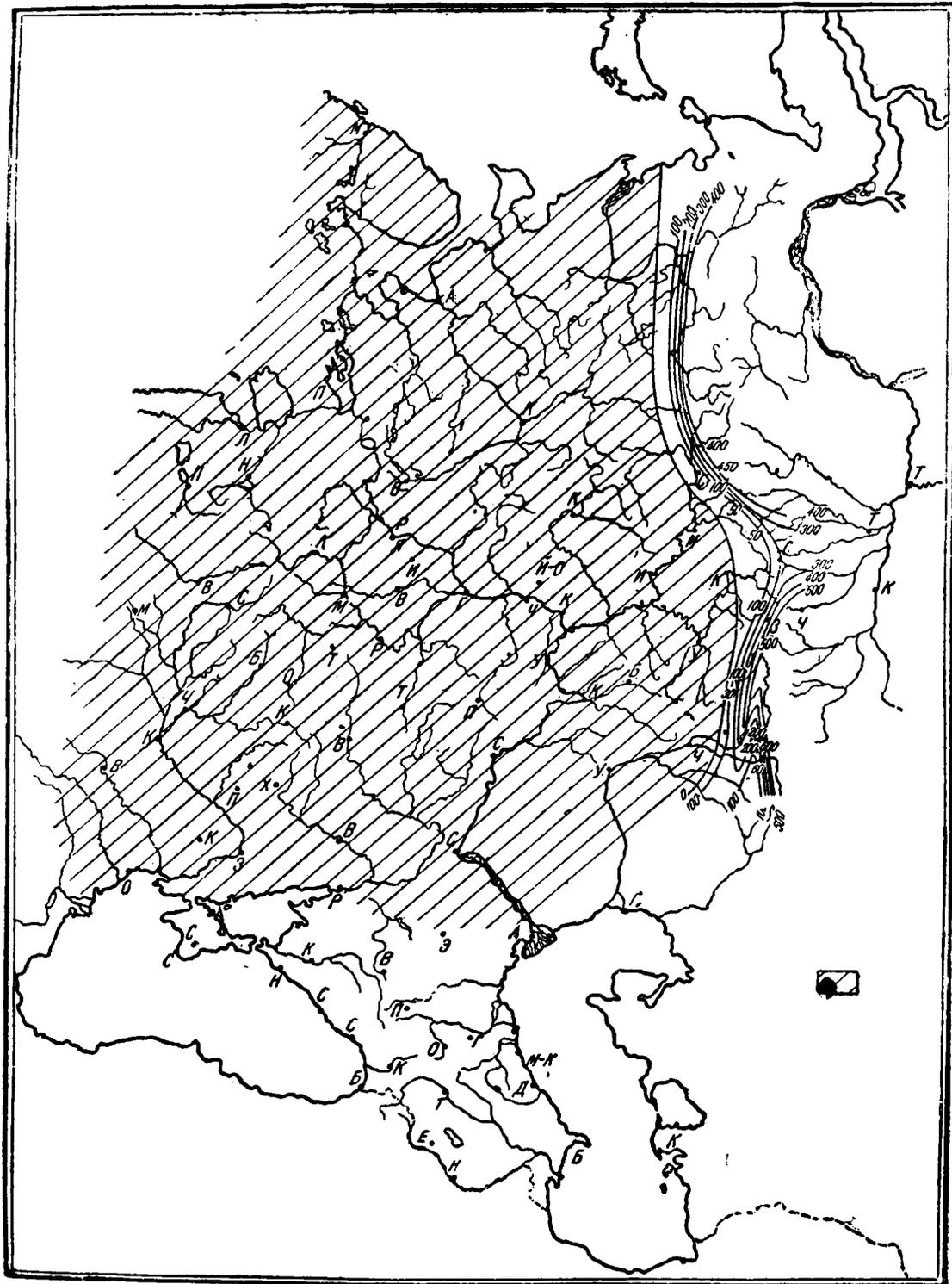


Рис. 54. Мощности эйфельского яруса. Изолинии через 100 м
 1— области нулевой мощности

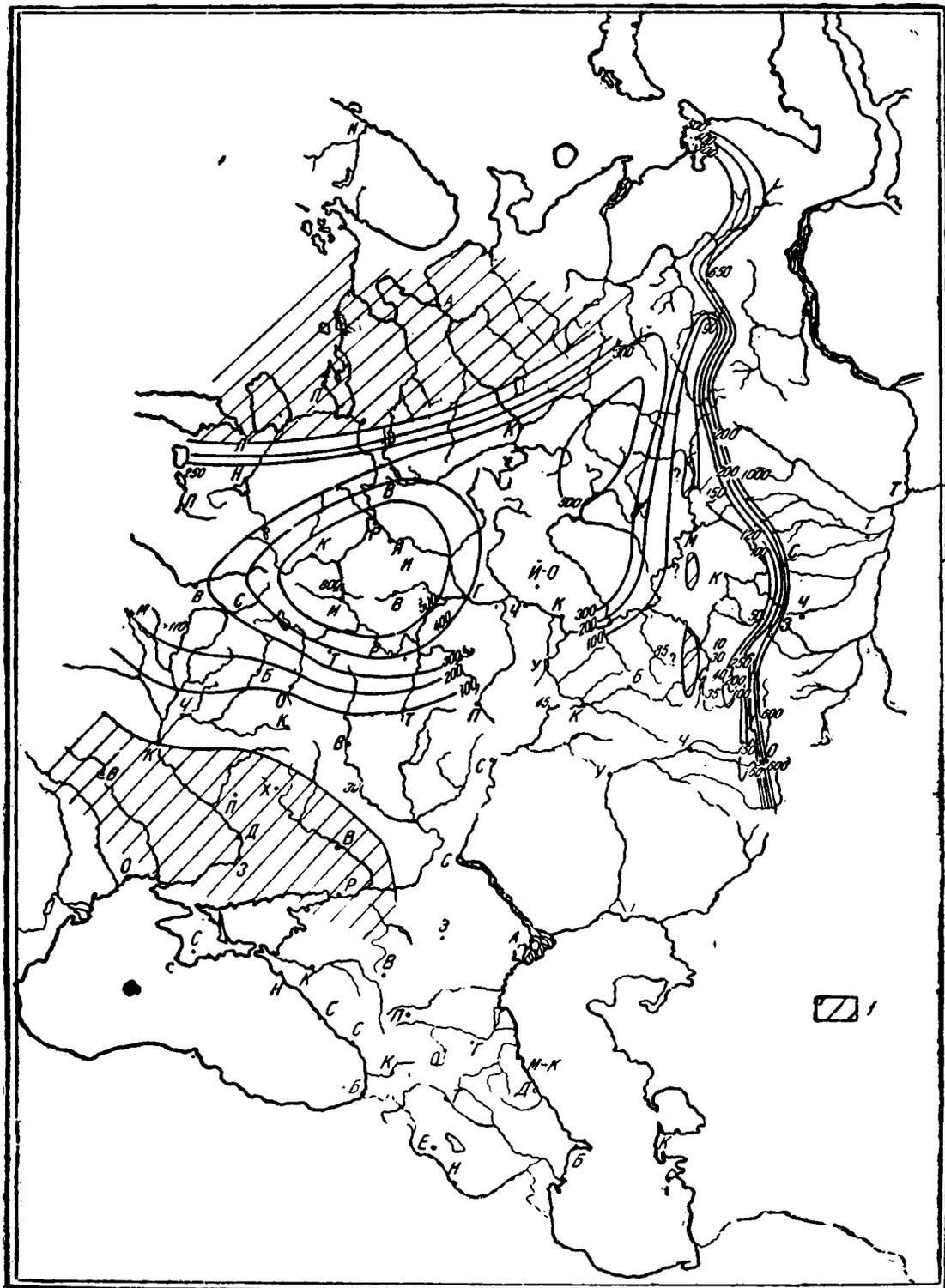


Рис. 55. Мощности живетского яруса. Изолинии через 100 м (до 500 м)
 1—области нулевой мощности

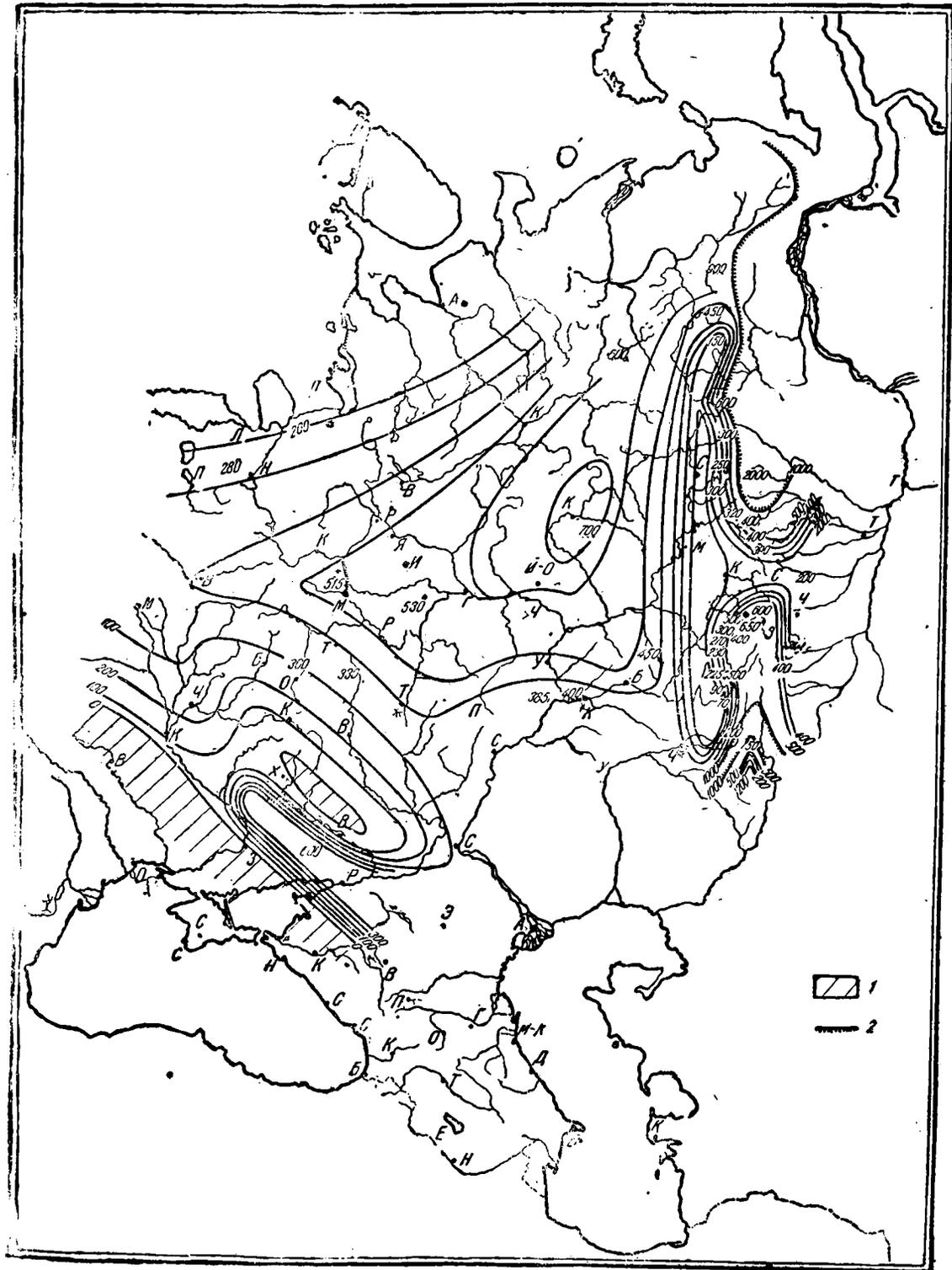


Рис. 56. Мощности верхнего девона. Изолинии через 100 м
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии мощности 1000 м

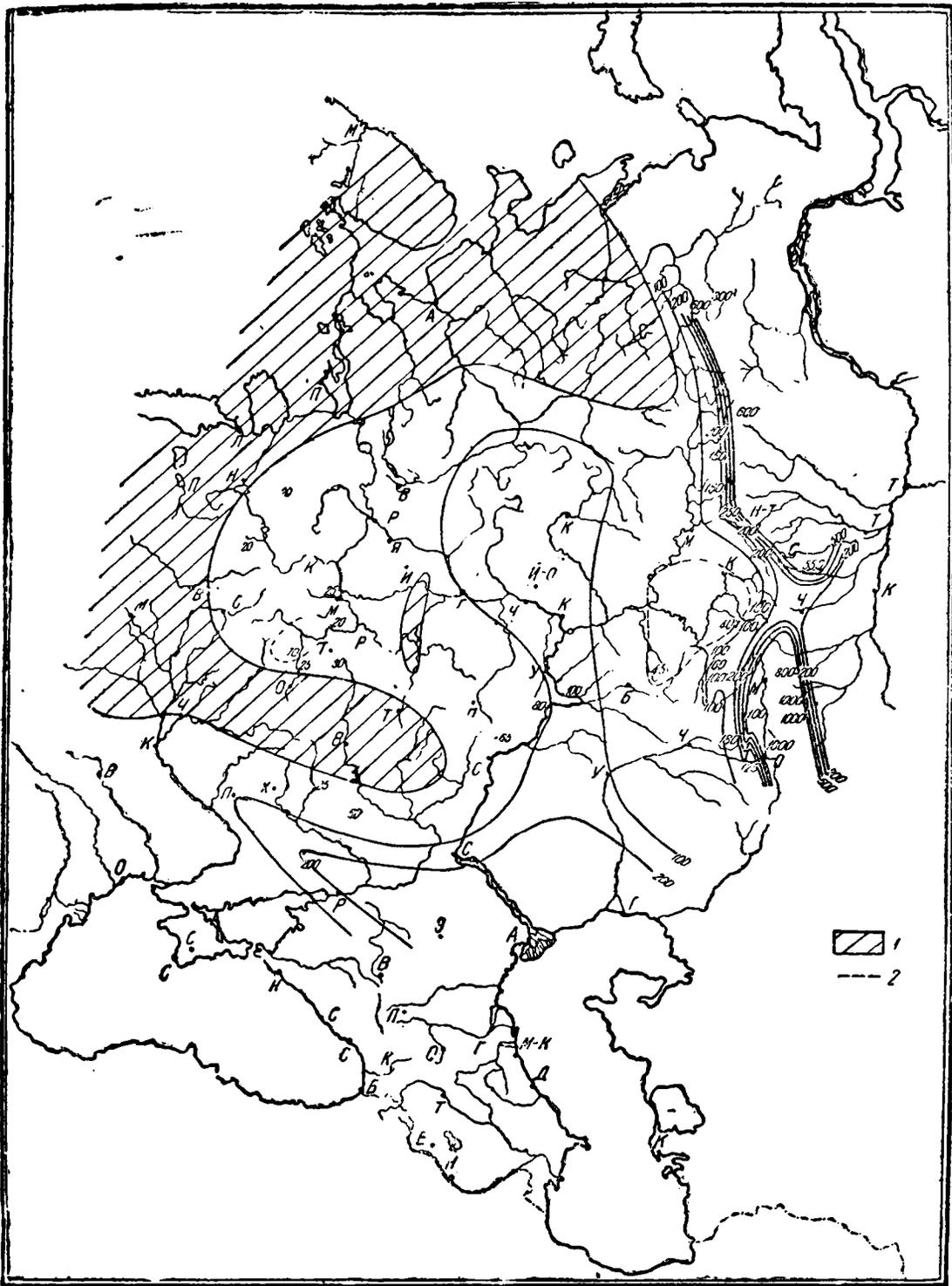


Рис. 57. Мощности турнейского яруса. Изолинии через 100 м (до 500 м)
 1— области нулевой мощности; 2— изолиния мощности 50 м

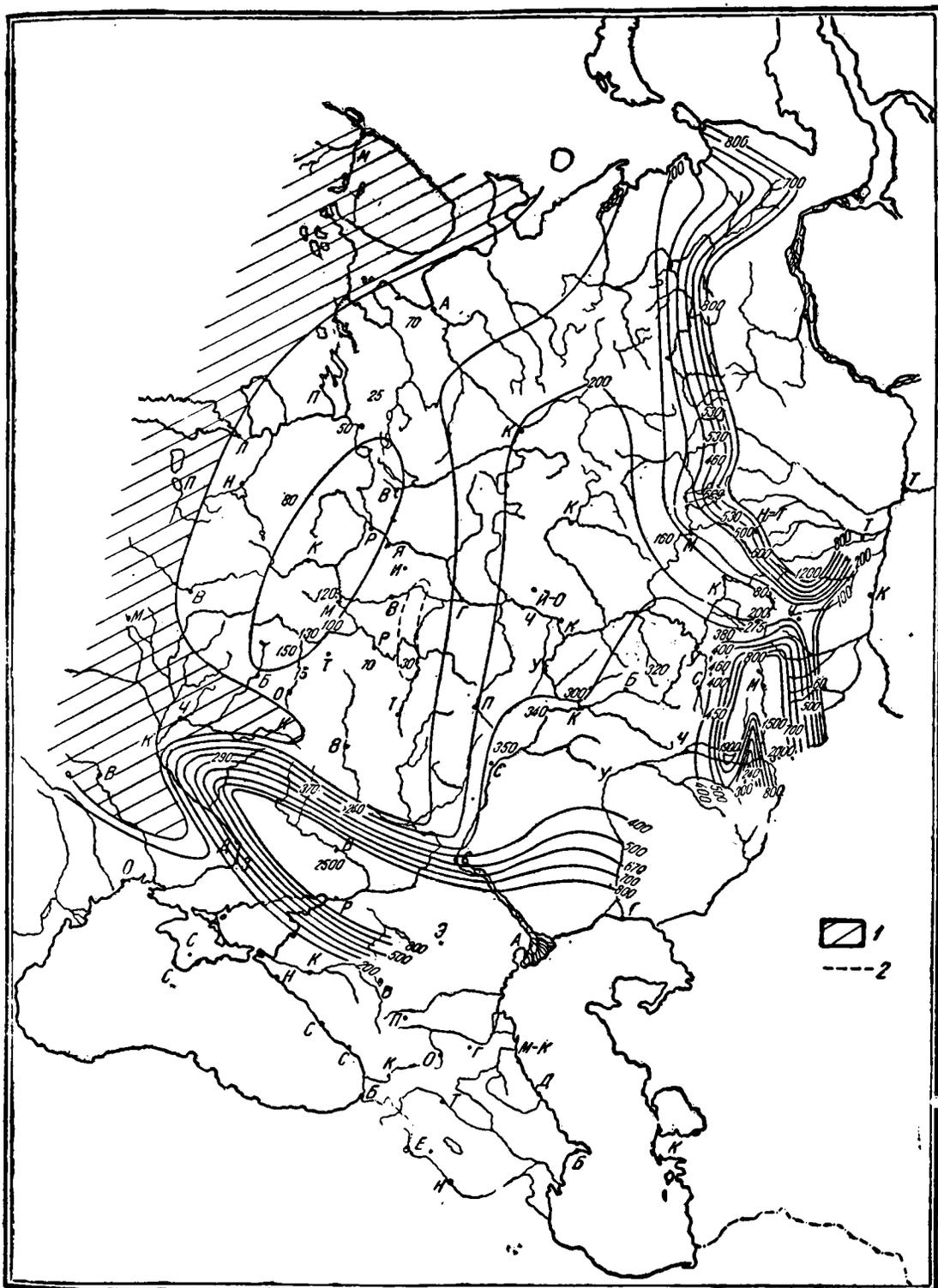


Рис. 58. Мощности визейского яруса. Изолиния через 100 м (до 800 м)
 1—области нулевой мощности; 2—изолиния мощности 50 м

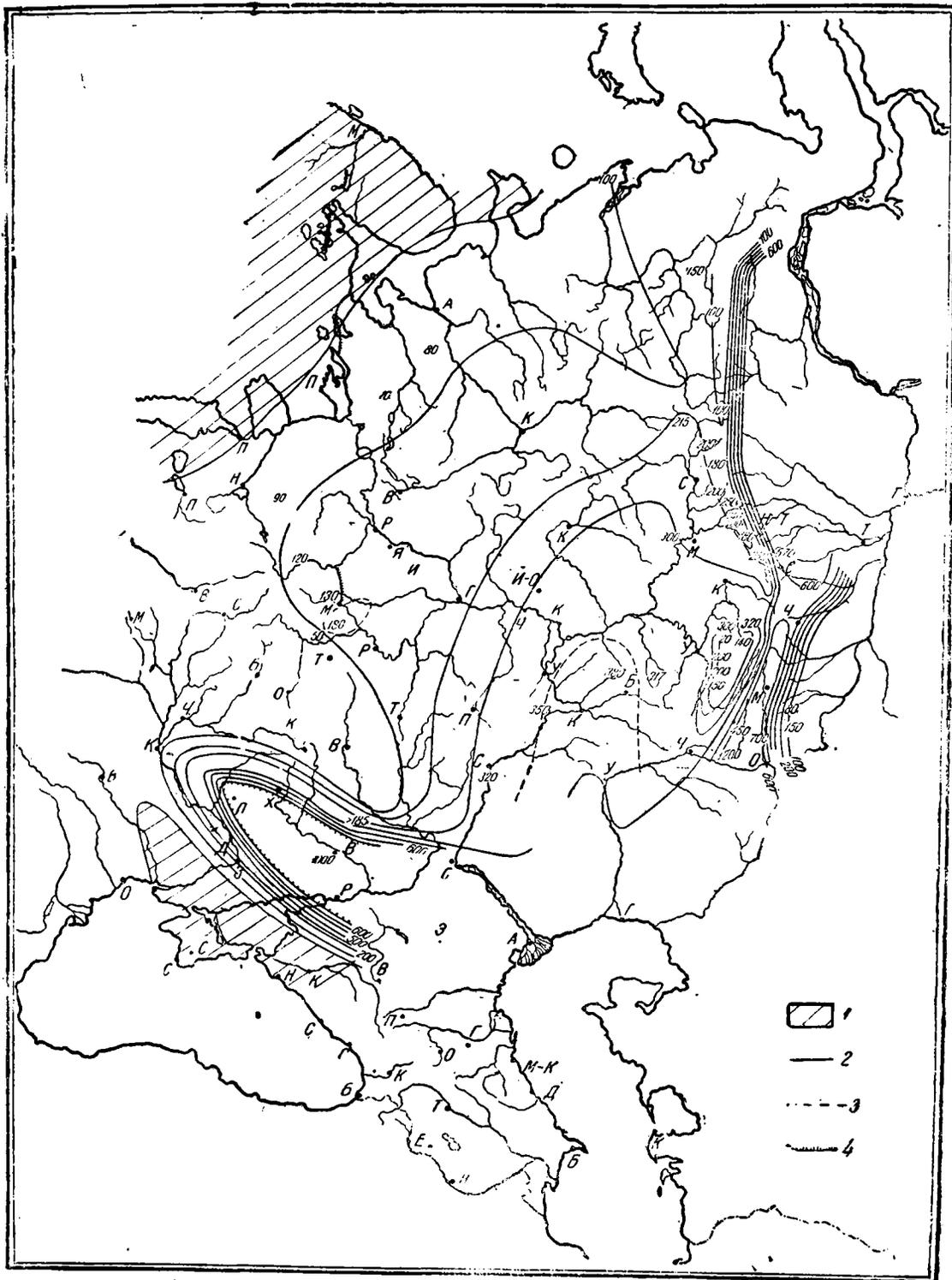


Рис. 59. Мощности среднего карбона
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 100 м; 3—промежуточные изолинии; 4—контур больших мощностей

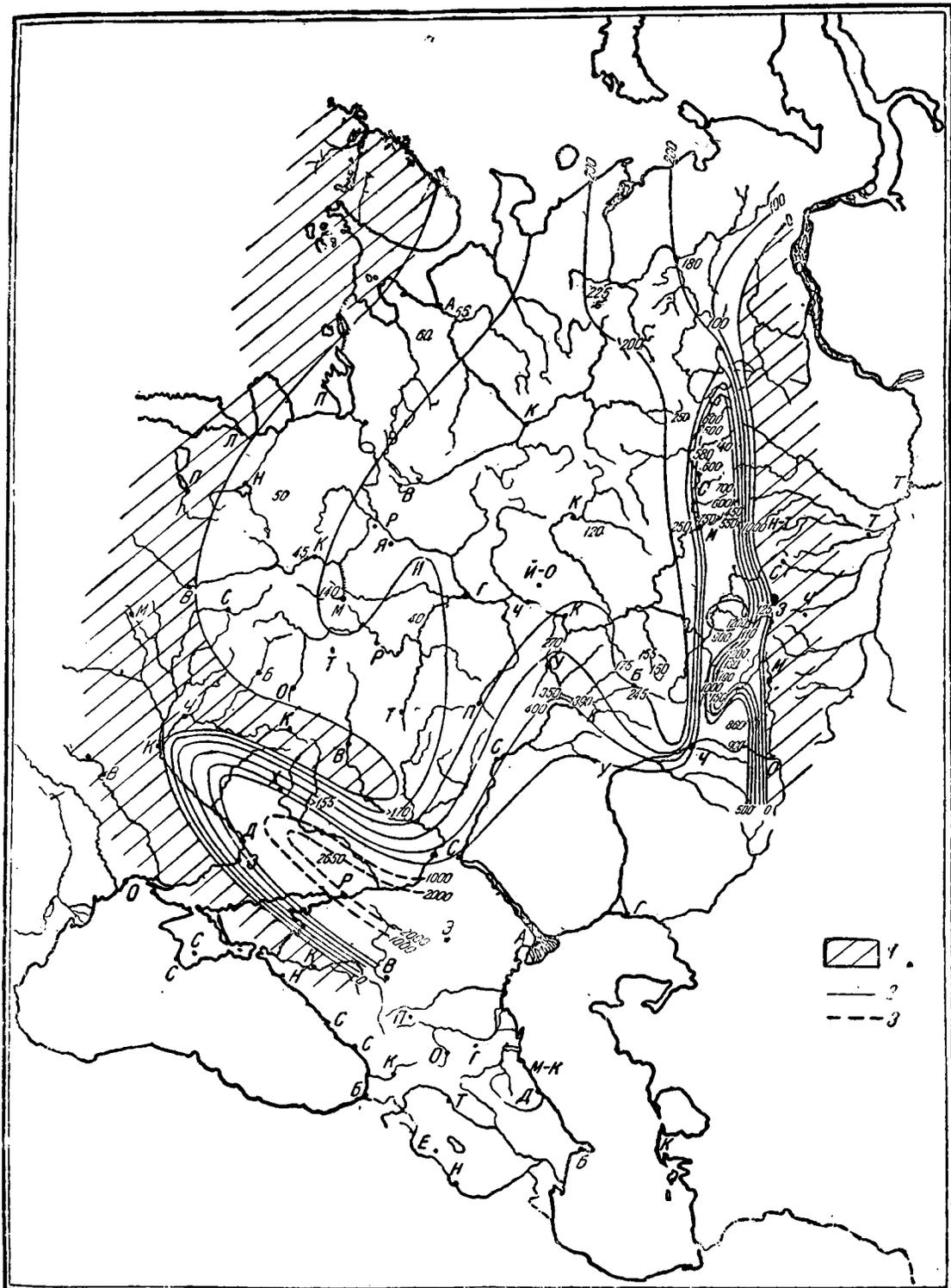


Рис. 60. Мощности верхнего карбона
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 100 м; 3—изолинии через 1000 м

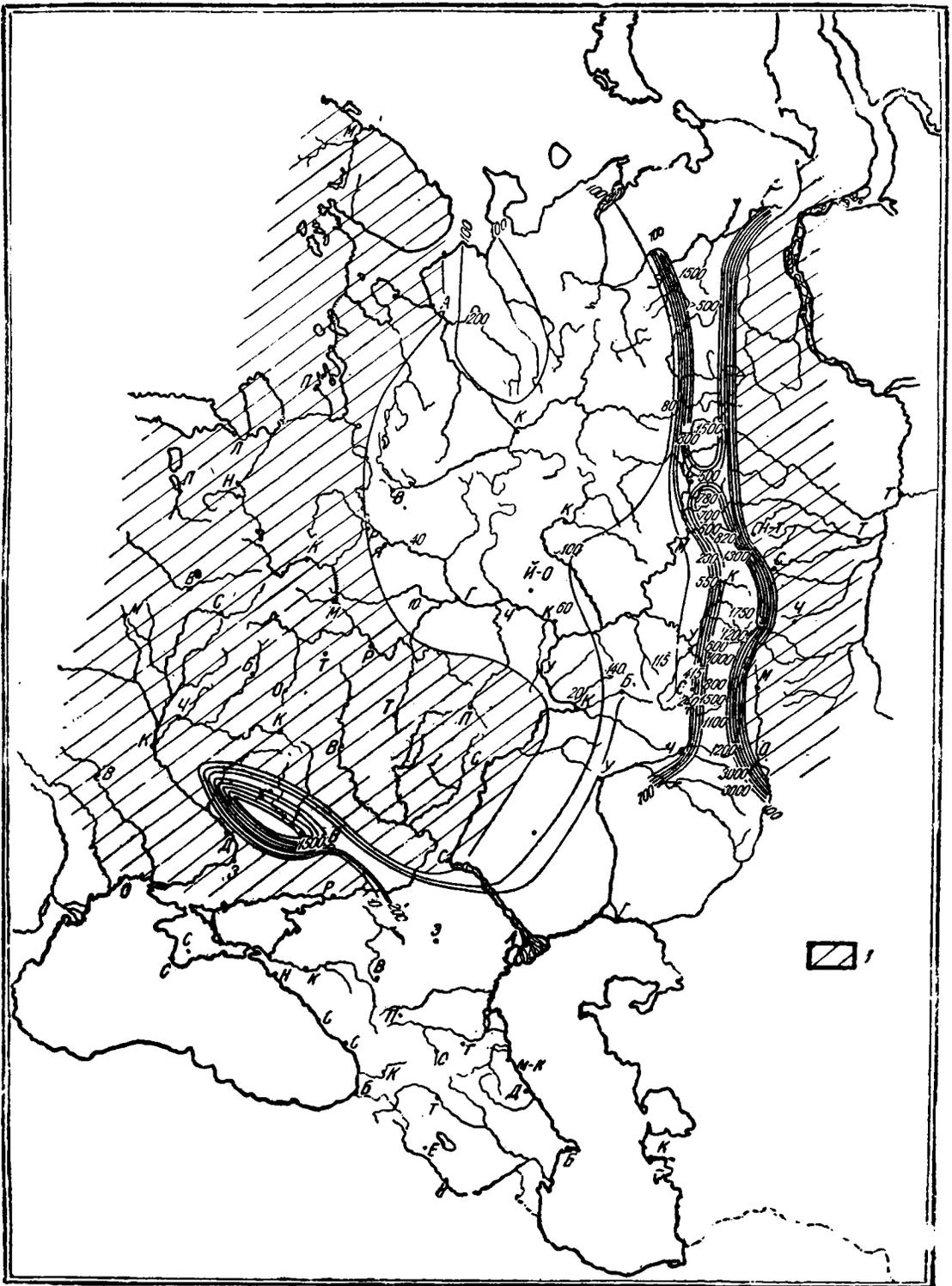


Рис. 61. Мощности артынского яруса. Изолинии через 100 м (до 700 м)
 1—области нулевой мощности

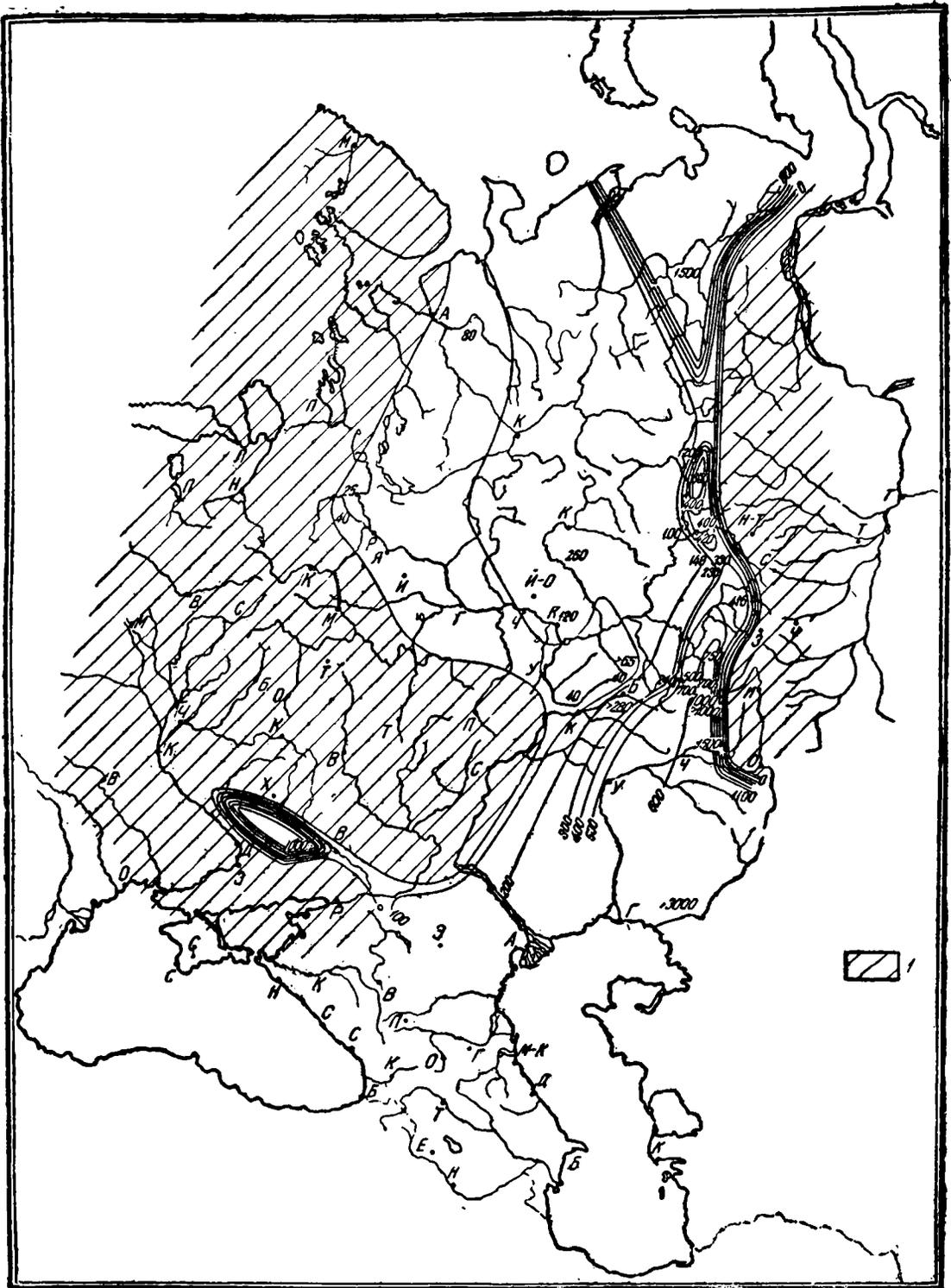


Рис. 62. Мощности кунгурского яруса. Изолинии через 100 м (до 600 м)
1—области нулевой мощности

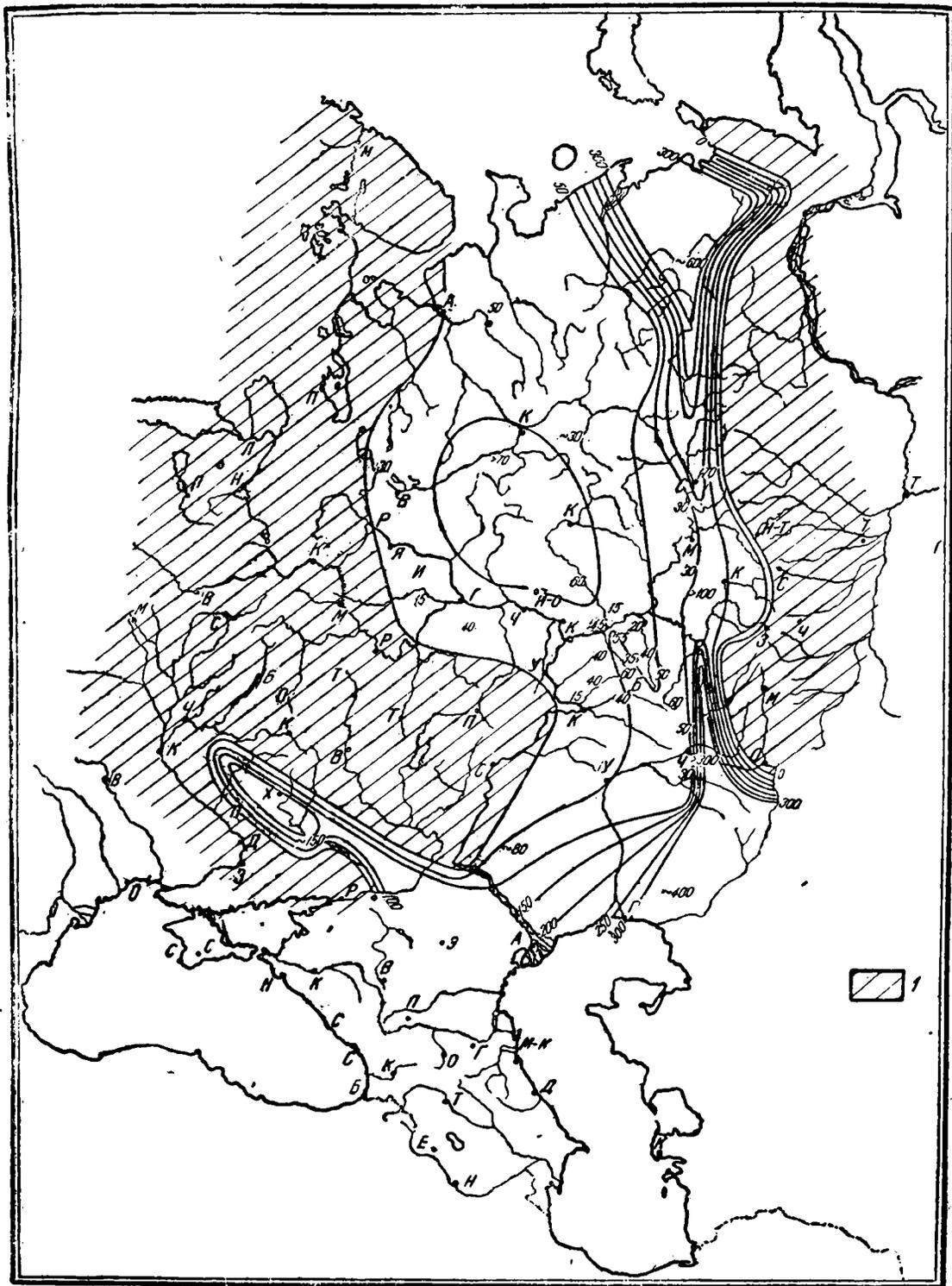


Рис. 63. Мощности свирферовых слоев. Изолинии через 50 м (до 300 м).
1— области нулевой мощности.

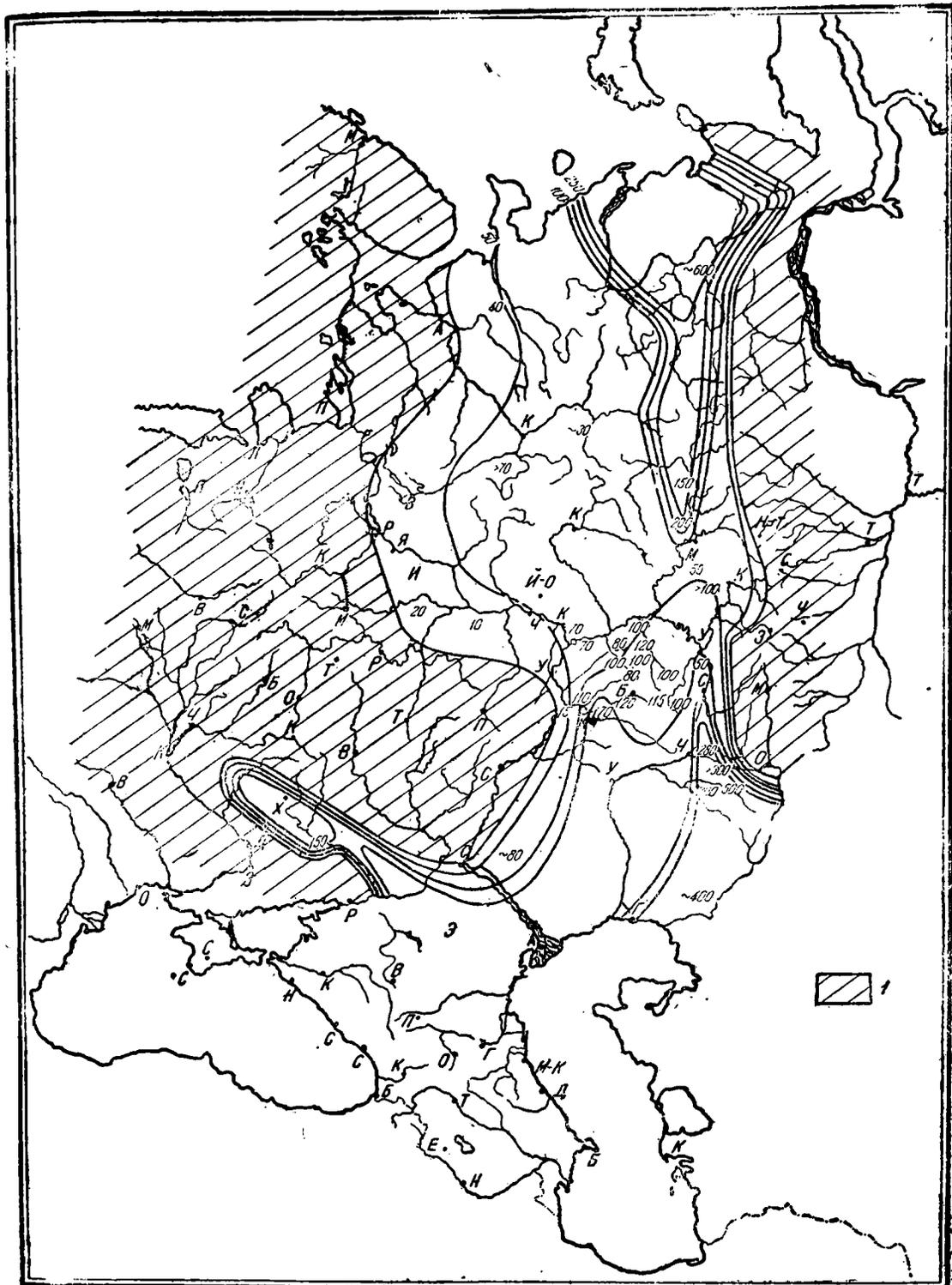


Рис. 64. Мощности конкиферовых слоев. Изолинии через 50 м (до 250 м)
1 — области нулевой мощности

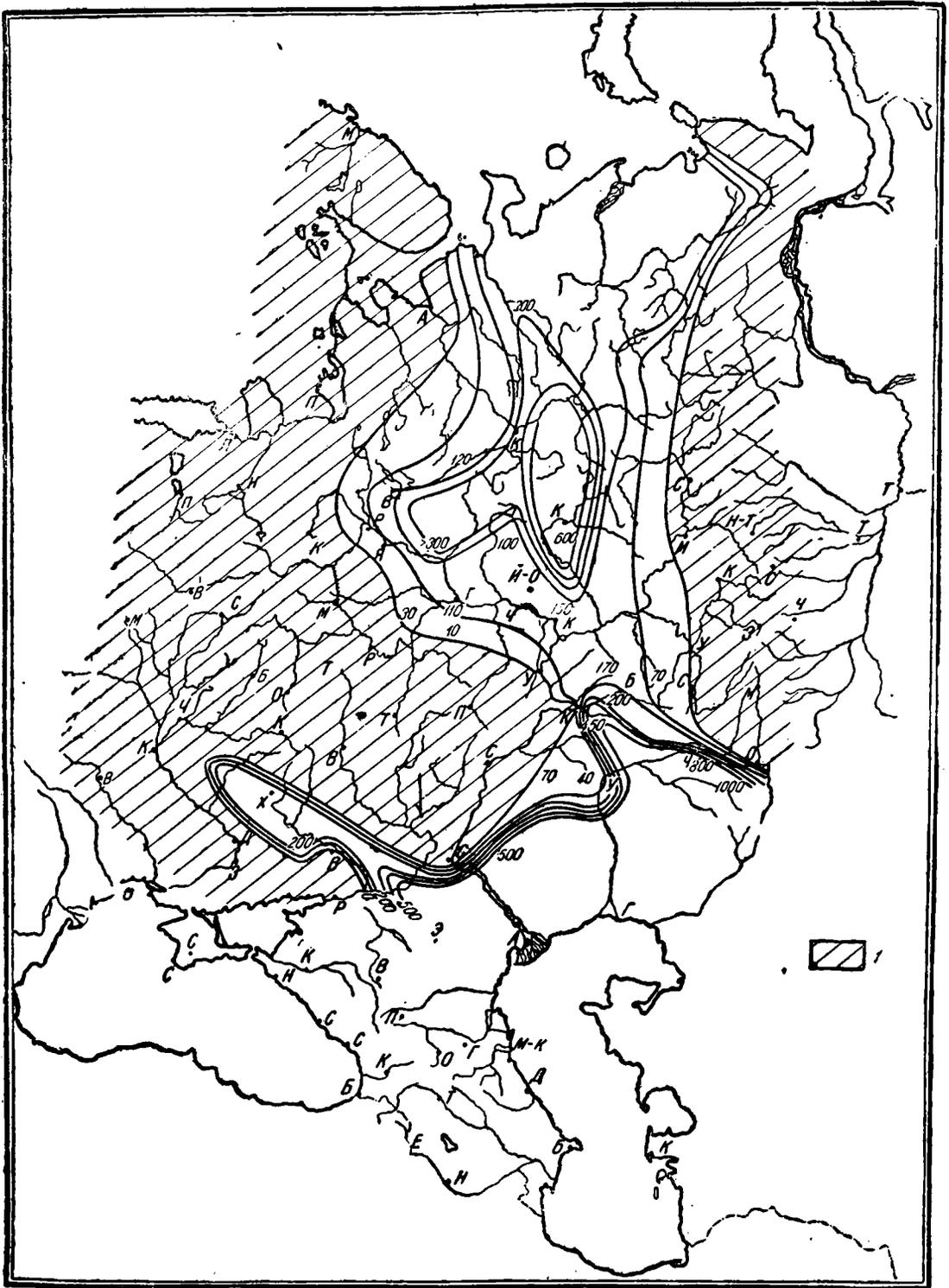


Рис. 65. Мощности татарского яруса. Изолинии через 100 м. 1

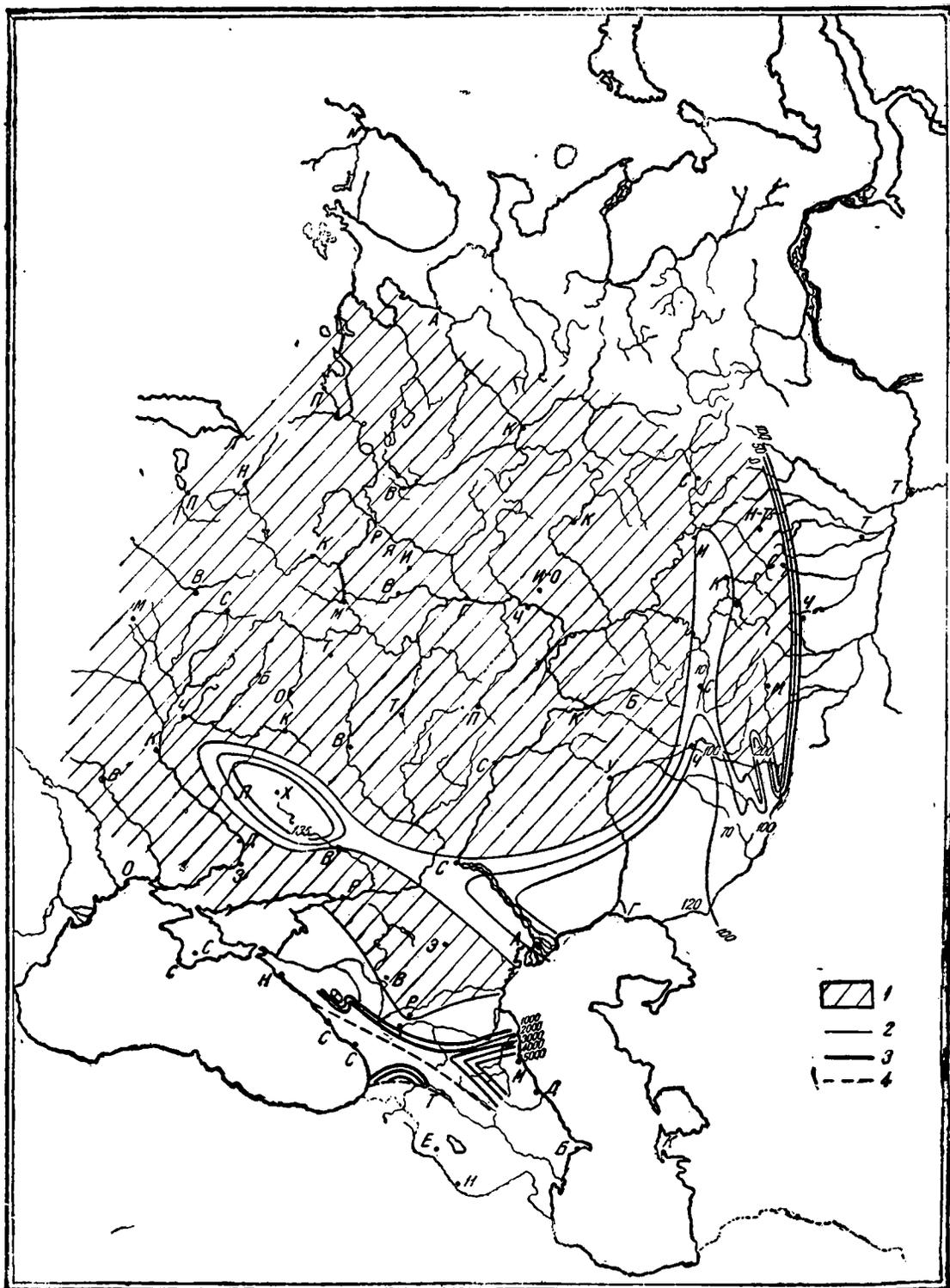


Рис. 66. Мощности нижней юры
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 50 м; 3—изолинии через 1000 м; 4—крупные разрывы (надвины).

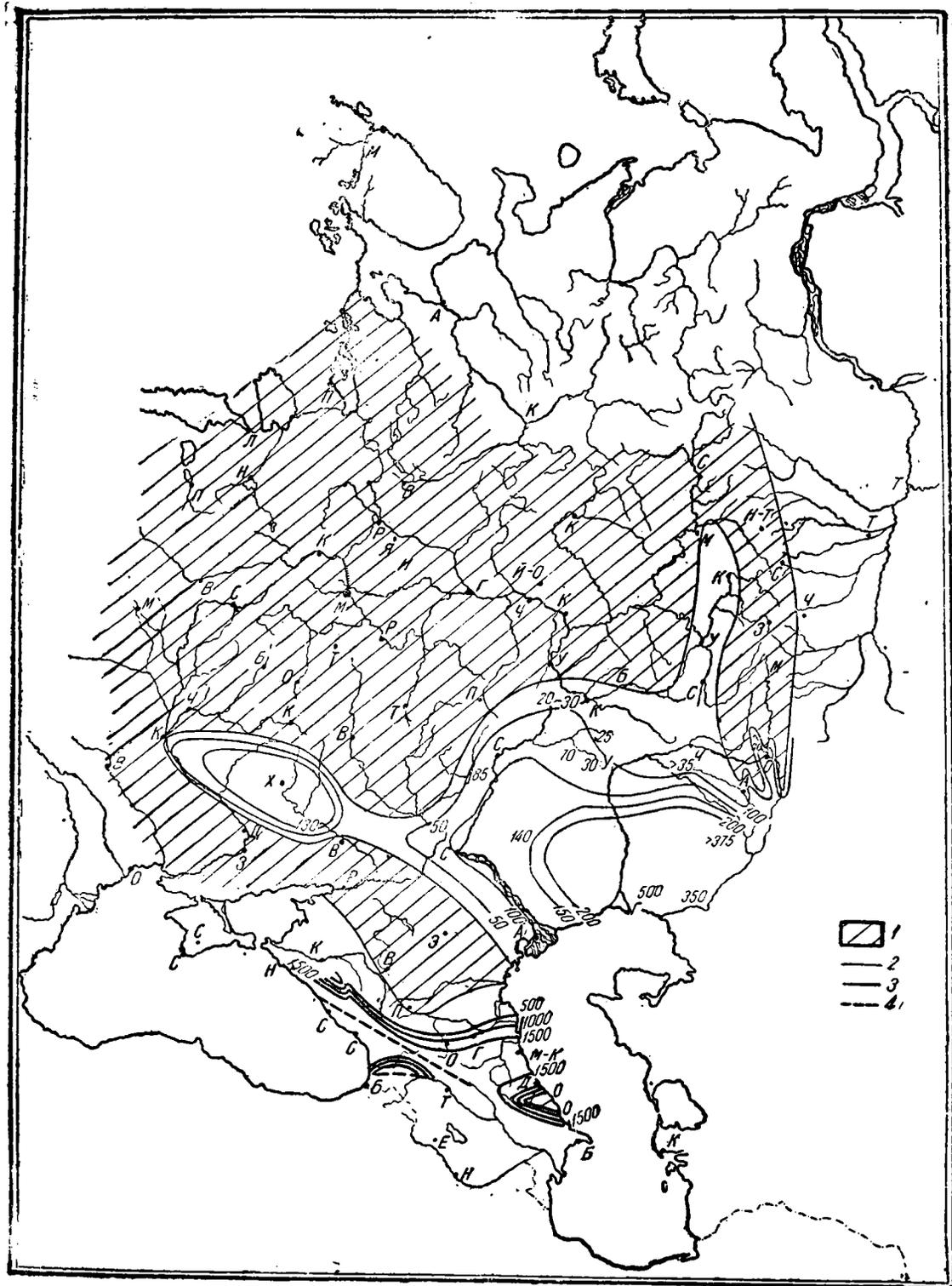


Рис. 67. Мощности средней юры
 1—области нулевой мощности; 2—изолинии через 50 м; 3—изолинии
 через 500 м; 4—крупные разрывы (надвиги).

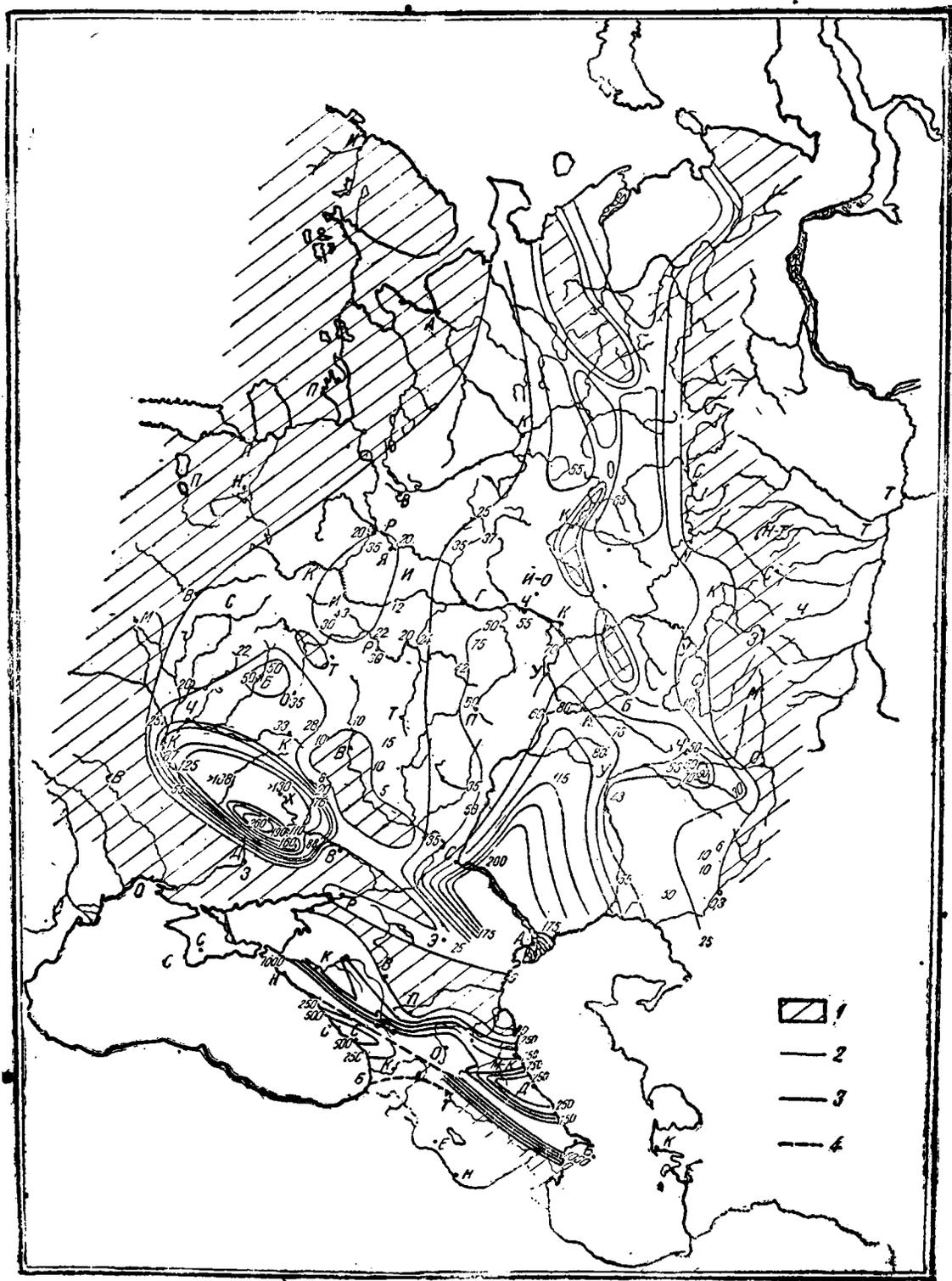


Рис. 68. Мощности верхней коры
 1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 25 м; 3 — изолинии через 250 м; 4 — крупные разрывы (надвиги).

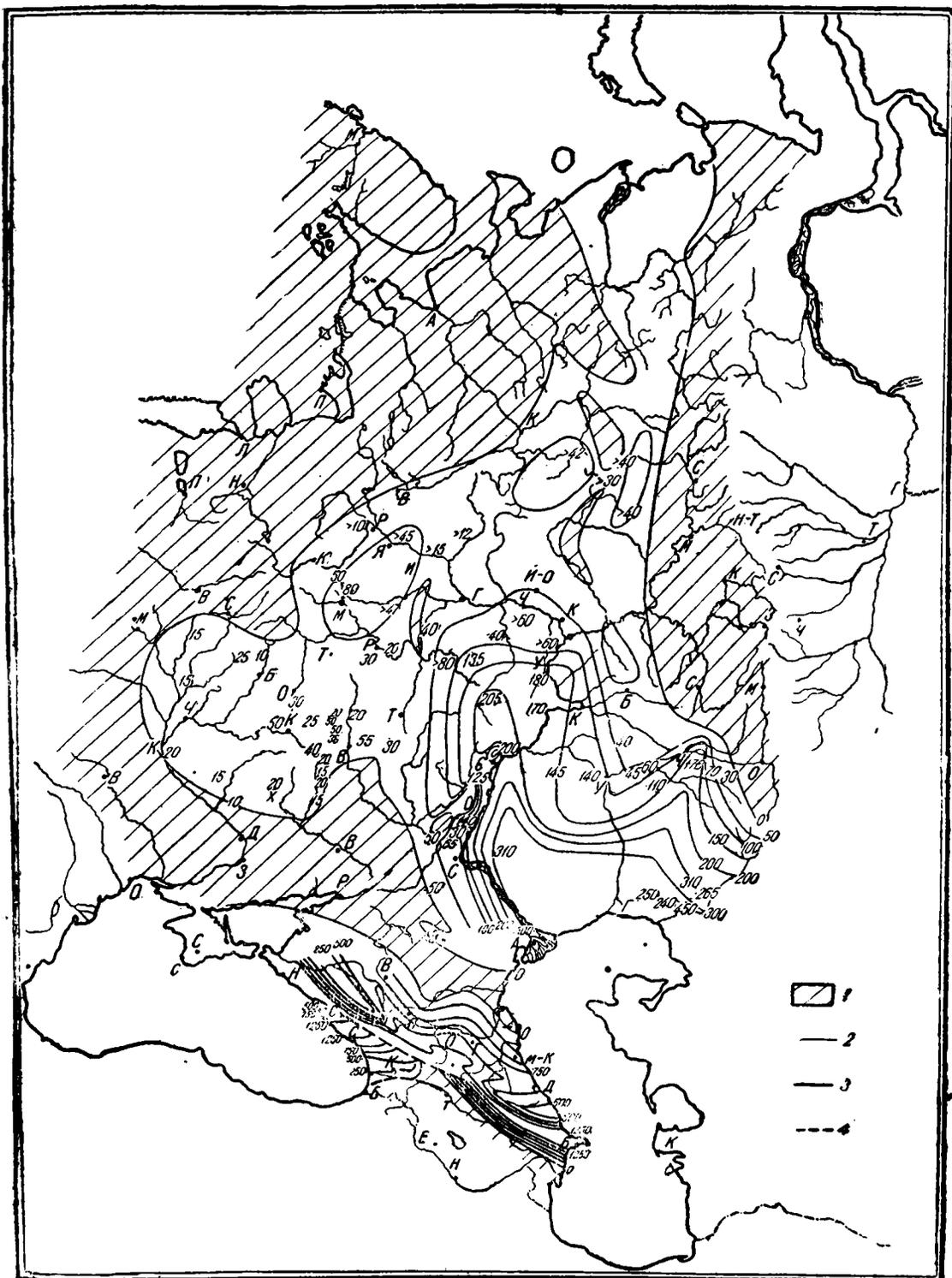


Рис. 69. Мощности нижнего мела

1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 50 м; 3 — изолинии через 250 м; 4 — крупные разрывы (надвиги)

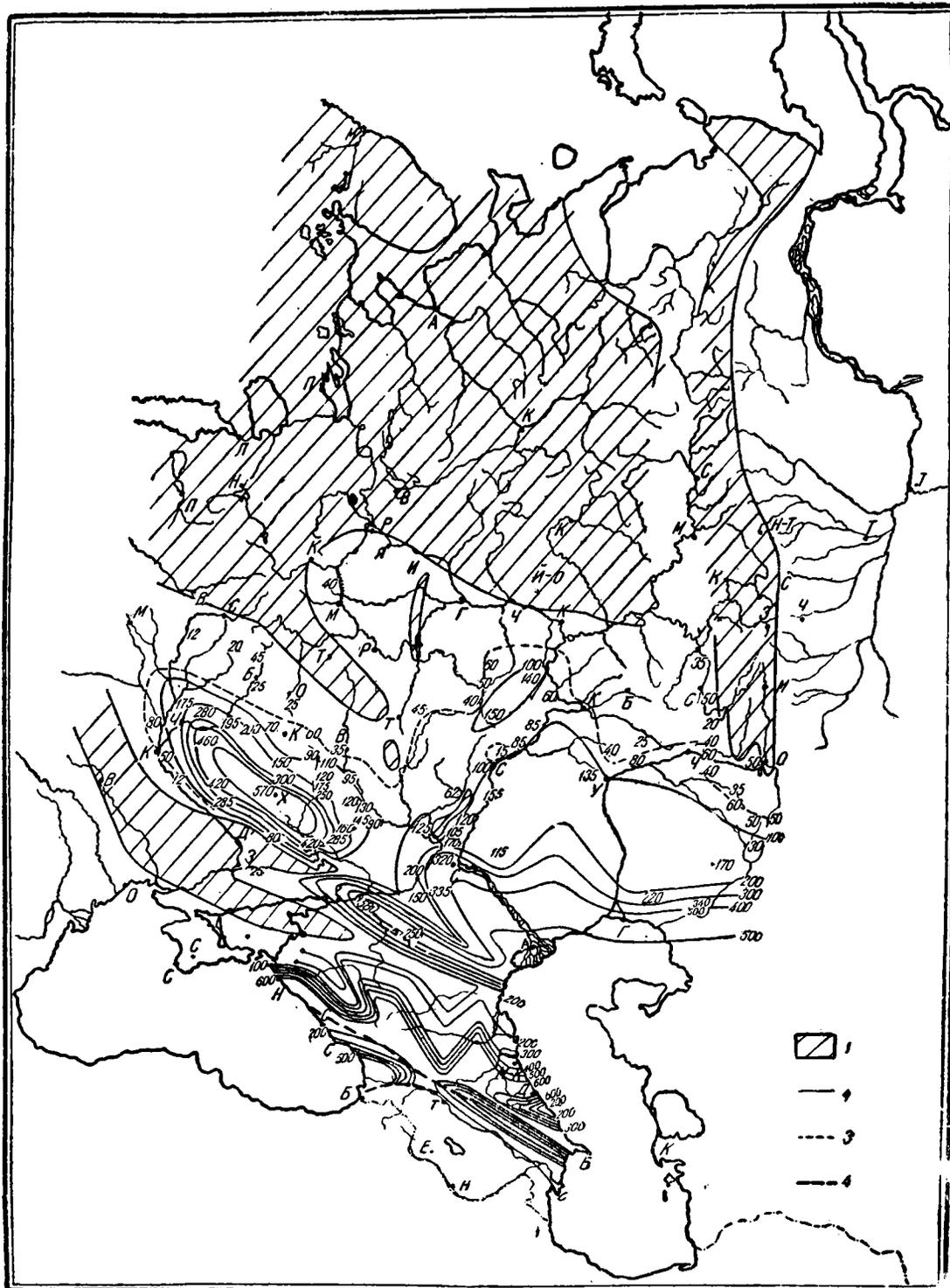


Рис. 70. Мощности верхнего мела
 1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 100 м; 3 — изолинии мощности 50 м; 4 — крупные разрывы (надвиги).

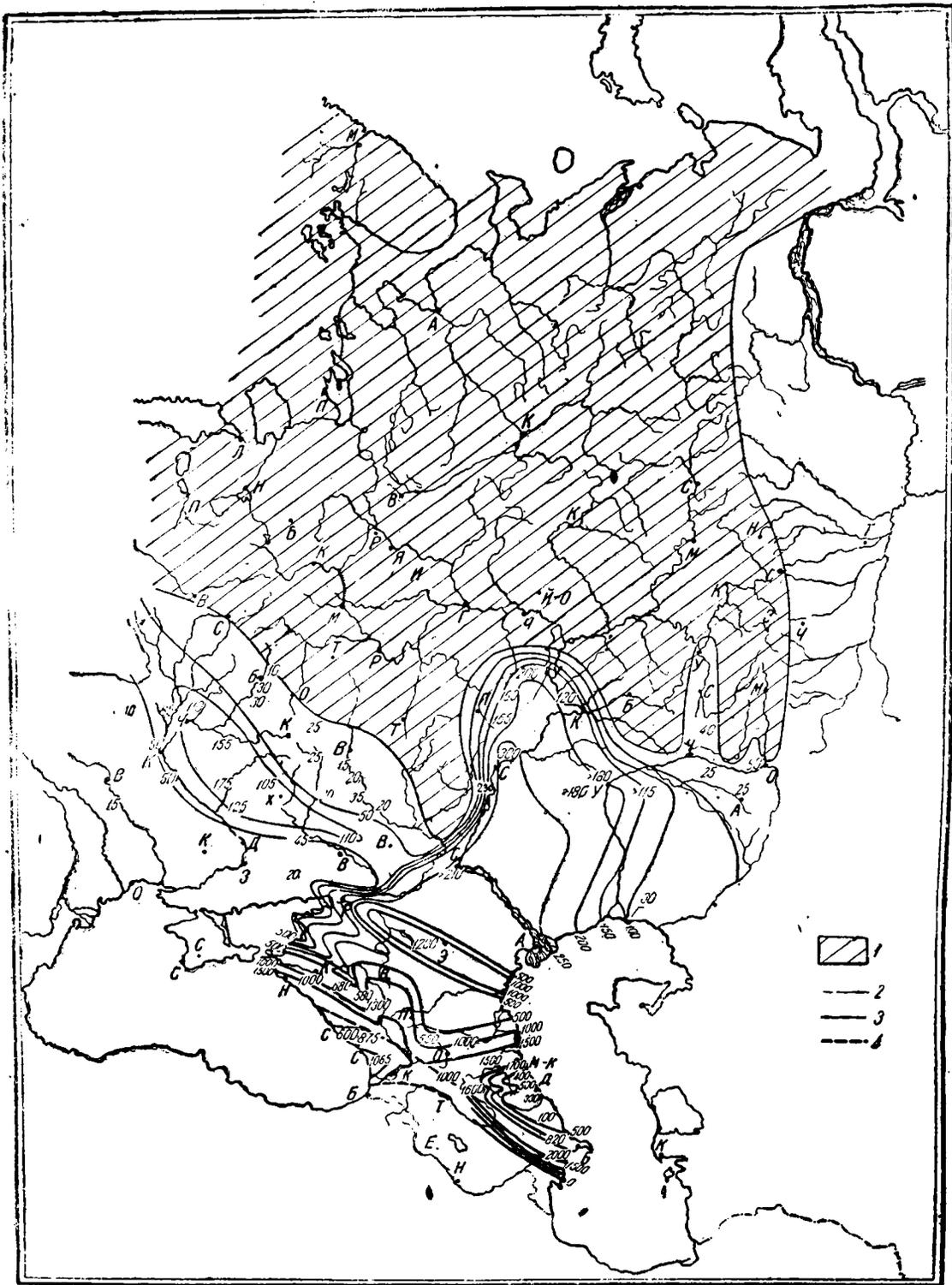


Рис. 71. Мощности палеогеновых отложений

1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 50 м; 3 — изолинии через 500 м; 4 — крупные разрывы (надвиги).

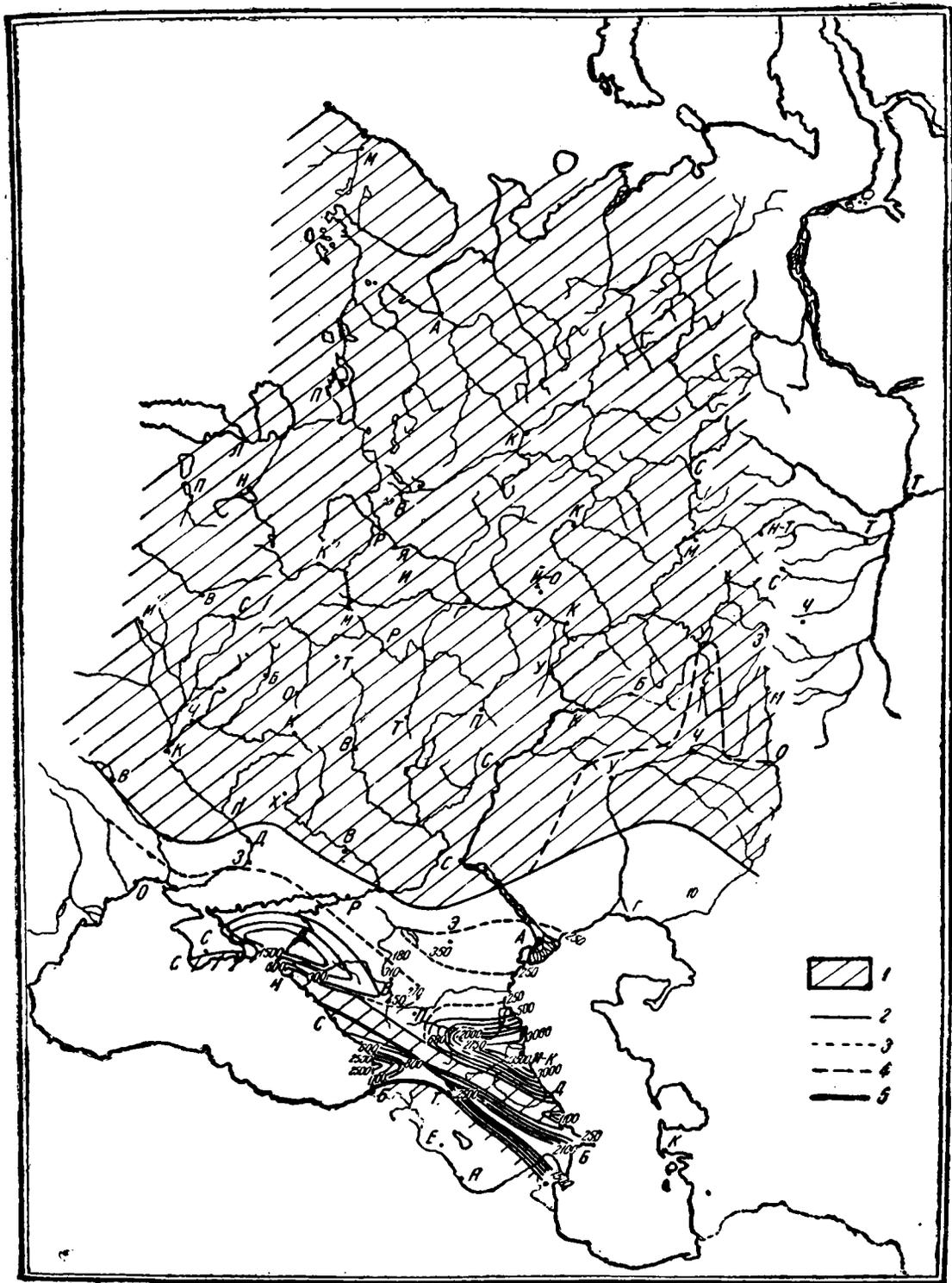


Рис. 72. Мощности миоценовых отложений

1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 50 м; 3 — изолинии через 250 м; 4 — северная граница области изолированных депрессий; 5 — крупные разрывы (надвиги)

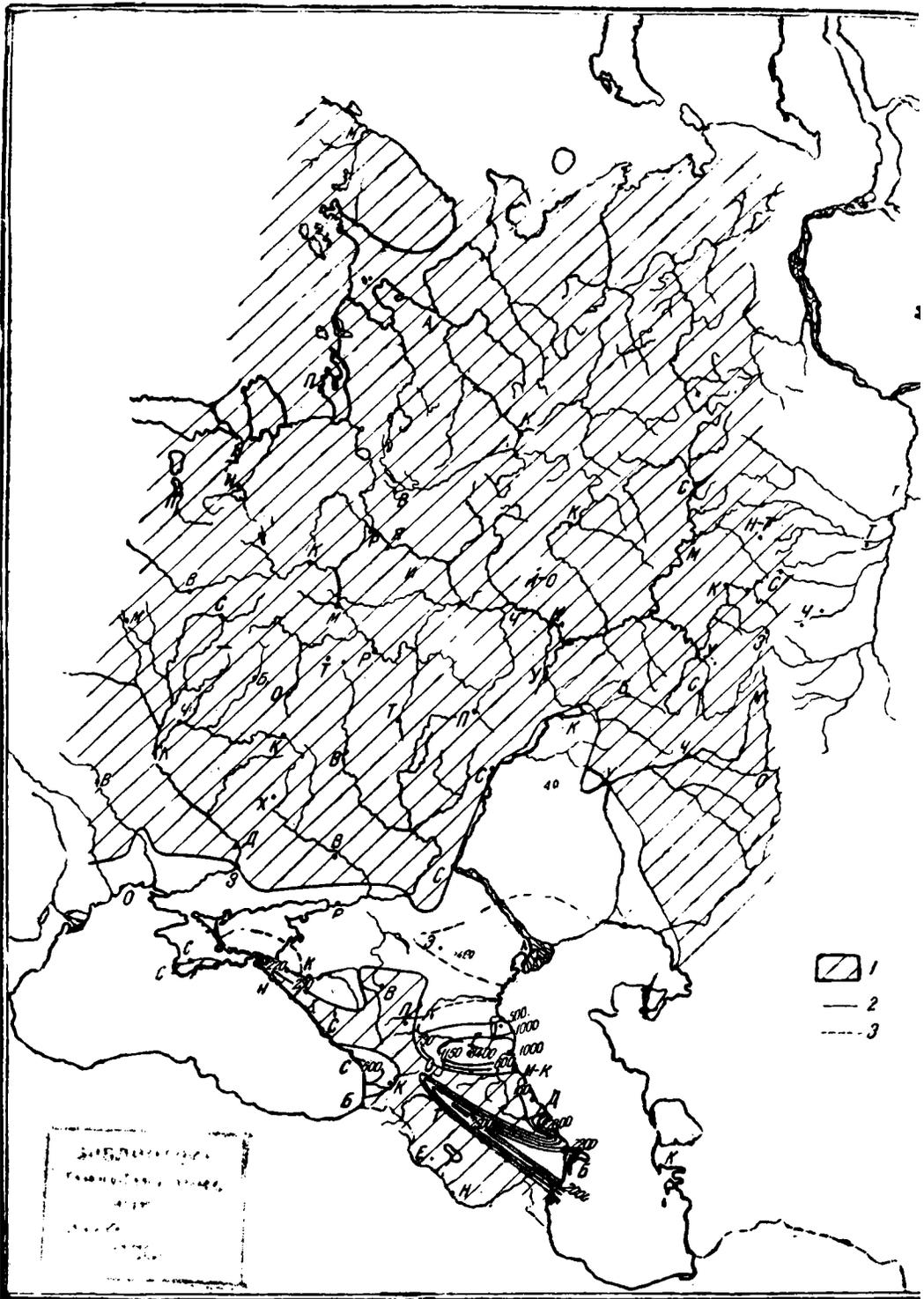


Рис. 73. Мощности плиоценовых отложений

1 — области нулевой мощности; 2 — изолинии через 500 м; 3 — изолиния мощности 250 м

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Геологическая серия

Вып. 6 (№ 1). Стр. 60. Ц. 3 р. 75 к.

А. А. Арсеньев. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рр. Тын и Кунермы.

Вып. 7 (№ 2). 1940. Стр. 101. Ц. 7 р. 50 к.

И. Д. Корженевский. О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одиночек.
Д. М. Раузер-Черноусова. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид.

Вып. 8 (№ 3). 1940. Стр. 69. Ц. 6 р.

Б. А. Петрушевский. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.

Вып. 14 (№ 4). 1940. Стр. 83. Ц. 7 р.

А. И. Москвитин. Лёссы и лёссовидные породы Сибири.

Вып. 15 (№ 5). 1940. Стр. 80. Ц. 6 р. 50 к.

В. П. Маслов. Литологические черты среднего кембрия р. Ангары.

Вып. 16 (№ 6). 1939. Стр. 121. Ц. 5 р. 50 к.

Н. М. Страхов. Доманиковская фация Южного Урала.

Вып. 27 (№ 7). 1940. Стр. 44. Ц. 4 р. 50 к.

А. А. Арсеньев. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима.

Вып. 28 (№ 8). 1940. Стр. 90. Ц. 7 р. 50 к.

В. И. Громов. Материалы по геологии Омско-Барабинского района.
В. А. Хохловкина. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Л. А. Юшко. Четвертичные отложения Южной Башкирии.

Вып. 32 (№ 9). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.

А. Л. Яншин. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии степных пространств, лежащих к югу от Мугоджар.

Вып. 33 (№ 10). 1940. Стр. 43. Ц. 3 р.

Г. Ф. Мирчинк. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. В. И. Громов. Остатки *Elephas antiquus* Falс. из четвертичных отложений г. Москвы. В. И. Громов. Материалы к изучению террас р. Терек между Орджоникидзе и Моздоком. В. И. Громов. Новые находки четвертичных млекопитающих — на Урале и на Салаире в 1938 г.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Вып. 42 (№ 12). 1940. Стр. 42. Ц. 3 р.

А. И. Кравцов и М. М. Элифсов. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. С. Е. Колотухина. О вулканогенной фации нижнего карбона в Центральном Казахстане. Б. М. Келлер. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. К. В. Никифорова. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в районе верховьев рр. Тобола и Суундука. Г. С. Конникова. К вопросу о пластических деформациях глин при усадке (в порядке постановки вопроса).

Вып. 45 (№ 13). (В печати).

П. И. Лунин. Стратиграфия нижнепермских отложений Сылвинско-Чусовского района Среднего Приуралья. П. И. Лунин. Стратиграфия нижнепермских отложений Ишимбаевского Приуралья.

Вып. 47 (№ 14). 1941. Стр. 60. Ц. 4 р. 50 к.

П. Н. Кропоткин. Значение тектонических процессов для образования кислых магм.

Вып. 48 (№ 15). (В печати).

Б. М. Келлер. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.

Вып. 52 (№ 16). 1941. Стр. 98. Ц. 7 р. 50 к.

А. Н. Чураков. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна.

Вып. 64 (№ 17). (В печати).

В. И. Громов. Палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР (млекопитающие, палеолит).

Вып. 60 (№ 18). (В печати).

П. И. Лунин. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья.

Вып. 62 (№ 19). (В печати).

Е. В. Павловский и Н. В. Фролова. Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.

Вып. 63 (№ 20). (В печати).

З. М. Старостина, Б. Н. Красильников, Н. Г. Сергиев, И. Ф. Трусова. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Ерементау и прилегающей части долины р. Уленты.

Вып. 66 (№ 21). (В печати).

Д. М. Раузер-Черноусова. Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана. В. Н. Крестовников и В. С. Карпышев. Фауна слоев Etocungt, ее стратиграфическое значение в разрезе р. Зиган на Южном Урале.